

MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME D'HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Influence des surfaces continentales sur la variabilité du cycle hydrologique des échelles inter-annuelle à multi-décennale

Une brève histoire de la « dérive des continents » dans les modèles de climat

présenté le 8 Février 2008

à l'Institut National Polytechnique de Toulouse

par

Hervé Douville

Centre National de Recherches Météorologiques

devant le jury composé de :

P. Bougeault	Directeur de la Recherche, CEPMMT	Rapporteur
K. Laval	Professeur, Université Pierre & Marie Curie	Examineur
H. Le Treut	Directeur de Recherche, LMD	Rapporteur
S. Planton	Directeur du GMGEC, CNRM	Examineur
O. Thual	Professeur, ENSEEIHT	Président
R. Vautard	Directeur de Recherche, LSCE	Rapporteur

A Corinne, Léo et Margot,

Préambule et remerciements

1. Introduction

2. Modélisation climatique des surfaces continentales

- 2.1. Bref historique
 - 2.1.1. L'eau dans tous ses états
 - 2.1.2. Bilan hydrique continental
 - 2.1.3. Description du sol et de la végétation
- 2.2. Ma contribution au modèle ISBA
 - 2.2.1. Paramétrisation simplifiée du manteau neigeux
 - 2.2.2. Paramétrisation de l'hydrologie sous-maille
 - 2.2.3. Paramétrisation du routage des fleuves
- 2.3. Comparaison, validation, initialisation
 - 2.3.1. Observations *in situ* et télédétection
 - 2.3.2. Projets d'inter-comparaison
 - 2.3.3. Assimilation de données
- 2.4. Bilan et perspectives

3. Influence climatique des surfaces continentales

- 3.1. Climatologie récente ou passée
 - 3.1.1. Neige
 - 3.1.2. Humidité du sol
 - 3.1.3. Végétation
- 3.2. Variabilité et prévisibilité à l'échelle saisonnière
 - 3.2.1. Neige
 - 3.2.2. Humidité du sol
 - 3.2.3. Végétation
- 3.3. Scénarios climatiques du 21^{ème} siècle
 - 3.3.1. Neige
 - 3.3.2. Humidité du sol
 - 3.3.3. Végétation
- 3.4. Bilan et perspectives

4. Dérive climatique des surfaces continentales

- 4.1. Les continents sont-ils des océans comme les autres ?
 - 4.1.1. Similitudes et spécificités
 - 4.1.2. Nature du couplage avec l'atmosphère
- 4.2. Continents et variabilité des moussons : mythe ou réalité ?
 - 4.2.1. Mousson Indienne
 - 4.2.2. Mousson Africaine
- 4.3. Continents et changement climatique : une influence surestimée ?
 - 4.3.1. Retour sur les projets LSPCR et CEFIPRA
 - 4.3.2. Analyse des scénarios du GIEC AR4
- 4.4. Bilan et perspectives

5. Conclusions

Bibliographie

Annexes

« En 1946, le premier ordinateur voit le jour ; il faut encore six ans pour qu'une de ces nouvelles machines, un appareil de type Eniac, soit affectée pour la première fois dans toute l'histoire au calcul d'une prévision météorologique. L'opération se déroule aux Etats-Unis d'Amérique, dans l'Etat du Maryland. Sans la moindre amertume, Lewis Fry Richardson écrit immédiatement à son estimé collègue John von Neumann pour le féliciter. Mais il ne reçoit aucune réponse. (...) Il va consacrer le reste de son existence à tenter de modéliser mathématiquement les tendances des groupes humains à se faire la guerre. Il meurt, entouré de l'affection de sa femme et de ses trois enfants. Ses travaux ne rencontrent pas le moindre écho. »

Stéphane Audeguy

Préambule

Lorsqu'en septembre 1991, je débarquai pour la première fois à Toulouse en tant qu'élève ingénieur de l'Ecole Nationale de la Météorologie, la première question qui me vint à l'esprit à l'issue de la présentation de la scolarité qui m'attendait fut à la surprise générale (y compris la mienne): comment faire pour démissionner ? Agronome de formation, plus à l'aise en génétique qu'en mécanique des fluides, je réalisai tardivement à quel point la météorologie était une discipline complexe et combien il me serait difficile de faire valoir mes connaissances à Météo-France. Deux années plus tard, à l'issue d'un stage de recherche qui, en dépit de mon intérêt déclaré pour la chimie de l'ozone, m'avait amené à travailler sur la dynamique des réchauffements stratosphériques soudains, mes doutes ne s'étaient guère dissipés. Les ondes de gravité avaient beau déferler, je restai droit dans mes bottes, insensible à ce spectacle céleste, arrimé au plancher des vaches. Je suis donc allé voir Jean-François Royer pour solliciter un sujet de Formation Complémentaire Par la Recherche plus en rapport avec mes aspirations et mon savoir-faire, sans imaginer alors qu'il aurait à me supporter si longtemps dans son équipe.

Il est grand temps pour moi de tirer le bilan de ces années. C'est un exercice salutaire et qui, bien qu'il devrait m'inciter à plus de modestie, m'a paru l'occasion de livrer ça et là quelques réflexions personnelles et d'adopter un ton parfois polémique. J'aimerais en effet que le lecteur téméraire trouve dans ce mémoire autre chose qu'une description chronologique de mes activités de recherche, qu'un inventaire à la Prévert d'expériences numériques et d'analyses ésotériques. Qu'il y lise au contraire le souci de ne pas laisser les modèles se substituer à la Nature et aux questions qu'elle pose, surtout lorsque celles-ci représentent plus qu'un défi pour la raison, un véritable enjeu de société. Qu'il y devine aussi la volonté de faire partager les quelques connaissances que les années passées au CNRM m'ont permis d'acquérir. Transmission du savoir qui fait trop souvent défaut, alors qu'elle est d'autant plus nécessaire que la complexité croissante des problèmes posés tend à fragmenter la connaissance et à spécialiser le scientifique. Qu'il y sente enfin la joie – et les soucis mineurs – que procure au quotidien le métier de chercheur.

Ce mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches est surtout l'occasion de résumer le parcours accompli depuis ma thèse soutenue en décembre 1995. De le survoler pour en souligner l'axe principal sans en dissimuler les écarts, les impasses et les embûches, pour en décrire le paysage, les tenants et les aboutissants, pour enfin en justifier la courbure et en esquisser la perspective. L'axe principal que je m'étais fixé à l'issue de la thèse était clairement défini : il s'agissait d'améliorer la représentation des surfaces continentales dans un modèle de circulation générale atmosphérique afin d'en comprendre l'influence sur la variabilité climatique. Le paysage était celui d'une communauté scientifique relativement compartimentée : la recherche et la production, les météorologues et les climatologues, la méso-échelle et la grande échelle, les atmosphériciens et les océanographes ou les premiers « continentalistes ». L'usage d'un néologisme est ici révélateur : cette dernière discipline a encore parfois du mal à trouver sa place au sein de la grande famille des modélisateurs du climat.

Ce besoin de reconnaissance peut expliquer en partie la dérive à laquelle le sous-titre de ce mémoire fait allusion. Elle me semble importante au point d'y consacrer un chapitre entier et d'amorcer une réorientation ou un élargissement de ma recherche, déjà perceptible dans mes travaux les plus récents. Cette dérive répond à une logique selon laquelle la volonté d'exister à part entière peut conduire les « continentalistes » à certains excès. A n'examiner le climat que sous un angle particulier alors qu'il présente à l'évidence de multiples facettes et de nombreuses influences. Voire à détourner le laboratoire numérique de son véritable objectif, la compréhension de la Nature et la prévision de son évolution, pour en faire l'avocat de ses propres thèses et tenter de démontrer, coûte que coûte ou vaille que vaille, l'importance du rôle joué par les surfaces continentales dans la variabilité du système climatique. En exagérant à peine, à établir des rapports de force avec les autres disciplines et à exister contre elles plutôt qu'avec elles.

Je n'ai jamais été un adepte des corporatismes, surtout lorsqu'ils cloisonnent plutôt qu'ils ne diffusent le savoir. Ce qui m'a conforté dans mon itinéraire de chercheur, c'est le sentiment que ma différence pourrait un jour (mais quand ?) devenir un atout, et que la diversité est une richesse pour les milieux naturels comme pour celui de la recherche. Cette remarque peut sembler triviale dans le contexte multidisciplinaire de la modélisation climatique. Ce n'est cependant pas ma formation singulière que je veux ici souligner, mais les dangers d'une simple juxtaposition des compétences. Si la modélisation du climat repose aujourd'hui sur une expertise et des outils de plus en plus « focalisés », cette spécialisation croissante me semble devoir être contrebalancée par une approche transversale des problèmes et un effort permanent pour les hiérarchiser. Revendiquer le statut ambigu de chercheur généraliste serait évidemment présomptueux tant les questions qui nous sont aujourd'hui posées demandent une réponse collective plutôt qu'individuelle. J'espère cependant que la suite de ce mémoire saura convaincre le lecteur qu'une telle inclinaison n'est pas un contre-sens et que l'éparpillement relatif de mes activités les plus récentes ne relève pas de la dérive que je veux ici évoquer, celle de la grenouille qui voulait être aussi grosse que le bœuf.

Remerciements

Je veux d'abord exprimer ma gratitude à celles ou ceux qui m'ont fait confiance et ont su m'encourager à mes débuts. Au delà de mes proches, je pense en particulier à Jean-François Mahfouf, qui a guidé mes premiers pas dans l'univers de la modélisation des surfaces continentales. Je veux également exprimer ma reconnaissance à Jean-Claude André qui m'a accueilli au Centre National de Recherches Météorologiques et qui, en m'incitant (c'est un euphémisme) à participer au projet international GSWP, m'a ouvert de nouveaux horizons. Je dois aussi beaucoup à l'ambiance conviviale qui règne au sein de l'équipe UDC sous la direction de Jean-François Royer. Sans la bienveillance accordée à l'initiative personnelle, sans l'appui scientifique et technique de mes collègues les plus proches (merci notamment à Sophie, Aurore et Fabrice pour leur collaboration active), et sans le savoir-faire précieux et la disponibilité infaillible des équipes EAC et MC2, la plupart des travaux résumés dans ce mémoire n'aurait pas été possible. Je veux aussi remercier les étudiants de tous horizons avec qui j'ai eu la chance de travailler (Bertrand, Sébastien, Raghu, Gilles, Nicolas, Mathieu, Joan, Nathalie et Virginie pour ne citer que les plus récents). Leur persévérance, leur enthousiasme et leur chaleur ont été mon « énergie renouvelable » au cours de ces dernières années. Un grand merci également à tous les adeptes du ballon rond, jeunes ou vieux (dont j'éviterai ici de citer les noms), pour les bons moments partagés sur la pelouse de la Mounède, source d'inspiration inépuisable pour la modélisation du « tile Nature » du modèle ISBA. Concernant plus particulièrement ce mémoire de HDR, je remercie chaleureusement Philippe Bougeault, Hervé Le Treut et Robert Vautard pour avoir accepté d'en être les rapporteurs, Katia Laval, Serge Planton et Olivier Thual pour leur participation au jury, ainsi que Jean-François Mahfouf et Aurore Voldoire pour leurs commentaires avisés sur la version initiale du manuscrit.

« Tout ce qu'on voit encore se développer dans les airs et naître au dessus de nous, tout ce qui se forme dans les nuages, tout enfin, neige, vents, grêle, gelées, et le gel si puissant qui durcit le cours des eaux et ralentit ou arrête ça et là la marche des fleuves, tout cela peut aisément s'expliquer, ton esprit n'éprouvera aucune peine à en comprendre les causes et à en pénétrer le secret, du moment que tu connais bien les propriétés des atomes. »

Lucreèce

Chapitre 1

Introduction

En dépit de cette référence à Lucrèce, n'allez pas imaginer que je vais ici m'attaquer à l'histoire des progrès scientifiques accomplis sur la compréhension du cycle de l'eau depuis l'Antiquité. Qu'il s'agisse de ses déplacements dans l'atmosphère sous forme de vapeur, de ses changements de phase, de sa précipitation sous forme liquide ou solide, de son infiltration dans le sol, de son ruissellement, ou de son évapo-transpiration, la molécule d'eau semble avoir dévoilé l'essentiel de ses mystères. S'il revenait aujourd'hui parmi nous, Lucrèce serait néanmoins surpris de constater que la grêle ou le gel des fleuves restent des phénomènes le plus souvent absents de nos représentations les plus sophistiquées du climat. Sans doute également surpris d'apprendre que les modèles climatiques demeurent incapables de simuler précisément le cycle de l'eau, non seulement dans ses manifestations régionales ou extrêmes (sécheresses, inondations) mais également en terme de climatologie des principaux réservoirs et des flux échangés entre les continents d'une part, l'atmosphère et l'océan d'autre part. Enfin et surtout, stupéfait de réaliser à quel point il nous est encore difficile de prévoir où et en quelle quantité tombera la pluie, demain, au cours des prochains mois, ou d'ici la fin du 21^{ème} siècle.

Il faut sans plus attendre préciser qu'un grain de sable est venu enrayer la mécanique classique selon laquelle, jusqu'au début du 20^{ème} siècle, le mouvement des atomes, comme celui des masses d'air ou des planètes, obéissait à une logique purement déterministe. Depuis Henri Poincaré (1854-1912) et la théorie du chaos, nous savons en effet que ces mouvements sont par essence imprévisibles dès lors que l'on se place à une échelle de temps où la moindre incertitude sur les conditions initiales est amplifiée au point de modifier complètement la trajectoire du système étudié. Au delà de cette difficulté fondamentale, il faut également souligner la complexité du système climatique au sein duquel l'atmosphère ne peut être considérée comme un fluide en vase clos, mais en interaction permanente avec les océans et les continents, notamment via le cycle de l'eau. Enfin, l'histoire de la molécule d'eau se joue à de multiples échelles spatio-temporelles, allant de la microphysique des nuages à la circulation océanique thermohaline, qui ne se contentent pas de se superposer mais sont également le siège d'interactions non-linéaires.

La météorologie (du grec *meteôros*, élevé dans les airs) est souvent le premier exemple qui vient à l'esprit lorsque l'on souhaite illustrer la théorie du chaos. Le célèbre « effet papillon » découvert accidentellement au début des années 1960 par le météorologue américain Edward Lorenz (1917-) illustre en effet l'impossibilité théorique de prévoir l'état instantané de l'atmosphère plus d'une dizaine de jours à l'avance. Au delà de cette limite, commence le royaume du climat (du grec *klima*, inclinaison, faisant référence à celle des rayons du soleil par rapport à la Terre). Ce terme désigne l'ensemble des états de l'atmosphère sur une région ou sur le globe toute entier, et pendant une période donnée. La climatologie se distingue donc de la météorologie par le fait qu'elle ne vise pas à décrire, comprendre, et si possible prévoir, l'état de l'atmosphère à un instant donné, mais la distribution des états successifs sur une période suffisamment longue pour en déterminer les principales statistiques.

La climatologie est une discipline relativement récente, car l'idée selon laquelle les conditions climatiques ne sont pas immuables ne s'est imposée qu'au 18^{ème} siècle, grâce aux travaux des premiers paléontologues (Buffon 1707-1788) faisant la preuve de l'existence passée de faunes de climats chauds à nos latitudes. Ce sont les travaux de ces mêmes paléontologues qui ont conduit l'astronome et météorologue allemand Alfred Wegener (1880-1930) à proposer la théorie de la « *dérive des continents* » à laquelle fait allusion le sous-titre de ce mémoire. Aujourd'hui communément admise,

cette théorie postule que les terres émergées étaient au début du précambrien regroupées en un continent unique, la Pangée, qui se serait ensuite morcelé et dont les fragments auraient dérivé à la surface du manteau terrestre pour donner progressivement naissance à la répartition actuelle des continents. Wegener chercha à confirmer cette hypothèse en démontrant que l'Amérique continuait à s'éloigner de l'Europe, mais il ignorait à l'époque l'existence des mouvements de convection du magma terrestre et imputait l'origine de la dérive des continents aux marées lunaires. Cette remarque illustre bien l'importance de l'intuition dans le progrès scientifique : le résultat précède parfois la démonstration. Il faut cependant se méfier de cette démarche car il est possible de se convaincre de la pertinence d'une hypothèse pourtant inexacte.

La théorie de Wegener suggère que les surfaces continentales ont joué un rôle moteur dans la variabilité du climat au cours des temps géologiques. Mais peut-on en dire autant de leur influence aux échelles de temps qui nous intéressent ici, allant typiquement du mois à quelques centaines d'années ? C'est en tout cas ce que certains collègues, en France ou ailleurs, essaient de montrer depuis quelques décennies. C'est également le principal fil conducteur des recherches que j'ai menées au CNRM depuis 1995. C'est donc de l'intérieur, et avec une part de responsabilité, que je suis aujourd'hui obligé de constater que cet objectif prend parfois des proportions excessives. Ce n'est plus le système climatique dans sa globalité mais l'influence, aussi ténue soit-elle, des surfaces continentales qui fait dans certains cas l'objet de toutes les attentions. Ce n'est plus le climat réel, mais le climat virtuel simulé par les modèles, qui est souvent analysé sous toutes les coutures. Cette dérive me semble suffisamment préoccupante pour y consacrer le dernier chapitre de ce mémoire. Certains pourront y voir une forme de provocation. J'y vois personnellement le meilleur moyen de valoriser mon parcours et de justifier la diversité, aux dépens du caractère plus approfondi, de mes travaux.

Pour autant, ce manuscrit ne se résume pas à un plaidoyer pour une utilisation moins « idéologique » des modèles de climat (chapitre 4). Il vise d'abord à montrer en quoi et comment les surfaces continentales peuvent contribuer à la variabilité du climat des échelles inter-annuelle à multi-décennale et doivent donc être décrites de manière réaliste dans les systèmes de prévision saisonnière comme dans les scénarios climatiques (chapitre 3). Il propose également une synthèse sur la modélisation hydrologique continentale et sur la difficulté de calibrer, initialiser et valider ces modèles à l'échelle globale (chapitre 2). Il ne s'agit pas ici d'étudier l'ensemble des processus impliqués dans le cycle de l'eau, mais de se concentrer sur la branche terrestre de ce cycle et sur sa contribution à la variabilité climatique. Ce thème sera essentiellement traité sous l'angle des modèles globaux et la question de la régionalisation climatique ne sera pas abordée. A chaque étape de ce mémoire, ma contribution personnelle au sujet traité sera évidemment soulignée. Elle sera cependant mise en perspective, à la lumière d'un rappel des enjeux scientifiques et des travaux « fondateurs », ainsi que d'un exposé non exhaustif des principales études menées simultanément ou ultérieurement par d'autres équipes.

Depuis Lucrèce, nous avons beaucoup appris sur le cycle hydrologique, mais nous savons aussi qu'il nous reste beaucoup à apprendre. Nous réalisons tardivement combien les ressources naturelles de la planète sont limitées au regard des prélèvements humains, et combien leur exploitation irraisonnée peut nous conduire non seulement à une impasse économique, mais également à une perturbation du système climatique, en raison de nos rejets massifs de gaz à effet de serre. Nous mesurons par ailleurs les limites de notre capacité à prévoir les conséquences régionales de ce dérèglement climatique global. A l'heure où l'accroissement de la population mondiale rend de plus en plus précaire l'équilibre entre l'homme et son environnement, réduire les incertitudes dans les scénarios climatiques du 21^{ème} siècle est à mon sens une priorité qui doit mobiliser la majorité des modélisateurs du système Terre. De ce point de vue, hiérarchiser les problèmes, reconnaître que les continents n'exercent souvent qu'une influence modeste ou secondaire sur la variabilité climatique, c'est sans doute faire un premier pas dans la bonne direction.

« J'aperçois un péril plus grave encore à confondre le progrès de la connaissance avec la complexité croissante des choses de l'esprit. »

Claude Lévi-Strauss

Chapitre 2

Hydrologie continentale dans les modèles de climat

2.1. Bref historique

Commençons par décrire la place des surfaces continentales au sein du cycle hydrologique global, puis par rappeler les principales étapes qui ont jalonné l'histoire de leur représentation dans les modèles climatiques. Les premiers schémas de surface avaient pour vocation de fournir des conditions aux limites de température et d'humidité aux modèles atmosphériques, afin de permettre une estimation réaliste de la variabilité spatio-temporelle des flux d'eau et d'énergie à la surface des continents. Peu à peu, les expériences numériques ont mis en évidence la sensibilité de l'atmosphère aux conditions aux limites continentales, soulignant l'intérêt d'une représentation plus physique du sol et de la végétation dans les modèles de circulation générale (MCG). Les schémas de surface se sont alors étoffés au point de devenir eux-mêmes de véritables modèles qui, au même titre que les modèles océaniques, peuvent être forcés par des analyses ou être couplés à des modèles atmosphériques. A l'intersection de plusieurs disciplines, les modèles de surface continentale (MSC) décrivent des phénomènes d'autant plus variés que l'échelle de temps considérée est importante et que l'évolution de l'atmosphère ne relève plus seulement de son état initial, mais d'une véritable mise à l'équilibre avec les surfaces continentales et océaniques. Leur évolution est ainsi marquée par le souci de décrire de manière toujours plus explicite le fonctionnement des écosystèmes continentaux, qu'il s'agisse de processus physiques, chimiques ou biologiques.

2.1.1. L'eau dans tous ses états

L'eau possède plusieurs propriétés chimiques exceptionnelles : trois états à des températures relativement proches, des chaleurs latentes de changement de phase très élevées, ainsi qu'une forte capacité calorifique. Ces propriétés lui confèrent un rôle climatique majeur, notamment en ce qui concerne la stabilité de la température de la Terre (Douville et al. 2005).

L'océan global représente de loin le principal réservoir d'eau à la surface de la Terre et le principal thermostat du système Terre. Bien que son rôle climatique ne soit pas au cœur de ce mémoire, il sera évoqué au chapitre 4 afin de relativiser l'influence des surfaces continentales sur la variabilité naturelle du climat et sur sa réponse aux forçages anthropiques. Les surfaces océaniques représentent la principale source de vapeur d'eau pour l'atmosphère. L'évaporation y est en effet globalement supérieure aux précipitations et le surplus d'eau est exporté au dessus des continents par la circulation atmosphérique (Fig. 2.1). Les précipitations continentales alimentent différents réservoirs d'eau douce. Concernant l'eau liquide, les principaux sont les lacs et les sols, loin devant les rivières. Celles-ci, bien que ne représentant qu'une modeste fraction du volume total, font l'objet de prélèvements croissants et les débits mesurés aux embouchures des fleuves ne représentent parfois qu'une infime partie du ruissellement drainé sur le bassin versant. Une partie de la lame d'eau continentale est par ailleurs drainée en profondeur vers les nappes phréatiques, où le temps de résidence moyen peut être supérieur à 100 voire 1000 ans, d'où le vocable d'eaux « fossiles » parfois employé pour désigner ces réservoirs dont le volume total demeure incertain.

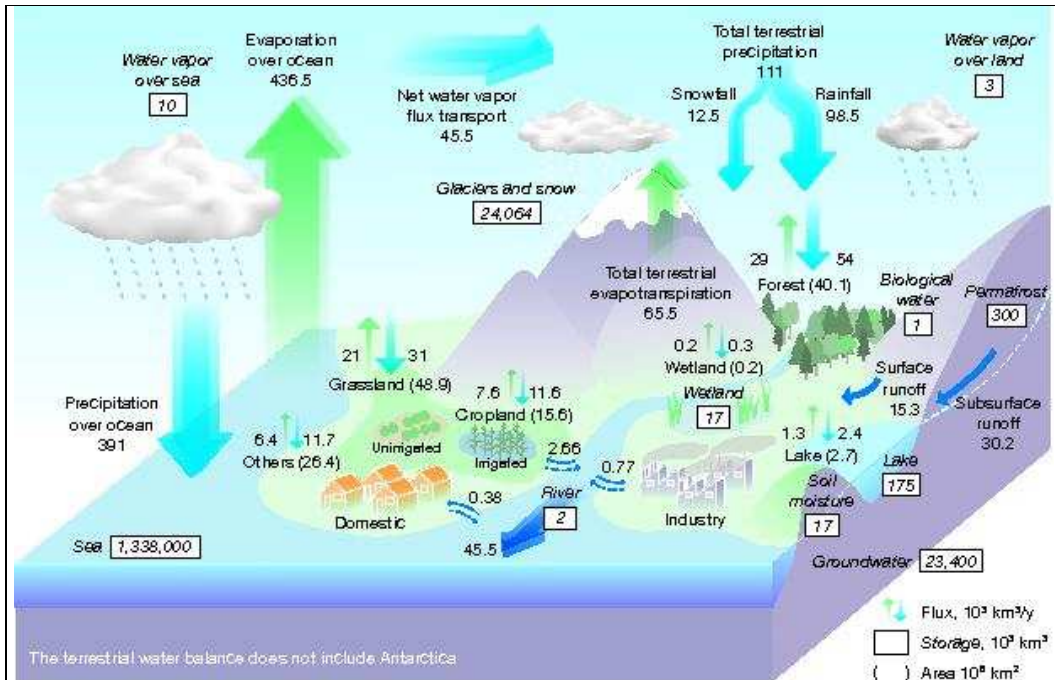


Fig. 2.1: Schématisation du cycle de l'eau (d'après Oki et Kanae 2006). Les flux annuels et les principaux réservoirs sont synthétisés à partir de différentes sources. On notera en particulier la faible capacité du réservoir fluvial dans lequel nous puisons l'essentiel de l'eau douce nécessaire à nos usages domestiques, industriels ou agricoles, ce qui souligne la vulnérabilité des ressources à une faible variation des précipitations continentales.

Avec ses 27,5 milliards de m³, la cryosphère terrestre représente le principal réservoir d'eau à la surface des continents et l'essentiel des réserves d'eau douce. La neige représente un stockage temporaire des précipitations solides à la surface du sol, appelé à disparaître au printemps, lorsque la végétation aura précisément besoin d'eau pour se développer. Le gel hivernal immobilise quant à lui une partie de l'humidité du sol, qui sous forme solide ne peut plus être extraite par la transpiration des plantes ou drainée vers le sol profond et/ou les nappes phréatiques. Dans les régions péri-glaciaires le sol reste gelé à longueur d'année : on parle alors de pergélisol. Les glaciers représentent un troisième réservoir d'eau sous forme solide. Leur bilan de masse, outre les termes classiques d'accumulation, de fonte et de sublimation, inclut des effets mécaniques correspondant à des écoulements vers l'aval sous l'effet de la gravité. Ainsi, la présence de glace n'est pas nécessairement synonyme de températures inférieures à 0°C. Le glacier fond au contact du sol, donnant naissance à un écoulement qui va évacuer cette eau vers l'aval, et ainsi représenter une source d'eau douce parfois vitale à l'échelle régionale. Les calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique constituent le dernier et principal réservoir de la cryosphère terrestre. L'épaisseur de glace peut y atteindre quelques milliers de mètres. La vitesse d'écoulement de cette glace est généralement faible, si bien que les strates les plus profondes représentent de véritables archives des climats du passé.

Dans l'atmosphère, l'eau est essentiellement présente sous forme gazeuse. Si l'on pouvait condenser toute la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère à un instant donné, le volume occupé serait seulement de 13.000 km³, soit environ 75 fois les réserves maximales du barrage d'Assouan. La vapeur d'eau atmosphérique est néanmoins l'élément prépondérant du cycle hydrologique car elle permet les changements de phase et les échanges énergétiques associés, en plus du rôle essentiel qu'elle joue dans le bilan radiatif. A ce titre, elle représente une des composantes majeures à prendre en compte pour l'étude du climat et de son évolution. Ce rôle climatique s'exerce à travers deux propriétés principales de l'eau vapeur et de l'eau liquide : d'une part l'absorption et la libération de chaleur latente au moment de l'évaporation et de la condensation, que ce soit aux interfaces avec l'océan et les surfaces continentales ou au sein de l'atmosphère elle-même ; d'autre part la réflexion, la

diffusion, l'absorption et l'émission du rayonnement atmosphérique, que ce soit dans le domaine des courtes longueurs d'onde, où les nuages agissent principalement comme des réflecteurs du rayonnement solaire incident, ou dans le domaine infra-rouge correspondant à l'émission tellurique, où la vapeur d'eau se comporte comme un gaz à effet de serre (GES) très efficace, dont les effets peuvent être renforcés par la présence de nuages élevés.

Maillon déterminant de la dynamique du climat et de son évolution, le cycle de l'eau est en retour très largement influencé et modifié par les fluctuations et les évolutions du climat, tant pour sa composante atmosphérique que pour ce qui concerne les eaux continentales. Le changement climatique annoncé, c'est-à-dire le réchauffement de la planète résultant de l'augmentation de la concentration atmosphérique des autres GES émis par l'homme, principalement par déstockage de carbone fossile, est donc de nature à modifier assez significativement la façon dont les ressources en eau sont distribuées, avec les conséquences inévitables sur l'habitabilité de la Terre (Douville et al. 2007). Nous verrons aux chapitres 3 et 4 que les impacts hydrologiques des forçages anthropiques demeurent incertains. Ils devraient néanmoins se traduire par un renforcement global des contrastes spatio-temporels de la disponibilité en eau. Ce scénario est d'autant plus préoccupant que les besoins en eau ne cessent d'augmenter, notamment dans les pays à forte croissante démographique et où les ressources en eau sont parfois d'ors et déjà un obstacle majeur au développement.

2.1.2. Bilan hydrique continental

Dès 1922, Richardson, l'un des pères fondateurs de la prévision numérique, pose le problème des conditions fournies à la limite inférieure des modèles atmosphériques dans un ouvrage intitulé « Weather Prediction by Numerical Process ». On peut ainsi lire à la page 104 : « A forecast for the land and sea might be attempted concurrently with that for the airs ». Richardson propose des solutions pour calculer l'évolution des variables de surface. Il distingue le cas de la mer, du sol, de la neige et de la végétation. Il avait ainsi tracé les grandes lignes qui guident aujourd'hui encore la paramétrisation des processus de surface.

Avant de décrire ses différentes composantes, soulignons que le bilan hydrique continental est étroitement couplé au bilan d'énergie via le flux de chaleur latente. Il est donc utile de rappeler ici les principales techniques proposées pour résoudre le bilan d'énergie en surface. Une première approche a consisté à supposer que l'inertie thermique des surfaces continentales était faible au point de pouvoir écrire une équation diagnostique pour la température de surface, selon laquelle le rayonnement net était entièrement équilibré par les flux turbulents de chaleur sensible et latente. Cependant, les limites de cette approche ont été mises en évidence par Bhumralkar (1975) et Deardorff (1978) qui proposèrent une équation pronostique prenant en compte de manière simplifiée la conduction de chaleur dans le sol. Cette méthode appelée « force-restore » consiste à modéliser le flux de conduction comme un terme de rappel vers la moyenne quotidienne de la température de surface. Elle est de plus en plus remplacée par une résolution explicite des équations de diffusion discrétisées sur un nombre de couches généralement inférieur à la dizaine. La principale difficulté consiste alors à déterminer le profil de conductivité thermique du sol, qui dépend non seulement de ses propriétés texturales, mais aussi de son contenu en eau. C'est pourquoi certains schémas de surface, dont le schéma ISBA¹ proposé par Noilhan et Planton (1989), dispose encore d'une option « force-restore ». Dans le modèle Arpège-Climat, cette approche a cependant été généralisée à 4 couches, afin de décrire non seulement le cycle diurne mais aussi le cycle annuel de la température de surface.

Du point de vue du bilan hydrique, le sol se présente comme un matériau plus ou moins poreux au sein duquel l'eau est soumise d'une part à la gravité, d'autre part à des forces capillaires. Dans une approche unidimensionnelle, le flux vertical d'eau dans le sol s'exprime par la loi de Darcy

¹ Interactions Sol-Biosphère-Atmosphère

comme étant proportionnel à la somme de ces forces. Dans la zone non saturée, la constante de proportionnalité, appelée conductivité hydraulique, est elle-même une fonction de l'humidité du sol (HS). Combinée à l'équation de continuité, la loi de Darcy permet d'écrire une équation pronostique du profil vertical d'HS connue sous le nom d'équation de Richards. Bien que ces bases théoriques soient établies depuis le 19^{ème} siècle, les schémas de surface utilisés dans les modèles de climat ont d'abord été développés selon des approches plus empiriques. Ainsi, à la fin des années 60, Manabe (1969) propose une paramétrisation simplifiée inspirée des travaux de Budyko (1958) à l'échelle du bassin versant et connue sous le nom de modèle « bucket ». Elle consiste à décrire le sol comme un seau de capacité limitée, qui déborde sous l'effet des précipitations lorsqu'il est plein (production de ruissellement) et se vide par évapo-transpiration (ET) proportionnellement à son contenu. Cette approche fut cependant critiquée car elle ne permet pas de distinguer l'évaporation sur sol nu de la transpiration des plantes, ni de décrire correctement le cycle diurne. Par ailleurs, les approximations de Budyko deviennent caduques aux petites échelles spatiales et temporelles où une description explicite de la dynamique de la végétation devient alors nécessaire pour rendre compte de la variabilité du bilan hydrique (Donohue et al. 2006).

Sur sol nu, l'évaporation dépend de l'humidité superficielle dont la connaissance nécessite en théorie de résoudre explicitement l'équation de Richards. Comme pour la température de surface, la méthode « force-restore » de Deardorff (1978) permet en pratique de rendre compte du cycle diurne de l'humidité en surface, sans traiter de manière explicite les mécanismes responsables de l'évolution de l'humidité du sol profond (Noilhan et Planton 1989). Cette solution demeure cependant approximative. C'est pourquoi un terme de drainage gravitationnel a d'abord été ajouté au schéma ISBA (Mahfouf et Noilhan 1996), puis une troisième couche hydrologique correspondant à une zone de recharge pour la zone racinaire (Boone et al. 1999). La transpiration des plantes dépend non seulement de l'humidité de la zone racinaire, mais également de facteurs atmosphériques tels que le rayonnement solaire incident, la température et l'humidité de l'air. Une paramétrisation de ces effets (Jarvis 1976) a été introduite dans ISBA comme dans la plupart des schémas de surface de cette génération (Dickinson et al. 1986, Sellers et al. 1986). Elle nécessite de définir une résistance stomatique minimale, puis de passer de l'échelle de la feuille à celle du couvert. Elle ne permet pas de rendre compte de l'effet direct de la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone (CO₂) sur l'ouverture des stomates.

Le terme de ruissellement a pendant longtemps été le parent pauvre de la modélisation du bilan hydrique de surface (Koster et Milly 1997). Depuis le modèle bucket de Manabe (1969), où le ruissellement n'apparaît qu'une fois le réservoir saturé, les choses ont cependant évolué. Comme l'indiquent les observations de terrain, il peut dans certains schémas se déclencher lorsque l'intensité des précipitations dépasse la capacité d'infiltration du sol. Ce mécanisme, appelé ruissellement de Horton, reste cependant délicat à modéliser. Expérimentalement, on constate en effet que plus la superficie considérée est importante, plus le coefficient de ruissellement diminue, ceci même en présence d'une surface relativement homogène. Cela signifie que de l'eau qui ruisselle sur une petite surface, coulant le long de la pente ou dans un ruisseau, va s'infiltrer un peu plus loin et disparaître de la lame ruisselée. Peu de modèles sont susceptibles de rendre compte de ce facteur d'échelle, ainsi que de la diversité des paramètres qui influencent le ruissellement de Horton : nature du sol, présence éventuelle d'une croûte de battance, urbanisation, pratiques agricoles, activité biologique, pente, couvert végétal, intensité des précipitations, et humidité du sol.

Un second mécanisme contribue à la production de ruissellement. Il s'agit du ruissellement de Dunne ou ruissellement sur surface saturée. Comme son nom l'indique, il se produit dans les zones de bas-fond, c'est à dire les zones marécageuses et/ou le voisinage immédiat des rivières au fond des vallées. Ces régions, souvent qualifiées d'hydromorphes, se trouvent rapidement gorgées d'eau et produisent du ruissellement dès les premières précipitations. Bien connu des hydrologues (Beven et Kirby 1979), ce phénomène n'a été introduit dans les MSC que très récemment et de manière plus ou moins empirique. Le principe général est de définir une fraction saturée au sein de la maille, sur laquelle tout événement pluvieux se traduira par un écoulement en surface. Dans sa version Arpège-Climat, le schéma ISBA se comporte encore comme un modèle de type « bucket ». Les mécanismes de Dunne et Horton sont quasiment inexistantes et l'essentiel du ruissellement se produit sous forme de drainage

profond dès que le contenu en eau du sol dépasse la capacité au champ (Mahfouf et Noilhan 1996). C'est une faiblesse importante du schéma initial, qui a également été identifiée dans des simulations hydrologiques régionales (Habets et Saulnier 2001), et sur laquelle nous reviendrons au chapitre 2.3.

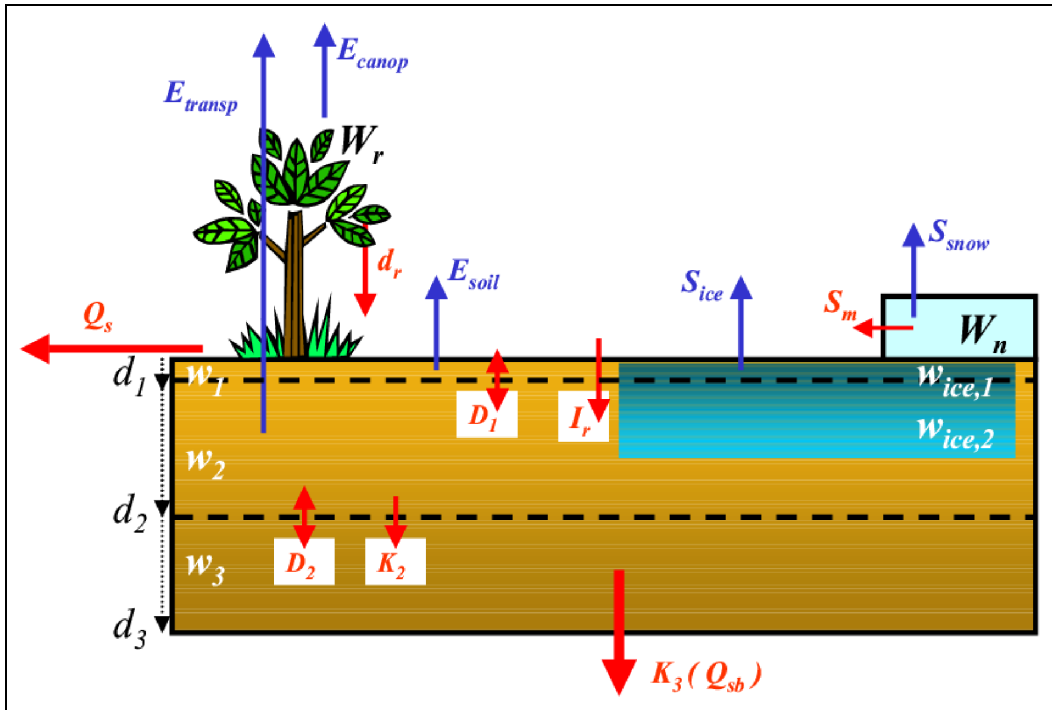


Fig. 2.2 : Représentation des principaux processus hydrologiques simulés par le modèle de surface ISBA. Il s'agit ici de la version à 3 couches hydrologiques proposée par Boone et al. (1999). Le réservoir de surface, w_1 , utilisé pour le calcul de l'évaporation sur sol nu, E_{soil} , est inclus dans le réservoir racinaire, w_2 , qui pilote en partie la transpiration des plantes, E_{transp} . Les différents réservoirs échangent de l'eau par diffusion, D_i , et drainage gravitationnel, K_i . Le réservoir de pluie interceptée par la végétation, W_r , se vide par ruissellement, d_r , et évaporation, E_{canop} . Les pluies non interceptées s'infiltrent (I_r) ou provoquent un ruissellement de surface (Q_s). Les précipitations solides alimentent le réservoir de neige, W_n , qui se vide par sublimation (S_{snow}) et par fonte (S_m). Enfin, le modèle inclut un schéma de gel du sol à deux réservoirs, $w_{ice,1}$ et $w_{ice,2}$. La conductivité hydraulique à saturation est supposée homogène sur la verticale, ainsi que la répartition horizontale de l'humidité du sol. Ces deux approximations seront levées dans la version ultérieurement proposée par Decharme et Douville (2006b).

Au delà du bilan hydrique, les MSC peuvent calculer d'autres bilans de matière, tels que ceux du carbone, de l'azote ou du soufre. En raison de sa contribution majeure à l'effet de serre, le cycle du carbone est sans aucun doute le plus étudié et fait l'objet de nombreux développements dans les modèles climatiques. Ceux-ci sont d'autant plus nécessaires que les branches continentales du cycle de l'eau et du cycle du carbone sont étroitement imbriquées. A titre d'exemple, la photosynthèse des plantes et la respiration des sols dépend notamment du stress hydrique continental. Par ailleurs, la dégradation anaérobie de la matière organique présente dans les marécages (« wetlands ») des régions septentrionales est responsable d'une part significative des émissions naturelles de méthane (CH_4), si bien que le dégel potentiel du pergélisol induit par le réchauffement global représente une rétroaction climatique importante pour la concentration atmosphérique de ce gaz à effet de serre (Gedney et al. 2004). Un troisième exemple concerne l'effet direct anti-transpirant du CO_2 sur le bilan hydrique et le débit des fleuves (Gedney et al. 2006). Malgré ces interactions, la modélisation des flux de carbone terrestres ne sera pas détaillée dans ce mémoire et le lecteur est invité à se reporter au manuscrit de thèse d'A-L. Gibelin pour une description précise du modèle ISBA-CC² dans ce domaine.

² Version du modèle ISBA traitant du Cycle du Carbone

2.1.3. Description du sol et de la végétation

Passons rapidement sur les nombreux facteurs topographiques (altitude, orientation, pente), pédologiques (profondeur, couleur et texture du sol) ou biophysiques (rugosité, résistance stomatique, indice foliaire, profondeur racinaire) qui influencent le cycle hydrologique à l'échelle régionale. Précisons simplement que le modèle ISBA utilise aujourd'hui des cartes de sol et de végétation issues de la base de données Ecoclimap (Masson et al. 2004) dont la résolution originale est de 1 km. Ce jeu de données développé au CNRM compile principalement les données du sol de la FAO³, la classification à 1 km de la couverture végétale de l'Université du Maryland et des données AVHRR⁴ de NDVI⁵. Indiquons au passage que les paramètres Ecoclimap diffèrent parfois sensiblement des autres bases de données disponibles, telles que la climatologie ISLSCP⁶, et que les profondeurs de sol prescrites dans les modèles de climat restent en particulier une source d'incertitude importante pour la simulation du cycle hydrologique (Gedney et al. 2000, Seneviratne et al. 2006).

Dans un souci de simplicité, le nombre de paramètres à spécifier dans la version originale du schéma ISBA est relativement limité (Noilhan et Planton 1989). Devant les difficultés à obtenir des climatologies robustes sur les propriétés physiques ou biologiques des sols et de la végétation à l'échelle globale, cette philosophie me semble justifiée et inspire aujourd'hui encore les développements effectués en matière d'hydrologie continentale (Decharme et al. 2006, Decharme et Douville 2006a). Avec l'option A-gs⁷ (Calvet et al. 1998), le nombre de paramètres du schéma ISBA a cependant augmenté de manière sensible, ce qui a nécessité un important travail de calibration à l'échelle globale (Gibelin et al. 2006). Notons que cette option nécessite de travailler en mode « tile », c'est à dire de distinguer plusieurs types de végétation au sein de chaque maille. Elle n'est pas encore disponible dans la version Arpège-Climat du schéma ISBA (Mahfouf et al. 1995) qui utilise des règles d'agrégation pour définir les paramètres moyens sur la grille du modèle atmosphérique.

Du point de vue des processus, la végétation influence directement le bilan d'énergie des surfaces continentales par ses propriétés radiatives, sa capacité thermique et sa rugosité. Néanmoins, c'est par le biais de l'ET et de ses propriétés biophysiques qu'elle contribue au couplage entre le bilan d'énergie et le bilan hydrique. La transpiration des plantes correspond à l'extraction de l'HS via les racines. Le mécanisme de succion osmotique permet en effet l'attraction de l'eau peu minéralisée du sol par la sève, laquelle est beaucoup plus riche en sels minéraux. La modélisation de ce processus complexe se réduit bien souvent à la définition d'un seuil empirique d'HS, appelé point de flétrissement, sous lequel on considère que la transpiration n'est plus possible. Inversement, la transpiration est maximale au dessus d'un certain seuil qui dans le schéma ISBA se confond avec la capacité au champ. Dans la pratique, ces deux seuils sont fonction de la texture du sol, qui peut être fixée de manière unique et arbitraire (ex : schéma TESSEL du CEPMMT) ou varier géographiquement (ex : schéma ISBA du CNRM). La diversité des espèces végétales est alors totalement ignorée. Elle est en revanche prise en compte de manière plus ou moins détaillée en ce qui concerne la profondeur racinaire, laquelle est souvent prescrite indépendamment des facteurs pédologiques et de la texture des sols.

Toujours à propos du bilan hydrique, la végétation peut intercepter une fraction significative des précipitations incidentes. Malgré la faible capacité du réservoir d'interception, ce phénomène peut limiter le ruissellement de surface et accroître l'évaporation totale puisque la ré-évaporation des pluies interceptées se fait le plus souvent au taux potentiel, c'est à dire sans autre résistance que la résistance aérodynamique qui caractérise les flux turbulents. Une autre résistance, dite stomatique, intervient dans le calcul de la transpiration. Elle traduit l'ouverture plus ou moins grande des stomates, orifices présents à la surface inférieure des feuilles par lesquels la plante échange de l'eau et du CO₂ avec l'air ambiant.

³ Food and Agriculture Organization

⁴ Advanced Very High Resolution Radiometer

⁵ Normalized Digital Vegetation Index

⁶ International Satellite Land Surface Climatology Project, <http://www.gewex.org/islscp.html>

⁷ Couplage entre l'assimilation de carbone, A, par photosynthèse et la conductance stomatique, g_s, qui régule la transpiration des plantes

Elle dépend de mécanismes biologiques complexes qui couplent la transpiration à la photosynthèse. Une partie de l'eau absorbée par les racines s'évapore lorsqu'elle parvient aux feuilles. L'autre partie participe à la photosynthèse chlorophyllienne qui permet, grâce au rayonnement solaire, l'élaboration de molécules carbonées à partir du CO₂ et de l'eau au sein des chloroplastes.

Inutile de dire que la diversité des espèces végétales rend la modélisation de ces processus particulièrement difficile. On peut toutefois regrouper les plantes selon trois catégories principales (C3, C4 et CAM) et ainsi simplifier le problème, même si la détermination de la résistance stomatique minimale (dans ISBA standard) ou celle de la conductance du mésophylle (dans ISBA A-gs) reste délicate. Elle passe en général par une classification des écosystèmes en grands types fonctionnels, et par des tables de correspondance associant à chaque type une valeur particulière de ce paramètre (Gibelin et al. 2006). Outre les propriétés de la plante, les conditions environnementales (rayonnement, température, humidité de l'air et du sol, concentration en CO₂) exercent une influence importante sur l'ouverture des stomates. La paramétrisation proposée par Jarvis (1976) permet de rendre compte de la plupart de ces effets dans la version standard du schéma ISBA⁸. Le passage de l'échelle de la feuille à celle du couvert végétal est traité de manière succincte par une approche de type « Big Leaf ». Elle consiste à considérer le couvert végétal comme une feuille de grande taille, sans tenir compte de la stratification verticale du couvert végétal et de l'extinction possible du rayonnement solaire au sein de ce couvert. Cette approximation est utilisée dans de nombreux modèles, mais elle présente des limites évidentes et a incité certains modélisateurs soit à distinguer deux strates de végétation (Sellers et al. 1986), soit à ajouter une résistance de structure dans le calcul de l'ET (Ducoudré et al. 1993), soit à mettre en œuvre un modèle simplifié de transfert radiatif au sein du couvert végétal (Calvet et al. 1998).

Une autre dimension de la modélisation de la végétation et de son interaction avec le climat concerne la phénologie, c'est à dire l'évolution saisonnière de la densité verticale du couvert végétal. Plus ou moins marquée selon les espèces, cette évolution est en général prescrite une fois pour toute en fonction du type de végétation. Elle dépend pourtant fortement de facteurs climatiques. C'est pourquoi une phénologie interactive a été mise en œuvre dans certains modèles. Elle repose soit sur des critères empiriques (ex : somme de degrés jour et/ou humidité du sol dans le modèle Orchidée, Krinner et al. 2005), soit sur un schéma explicite d'allocation du carbone assimilé au niveau des feuilles. Dans la version A-gs du schéma ISBA (Calvet et al. 1998), le calcul de l'assimilation nette de carbone permet de mettre en œuvre un modèle simplifié du fonctionnement du couvert végétal, dans lequel un calcul des termes de croissance et de mortalité sert de base à une équation pronostique de l'indice foliaire. Les processus biologiques qui contrôlent le démarrage de la végétation au printemps ou en début de saison des pluies ne sont pas pris en compte, si bien qu'un indice foliaire minimal doit être prescrit pour permettre ce démarrage. Les autres paramètres à calibrer dans la version de base sont l'espérance de vie des feuilles et le rapport entre biomasse active et indice foliaire. Une version plus ambitieuse encore a été récemment proposée, permettant de tenir compte de l'influence de l'azote foliaire sur ce dernier paramètre (Gibelin et al. 2006).

Pour les simulations climatiques les plus longues, c'est la répartition spatiale de la végétation qui ne peut plus être considérée comme statique. Dans bien des études, elle demeure pourtant prescrite à partir de climatologies, bien que des reconstitutions de la végétation globale remontant jusqu'au début du 18^{ème} siècle soient aujourd'hui disponibles (Goldewijk 2001). De telles cartes permettent d'étudier l'impact de l'évolution du couvert végétal sur le climat récent (Brovkin et al. 1999). Des scénarios d'utilisation des sols sont également disponibles pour prendre en compte de tels effets dans les scénarios climatiques du 21^{ème} siècle (Voltaire 2006). Toutefois, lorsqu'on s'intéresse aux climats passés ou futurs, l'homme n'est pas le seul facteur à prendre en compte : le climat influence lui aussi la répartition des écosystèmes. D'abord traité par le biais de classifications climatiques de type Köppen (1936) ou Holdridge (1947), ce problème a ensuite suscité le développement de modèles de végétation dynamique, permettant de ne plus raisonner en terme de végétation potentielle (en équilibre avec le climat), mais en terme de migration des écosystèmes avec des règles simplifiées de colonisation et de compétition entre espèces (Claussen 1994, Foley et al. 1996).

⁸ L'option A-gs est nécessaire pour décrire l'influence du dioxyde de carbone

2.2. Ma contribution au modèle ISBA

Le modèle ISBA a été essentiellement développé au sein de l'équipe MC2 du Groupe de Modélisation à Méso-Echelle. Son introduction dans les modèles atmosphériques globaux Emeraude puis Arpège a été une longue épopée semée d'embûches, dont il serait trop long et surtout trop risqué de dresser ici l'historique. Mentionnons simplement les contributions essentielles d'H. Giordani, d'A. Manzi, et surtout de J-F. Mahfouf qui a finalisé la mise en œuvre du schéma ISBA (on ne parlait pas encore de modèle) au sein du modèle Arpège-Climat (Mahfouf et al. 1995). A côté de ces pionniers, bien d'autres ont participé au développement et à la calibration du modèle ISBA. C'est ma modeste contribution à cet effort collectif que je veux ici présenter. Elle repose d'une part sur ma thèse effectuée sous la direction de J-F. Royer, d'autre part sur la thèse de B. Decharme que j'ai dirigée de 2003 à 2005 après avoir obtenu un financement de l'ACI « Observation de la Terre ».

2.2.1. Paramétrisation simplifiée du manteau neigeux

Lorsque j'ai amorcé ma thèse au CNRM en 1993, la neige était représentée de manière très sommaire dans le schéma de surface ISBA développé par Noilhan et Planton (1989). La paramétrisation comportait une seule variable historique, la masse ou contenu équivalent en eau du manteau neigeux, dont l'évolution était régie par les trois contributions classiques que sont les précipitations solides, la sublimation et la fonte. Les propriétés thermiques spécifiques à la neige étaient ignorées. L'albédo de la neige était fixé à 0.70. Dans chaque maille continentale, une fraction empirique de couverture neigeuse était diagnostiquée en fonction de la masse de neige, afin de pondérer l'influence de la neige sur la valeur moyenne de l'albédo, la rugosité et l'humidité en surface. Enfin, le terme de fonte était diagnostiqué à posteriori, c'est à dire après avoir résolu le bilan d'énergie sans tenir compte de la fonte, en supposant que la température moyenne de la maille ne pouvait excéder le seuil de 0°C en présence de neige.

A l'époque, des paramétrisations plus ambitieuses commençaient à voir le jour (Loth et al. 1993, Lynch-Stieglitz 1994) incluant un bilan d'énergie spécifique et une résolution explicite de la conduction de chaleur au sein du manteau neigeux grâce à une discrétisation sur 3 à 5 couches. J'ai cependant fait le choix (avais-je alors les moyens d'être plus ambitieux ?) de conserver la philosophie initiale du schéma ISBA, à savoir l'unicité du bilan d'énergie en surface et le maintien d'un nombre limité de variables pronostiques et de paramètres empiriques. Je me suis surtout attaché à rendre compte de manière plus complète et plus explicite des propriétés physiques originales de la neige, en m'inspirant notamment du schéma CLASS développé au Canada (Verseghy 1991). Un albédo pronostique a d'abord été introduit afin de faire diminuer l'albédo en fonction de l'âge de la neige, selon un taux linéaire en période froide et un taux exponentiel en période de fonte. Une équation pronostique pour la densité a également été mise en œuvre, selon laquelle la densité de la neige fraîche augmente exponentiellement par métamorphisme et compaction pour atteindre une valeur maximale de 0.3 au bout de quelques jours. A chaque pas de temps, la densité moyenne du manteau neigeux est ainsi fonction des précipitations et de l'évolution de la densité du manteau neigeux déjà présent en surface. Cette densité moyenne intervient alors dans le calcul de la capacité calorifique et de la conductivité thermique de la neige, et ainsi dans le calcul du coefficient thermique moyen qui dans ISBA relie les flux d'énergie en surface à une variation de la température (Noilhan et Planton 1989). Enfin, le taux de fonte a été modifié afin de permettre à la température de surface de dépasser le seuil de 0°C en présence d'un enneigement partiel de la maille, et ainsi de simuler un réchauffement plus progressif pendant la période de fonte.

Ces différents développements ont pu être testés sur quelques sites instrumentés (Douville et al. 1995a, cf. chapitre 2.3.2), puis validés à l'échelle globale sans calibration particulière. Les résultats se sont avérés globalement positifs malgré la simplicité de la paramétrisation proposée (Douville et al. 1995b). Cependant, le cas particulier du bilan d'énergie de la neige en présence de végétation restait un problème épineux. Les observations montraient en effet que l'albédo d'une forêt fraîchement enneigée n'excède guère 0.2 ou 0.3, contre une valeur de 0.8 à 0.9 pour une surface dépourvue de végétation. Cet effet masque ne peut cependant être pris en compte simplement dans un modèle à un seul bilan d'énergie. En effet, la diminution de l'albédo se traduit alors immédiatement par une fonte prématurée du manteau neigeux. La solution proposée a consisté à répartir l'énergie absorbée en surface entre réchauffement de la végétation et fonte de la neige. Cette répartition est très empirique puisqu'elle repose sur une température diagnostique de la neige, définie comme une combinaison linéaire de la température de surface (c'est à dire du couvert végétal en présence d'une forêt relativement dense) et de la moyenne quotidienne de cette température (calculée classiquement selon la méthode force-restore de Deardorff et plus représentative du sous-bois). Pour qu'il y ait fonte, il faut alors que cette température diagnostique devienne positive, ce qui permet à la végétation de se réchauffer et de restituer à l'atmosphère une part de l'énergie incidente sous forme de chaleur sensible et de rayonnement infra-rouge. C'est seulement à cette condition que le schéma devient capable de simuler *grosso modo* l'effet du couvert végétal sur la fonte observée sur un site forestier en comparaison d'un site découvert soumis au même forçage atmosphérique.

Le problème de l'interaction neige-végétation (sur lequel nous reviendrons au chapitre 2.3.2) est assez révélateur des difficultés rencontrées par les modélisateurs du climat, qui se voient parfois critiqués pour la simplicité de leurs paramétrisations par des spécialistes dont les modèles sont en effet beaucoup plus sophistiqués, mais qui oublient parfois qu'une maille de GCM représente non pas une colonne de neige idéalisée mais une surface hétérogène recouverte de végétation et présentant un relief plus ou moins marqué. Reconnaissons cependant que les paramétrisations du manteau neigeux rencontrées dans de nombreux MCG sont aujourd'hui plus complexes que la version simplifiée du schéma ISBA. Les profils d'énergie, de densité et d'eau liquide au sein du manteau neigeux sont bien souvent décrits de manière explicite. La température de surface du manteau neigeux est parfois distinguée de celle du reste de la maille, afin de calculer plus précisément le terme de fonte. Le schéma ISBA utilisé à méso-échelle par l'équipe MC2 a suivi cette évolution avec le développement d'une paramétrisation à 3 couches proposée par Boone et Etchevers (2001). Bien qu'elle soit plus physique que le schéma simplifié de Douville et al. (1995a), cette paramétrisation n'est pas encore utilisée dans les simulations Arpège-Climat, essentiellement pour des raisons techniques puisqu'elle nécessite notamment de distinguer deux bilans d'énergie en surface dans le calcul de la diffusion verticale.

2.2.2. Paramétrisation de l'hydrologie sous-maille

Les schémas de surface ont d'abord été développés selon une approche verticale qui s'avère insuffisante lorsqu'ils sont utilisés dans des modèles climatiques dont la résolution horizontale est typiquement de 20 à 500 km. L'hypothèse d'une colonne de sol plane et homogène devient alors peu réaliste et la partition des précipitations entre ET et ruissellement dépend fortement de la prise en compte de divers processus hydrologiques se produisant à des échelles spatiales beaucoup plus fines. Cette variabilité dite « sous-maille » est due à plusieurs sources, telles que la répartition des propriétés du sol et de la végétation, de la topographie, ainsi que du forçage atmosphérique (Fig. 2.3). Lorsque ces effets ne sont pas pris en compte, le bilan hydrique simulé dépend sensiblement de la résolution de la grille de calcul (Boone et al. 2004). C'est pourquoi il m'a paru urgent de doter ISBA d'un jeu cohérent de paramétrisations de l'hydrologie sous-maille et de réfléchir à la stratégie de validation de ces développements (chapitre 3.2). Cette nouvelle version du modèle développée à l'occasion de la thèse de B. Decharme sera notée ISBA-SGH⁹ dans la suite de ce mémoire.

⁹ Sub-Grid Hydrology

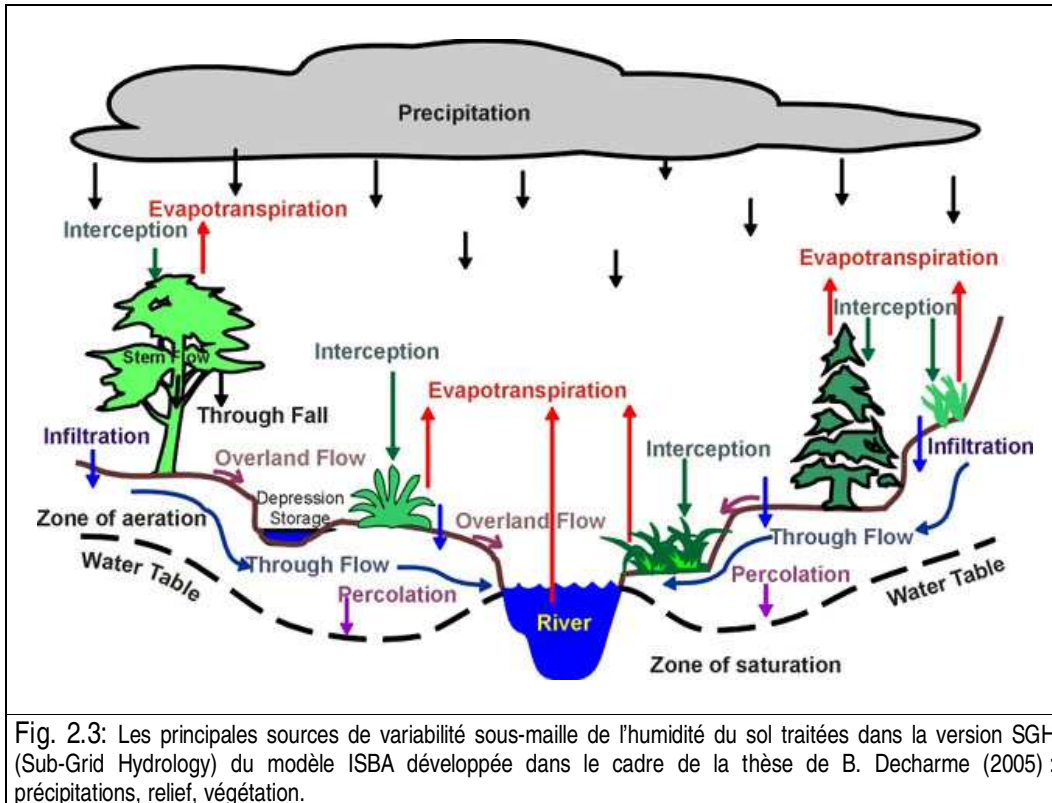


Fig. 2.3: Les principales sources de variabilité sous-maille de l'humidité du sol traitées dans la version SGH (Sub-Grid Hydrology) du modèle ISBA développée dans le cadre de la thèse de B. Decharme (2005) : précipitations, relief, végétation.

La première source de variabilité, sans la doute la plus simple à appréhender, est celle liée aux hétérogénéités du sol et de la végétation. Pendant longtemps traitée dans les schémas de surface en définissant un type dominant au sein de chaque maille, cette question a ensuite vu se développer deux approches parallèles. La technique dite d'agrégation consiste à affiner l'estimation des paramètres moyens en multipliant le nombre de types et en optimisant l'opérateur de moyenne de façon à restituer un flux moyen proche de la somme des flux individuels (Noilhan et Lacarrère 1995, Shuttleworth et al. 1997). Elle présente cependant des limites évidentes car les règles d'agrégation sont déterminées paramètre par paramètre et ne permettent pas de rendre compte d'une éventuelle interaction entre plusieurs facteurs. Par ailleurs, la validation des opérateurs de moyenne est évidemment délicate lorsque le paramètre est difficile à mesurer, comme c'est par exemple le cas pour la profondeur du sol. En pratique, une moyenne arithmétique reste souvent de mise (sauf pour le calcul de la résistance stomatique ou de la rugosité) mais représente une solution par défaut plutôt qu'un véritable choix.

Une approche plus explicite consiste à considérer la maille comme une mosaïque de types (ou « tiles ») ayant des propriétés spécifiques et sur lesquels les calculs seront effectués de manière séparée avant d'additionner les flux et, éventuellement, de moyenniser certaines variables pronostiques (Koster et Suarez 1992). Cette technique est évidemment plus coûteuse, mais elle ne revient pas à augmenter la résolution horizontale. Les différents tiles ne sont pas spatialisés au sein de la maille, mais en couvrent simplement une fraction déterminée et sont par nature plus homogènes qu'une simple subdivision géométrique du domaine. Des questions restent cependant en suspens concernant cette approche. Faut-il seulement utiliser les tiles pour calculer séparément les flux et ainsi tenir compte de leur caractère non linéaire, ou faut-il aussi résoudre autant de bilans d'énergie et de masse qu'il y a de types de surface ? La première solution est rarement employée car elle revient à oublier l'effet des hétérogénéités sur les variables pronostiques à la fin de chaque pas de temps. La seconde conserve la mémoire de ces hétérogénéités, mais elle pose un problème de couplage avec l'atmosphère qui calcule

une seule valeur pour la température ou l'humidité au niveau le plus bas du modèle. Ainsi chaque tile voit la même atmosphère alors que le raccord des profils atmosphériques devrait en théorie se faire au sommet de la couche limite. Molod et al. (2004) ont montré que cette approximation pouvait avoir des conséquences importantes sur la circulation de grande échelle simulée par un modèle atmosphérique global. C'est néanmoins cette seconde option qui a été choisie pour la version « tiles » du schéma ISBA développée au sein de l'équipe MC2. Il a été relativement aisé pour B. Decharme d'en reprendre le principe et de la comparer à la version « paramètres agrégés » sur des simulations hydrologiques régionales ou globales (chapitre 3.3).

Le forçage atmosphérique représente une seconde source évidente de variabilité sous-maille, souvent traitée de manière très succincte dans les modèles de climat. Jusqu'à présent, les efforts ont surtout porté sur la répartition des précipitations. A la fin des années 80, Entekhabi et Eagleson (1989) proposent notamment de concentrer sur une fraction μ de la maille les précipitations au sol, au sein de laquelle les intensités locales sont distribuées selon une fonction exponentielle. Cette méthode permet de produire du ruissellement de surface avant que l'intensité moyenne des pluies sur la maille ne dépasse la capacité d'infiltration. Quelques études ont porté sur la variabilité sous-maille des paramètres atmosphériques liée à la topographie. Walland et Simmonds (1999) proposent notamment de caractériser la variabilité sous-maille du relief par une expression polynomiale permettant de rendre compte du caractère non nul des moments d'ordre 3 et 4 de la distribution des élévations. Connaissant la température de surface moyenne de la maille, il est alors possible d'estimer analytiquement la fraction de la maille où cette température est supérieure à 0°C, et de calculer les bilans d'énergie et de masse indépendamment sur les deux sous-domaines ainsi distingués. Ghan et al. (2002) développent une approche plus ambitieuse qui consiste à subdiviser chaque maille en classes d'élévations et à mettre en œuvre un modèle aérodynamique simplifié. Cette méthode est particulièrement intéressante pour simuler la phase des précipitations et la couverture neigeuse en zone montagneuse. Elle est cependant coûteuse, surtout si on la croise avec une mosaïque de végétation.

Dans le schéma ISBA, le principe d'une fraction μ de la maille sur laquelle se concentrent les précipitations a été reprise par Mahfouf et al. (1995) pour limiter l'interception des pluies par le couvert végétal et ainsi réduire l'ET. Avec B. Decharme, nous avons généralisé cette approche pour le calcul du ruissellement en surface, afin de prendre en compte de manière explicite une distribution exponentielle des intensités locales de précipitations dans le calcul du ruissellement par excès d'infiltration (mécanisme de Horton). S'inspirant des travaux de Yu (2000), Decharme et Douville (2006a) ont également proposé de croiser cette distribution des pluies à une distribution, là aussi exponentielle, des capacités maximales d'infiltration. Par ailleurs, un autre développement original a consisté à limiter fortement l'infiltration dès que le gel pénètre suffisamment dans le sol. C'est cette dernière modification qui a eu le plus d'impact sur les simulations hydrologiques globales réalisées par B. Decharme. La prise en compte de la variabilité sous-maille des pluies et des capacités d'infiltration nous a paru moins déterminante en terme de bilan hydrique moyen, mais elle reste importante à plus haute fréquence, notamment pour simuler le déclenchement des crues éclair qui apparaissent indépendamment de l'humidité des sols en présence de fortes précipitations (Decharme et Douville 2006a).

Au delà de la variabilité sous-maille des entrées nécessaires aux schémas de surface, certains modélisateurs se sont attachés à décrire la variabilité sous-maille des variables intrinsèques à ces schémas. L'exemple le plus courant est le diagnostic d'une fraction de neige pouvant tenir compte de la hauteur du couvert végétal et permettant de pondérer l'influence de la couverture neigeuse sur les principaux flux ou paramètres de surface (Douville et al. 1995a). Cette couverture partielle permet aussi, nous l'avons dit, de simuler un réchauffement graduel des moyennes et hautes latitudes au printemps, plutôt qu'une transition brusque lorsque la neige a entièrement disparu de la surface. Dans le modèle Arpège-Climat, j'ai également proposé de tenir compte de la variabilité sous-maille de la topographie pour réduire la fraction enneigée en présence de relief. Cette paramétrisation empirique permet de rendre compte de l'influence de l'exposition sur la couverture neigeuse et sur l'albédo moyen

de la maille. Elle a été calibrée via la comparaison des albédos simulés par ciel clair avec les observations spatiales de l'instrument ERBE¹⁰ (Douville et al. 1995b).

Concernant l'HS, une première façon de traiter la variabilité sous-maille a été proposée par Zhao (1977) et introduite dans certains schémas de surface au début des années 1990 (Dümenil et Todini 1992, Wood et al. 1992). Généralement désignée par l'acronyme VIC (Variable Infiltration Capacity), elle consiste à considérer que la maille est subdivisée en un nombre infini de sous-réservoirs dont la capacité d'infiltration varie continûment entre 0 et une valeur maximale. Une formule analytique permet alors d'estimer la fraction saturée en fonction de l'humidité moyenne du sol et du taux moyen de précipitation au pas de temps considéré (Fig. 2.4). Cette formule fait intervenir un paramètre empirique, b , que l'on peut faire varier en fonction de la pente moyenne de la maille ou de la variabilité sous-maille de l'orographie. D'autres schémas se sont inspirés de l'approche Topmodel (Beven et Kirby 1979) pour rendre compte de manière plus explicite de l'influence de la topographie sur la redistribution horizontale de l'eau au sein de la maille (Fig. 2.4). L'adaptation la plus originale a été proposée par Koster et al. (2000) qui discrétisent le bilan d'eau non plus sur une grille régulière mais sur une juxtaposition de bassins versants de petite taille. Cette technique nécessite des interpolations à chaque pas de temps pour passer du découpage en bassins à la grille atmosphérique. C'est pourquoi l'introduction de Topmodel dans les schémas de surface est généralement réalisée de manière plus empirique. Chaque maille est considérée comme un bassin versant au sein duquel Topmodel va permettre d'estimer une fraction saturée, f_{sat} , et éventuellement un terme de drainage. Le principe de Topmodel est de considérer que la maille est subdivisée en pixels dont le déficit local à saturation est fonction d'un indice topographique incluant un effet pente et un effet aire de drainage. Une partie du problème consiste alors à déterminer le déficit moyen de la maille à partir d'une équation pronostique (Gedney et Cox 2002) ou simplement d'une relation diagnostique avec l'HS (Habets et Saulnier 2001).

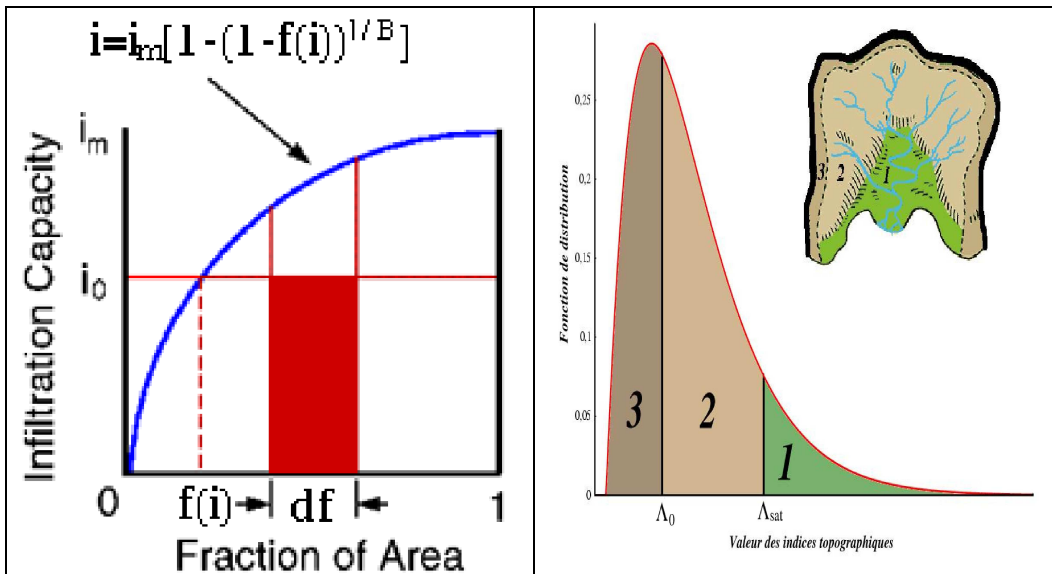


Fig. 2.4 : Principes des schémas VIC et TOPMODEL pour calculer le ruissellement sous-maille. Dans le schéma VIC, l'infiltration moyenne sur la maille dépend d'une distribution sous-maille des capacités d'infiltration (fonction d'un paramètre empirique B) et le ruissellement sous-maille est la somme des contributions élémentaires des surfaces déjà saturées et de celles qui le deviennent en raison des précipitations incidentes pendant le pas de temps considéré. Dans le schéma TOPMODEL, la maille est assimilée à un bassin versant dont la distribution des indices topographiques permet de déterminer une fraction saturée, ou zone contributive, sur laquelle tout événement précipitant se traduit par un ruissellement de surface (d'après Decharme 2005).

¹⁰ Earth Radiation Budget Experiment

Au cours de sa thèse, B. Decharme a développé un couplage original entre le modèle ISBA et Topmodel (Decharme et Douville 2006a). Une carte globale des indices topographiques à la résolution de 1 km a été reconstituée à partir des données HYDRO1k¹¹. Plutôt que d'utiliser les indices bruts, une fonction gamma à 3 paramètres a été calée en chaque point de grille pour caractériser leur distribution sous-maille. Dans le couplage choisi, Topmodel intervient uniquement pour calculer le ruissellement sur surface saturée. La paramétrisation du drainage profond a cependant été modifiée par rapport à Mahfouf et Noilhan (1996). Le formalisme retenu est celui qui fut d'abord suggéré par Habets et al. (1999), puis légèrement modifié par Chapelon et al. (2002), et qui consiste à maintenir un taux de drainage résiduel proportionnel au contenu en eau du sol lorsque celui-ci passe sous la capacité au champ. Le principal avantage de Topmodel sur l'approche VIC est qu'il permet de tenir compte explicitement de l'influence du relief sur le ruissellement de surface. Le paramètre empirique b disparaît, mais il est remplacé par une hypothèse sur le lien entre le déficit moyen et les réservoirs gérés par le schéma de surface. Dans le cas du schéma ISBA, c'est simplement l'humidité de la zone racinaire qui a été utilisée. Les tests effectués par B. Decharme montrent cependant que ce choix est relativement sensible et certains schémas font appel à des réservoirs plus profonds (Gedney et Cox 2002).

2.2.3. Paramétrisation du routage des fleuves

Depuis le début des années 90, des modèles de routage ont été développés afin de convertir les écoulements des MSC (ruissellement de surface et drainage profond) en débits sur un réseau hydrographique global dont la résolution horizontale varie typiquement de quelques dixièmes de degré à quelques degrés. Ces modèles ont une double fonction : 1) ils permettent une validation partielle et indirecte du bilan hydrique simulé sur l'aire de drainage considérée, 2) ils participent à l'amélioration du calcul des flux d'eau douce côtiers dans les modèles couplés océan-atmosphère, en tenant compte de manière plus ou moins explicite du délai nécessaire au transfert des eaux entre la maille de production de l'écoulement et l'embouchure du bassin versant.

Sauf exception, le routage du ruissellement dans le réseau hydrographique global n'est pas directement traité par les modèles de surface, mais par un code indépendant et sur une grille plus fine que celle du modèle climatique. Les algorithmes utilisés sont plus ou moins complexes, mais ils restent bien souvent très simplifiés par rapport aux véritables modèles hydrauliques basés sur les équations de S^t Venant. Une première catégorie de modèle procède par intégration des écoulements produits sur des zones isochrones, c'est à dire à égale distance temporelle de l'embouchure. C'est notamment le cas du modèle Modcou (Ledoux et al. 1989) utilisé au CNRM pour les applications hydrologiques à méso-échelle. Une seconde catégorie simule explicitement le parcours de l'eau le long du réseau hydrographique, en intégrant une équation pronostique pour la masse d'eau au sein de chaque maille du réseau, dans laquelle intervient directement une vitesse d'écoulement. C'est en particulier le cas du modèle TRIP¹² (Oki et Sud 1998) développé à l'Université de Tokyo et que j'ai récupéré en 1999 pour les applications hydrologiques globales du CNRM.

La version originale de TRIP repose : 1) sur la définition d'un réseau hydrographique au degré carré, dans lequel chaque maille peut être connectée à une ou plusieurs de ses 8 mailles adjacentes, 2) sur une équation pronostique simplifiée dans laquelle le débit, D_{out} , est proportionnel à la masse d'eau, S , au sein de la maille considérée :

$$dS/dt = D_{in} - D_{out}$$

¹¹ 1km hydrological derivative database from USGS, <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/hydro/index.html>

¹² Total River Integrated Pathways

où D_{in} est la somme du ruissellement de surface et du drainage profond produit par ISBA et $D_{out}=U.S/d$ est le débit sortant. Le modèle fait l'hypothèse d'une vitesse d'écoulement constante et uniforme, $U=0.5m/s$, et tient compte d'un taux de méandrement moyen de 1.4 dans le calcul des distances entre mailles, d .

Ce modèle peut être amélioré selon trois directions principales. Premièrement, on peut songer à augmenter sa résolution horizontale de manière à mieux définir les limites des bassins et les directions d'écoulement. Une version globale à 0.5° est disponible auprès de l'Université de Tokyo et a été comparée à la version à 1° , ainsi qu'à une version régionale à $10'$ sur l'Amazonie (Chapelon et al. 2002). Ces tests menés ont montré une faible sensibilité des débits produits à grande échelle. Pour la plupart des applications climatiques, la résolution de 1° n'est donc pas pénalisante. Elle le devient lorsqu'on travaille à maille variable (Arpège-étiré) ou lorsqu'on effectue des simulations régionales (Aladin-Climat). Deuxièmement, B. Decharme s'est inspiré des travaux d'Arora et Boer (1999) pour introduire d'une part un réservoir profond (permettant de faire une distinction entre le transfert instantané du ruissellement de surface vers le fleuve, et le transfert moins direct du drainage profond via ce second réservoir), d'autre part une vitesse d'écoulement variable basée sur la formule empirique de Manning (fonction de la pente et du périmètre hydraulique). Troisièmement, le développement le plus original et le plus ambitieux a consisté à réaliser un véritable couplage entre ISBA et TRIP, de manière à représenter l'effet des inondations saisonnières de grande échelle à la fois sur les débits et sur les bilans d'eau et d'énergie en surface (Decharme et al. 2008).

2.3. Comparaison, validation, initialisation

La validation et l'initialisation des MSC nécessitent des observations. Mais la forte variabilité spatiale des paramètres hydrologiques de surface rend illusoire tout espoir d'obtenir une cartographie globale uniquement à partir de mesures *in situ*. A l'instar de ce qui s'est produit depuis quelques décennies dans le domaine de la prévision atmosphérique et océanique, le développement des techniques de télédétection représente aujourd'hui une véritable révolution dans le domaine de l'hydrologie continentale. Cependant, la plupart des mesures actuelles ou prochainement disponibles ne permettent pas d'accéder aux réservoirs de sub-surface. L'assimilation des observations dans les modèles hydrologiques et/ou atmosphériques représente probablement la meilleure solution pour produire des analyses globales d'humidité du sol, d'épaisseur de neige, de ruissellement ou d'évapo-transpiration.

2.3.1. Observations *in situ* et télédétection

Le réseau d'observations conventionnelles utilisé en météorologie ne collecte que peu d'informations relatives aux surfaces continentales. Le réseau SYNOP¹³ fournit néanmoins des mesures de température et d'humidité de l'air en surface, et donc une information indirecte sur la température et l'humidité des continents (Mahfouf 1991). Le réseau hydro-climatologique comporte dans certaines régions des mesures d'HS, mais celles-ci sont généralement effectuées en zone agricole et ont une faible représentativité spatiale (Robock et al. 2000). De même, les mesures *in situ* sont généralement insuffisantes pour permettre un suivi global de la couverture neigeuse (Scialdone et Robock 1987). C'est pourquoi les MSC ont dans un premier temps été testés localement, grâce à l'instrumentation de sites expérimentaux, ou sur des domaines limités, dans le cadre de campagnes de mesure (André et al. 1986, Sellers et al. 1988). De tels jeux de données fournissent à la fois les variables atmosphériques nécessaires pour forcer les modèles et certaines variables ou flux de surface utiles à leur validation. Bien qu'ils aient joué un rôle majeur dans le développement et l'amélioration des MSC, ils ne permettent pas de tester l'ensemble des configurations rencontrées à l'échelle du globe.

La mise en œuvre de réseaux de mesure suffisamment denses pour permettre de forcer et valider les MSC à l'échelle régionale a été décisive pour franchir une nouvelle étape, et notamment travailler sur la variabilité sous-maille des processus hydrologiques. Le projet Rhône-AGG (Boone et al. 2004) coordonné par le CNRM a par exemple permis de tester différents MSC sur le bassin du Rhône. Cependant, de nombreuses régions ne disposent pas de tels réseaux de mesure et seule la télédétection permet une couverture globale des surfaces continentales. Elle ne doit pas pour autant se substituer aux mesures *in situ* car celles-ci demeurent indispensables pour calibrer les instruments satellitaires. En général, la télédétection ne donne pas directement accès aux grandeurs physiques qui nous intéressent, mais seulement à un rayonnement émis ou réfléchi qui dépend de ces paramètres (Schmugge et al. 2002). Des modèles de transfert radiatif sont donc nécessaires pour relier les radiances aux variables hydrologiques. La qualité du produit final dépend cependant des efforts mis en œuvre pour corriger les radiances des effets perturbateurs de l'atmosphère, de la dérive de certains instruments, ou encore du remplacement de ces instruments pour les séries les plus longues qui ont vu se succéder plusieurs satellites. Notons par ailleurs que les modèles de transfert radiatif sont de plus en plus sophistiqués et qu'ils nécessitent parfois des paramètres d'entrée qui ne sont pas directement mesurables, mais peuvent être fournis par les modèles. C'est ainsi que la tendance est à la simulation des radiances au sein des MSC et à l'assimilation des radiances observées plutôt que des paramètres issus d'un algorithme d'inversion (Pellarin et al. 2003, Houser et al. 2004, Balsamo et al. 2006).

¹³ Synoptic surface observation

Concernant la neige, on dispose de séries relativement longues d'extension de la couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord. Outre les observations effectuées par la NOAA depuis la fin des années 60 dans le domaine du visible (Scialdone et Robock 1987), les micro-ondes passives - instruments SMMR¹⁴ entre 1978 et 1987 puis SSMI¹⁵ depuis 1987 - sont également utilisées car elles permettent de s'affranchir des nuages (Robinson et al. 1984). Les algorithmes d'inversion restent toutefois inefficaces en présence de relief (Mialon et al. 2005). Lorsqu'on s'intéresse aux hauteurs de neige, la situation est plus délicate. Le réseau de mesures *in situ*, s'il suffit à dresser une climatologie approximative à l'échelle globale (ex : climatologie de l'US Air Force), ne permet pas réellement un suivi de la variabilité inter-annuelle du manteau neigeux. Là encore, les micro-ondes passives sont parfois utilisées, mais la précision des contenus en eau obtenus est fortement pénalisée par la présence de relief, de végétation haute, ou d'eau liquide dans la neige. Cependant, elles peuvent être utilisées en synergie avec d'autres observations spatiales (Cordisco et al. 2006) ou avec des sorties de modèles (Boone et al. 2006) afin d'améliorer les algorithmes existants.

La télédétection du contenu en eau du sol est tout aussi difficile. Les températures de brillance mesurées dans l'infra-rouge restent d'une utilité limitée en raison de leur forte sensibilité à la vapeur d'eau atmosphérique. Leur cycle diurne peut-être fortement influencé par l'HS, mais cet effet s'exprime essentiellement dans les régions semi-arides à forte insolation et son évaluation requiert une forte répétitivité de la mesure (Anderson et al. 2007). Les micro-ondes passives présentent également des signatures évidentes de l'humidité superficielle, mais la fréquence électro-magnétique des mesures existantes n'est guère adaptée en raison d'une forte contribution du couvert végétal (Prigent et al. 2005). Les micro-ondes actives¹⁶ sont également utilisées (Wagner et al. 1999) et ont déjà permis de produire une climatologie globale (<http://www.ipf.tuwien.ac.at>). Les données fournies correspondent à une couche de sol très superficielle (< 2cm), mais elles peuvent être assimilées dans un modèle hydrologique permettant alors de restituer des contenus en eau intégrés sur une colonne de sol. Le futur instrument micro-ondes SMOS¹⁷ fournira des mesures à plus basse fréquence (1.4 GHz) permettant une pénétration plus importante dans le sol. Néanmoins, ces mesures devront également être combinées à une modélisation pour permettre d'accéder au profil vertical d'HS. De plus, il s'agit là d'une mission de recherche qui n'a pour le moment pas d'équivalent sur les satellites opérationnels.

Depuis quelques années, les eaux superficielles font également l'objet de climatologies dérivées de la télédétection. La combinaison de mesures, d'une part dans le visible et le proche infra-rouge, d'autre part dans le domaine des micro-ondes actives et passives, a notamment permis une cartographie globale des zones inondées (Prigent et al. 2001). L'altimétrie, initialement prévue pour mesurer les hauteurs dynamiques de l'océan, trouve également une application continentale avec l'évaluation des hauteurs d'eau dans les grands fleuves (Cazenave et al. 2004). Elle permet de produire des séries décennales de débits lorsqu'on dispose de mesures *in situ* pour caler une relation entre hauteur et débit. La technique ne peut être appliquée que sur les lacs ou les cours d'eau les plus larges, dont l'intersection avec la trace du satellite permet un échantillonnage suffisant des hauteurs. Enfin, soulignons l'intérêt de la mission GRACE¹⁸ lancée en 2002 et qui permet de mesurer les variations totales de masse à la surface du globe (Schmidt et al. 2006). La résolution horizontale - typiquement de 750km - est limitée, mais la mesure est relativement précise, puisque l'erreur estimée est en moyenne de 20 kg/m² (Wahr et al. 2006). Les données GRACE peuvent notamment être utilisées pour estimer la convergence d'humidité à grande échelle (Swenson et Wahr 2006), pour calculer les variations de stock d'eau dans le sol (Yeh et al. 2006), ou pour évaluer les bilans de masse (Niu et Yang 2006). Les contenus intégrés en eau peuvent être subdivisés en hauteurs de neige et en HS si l'algorithme d'inversion des géoïdes inclut des statistiques sur ces différents réservoirs (Ramillien et al. 2004). Certains résultats des simulations hydrologiques globales réalisées en mode forcé avec ISBA ont été fournis à l'équipe d'A. Cazenave (LEGOS) pour mettre en œuvre cette méthode originale.

¹⁴ Scanning Multichannel Microwave Radiometer

¹⁵ Special Sensor Microwave Imager

¹⁶ Synthetic Aperture Radar embarqué sur le satellite européen ERS lancé en 1991

¹⁷ Soil Moisture and Ocean Salinity (mission programmée par l'ESA)

¹⁸ Gravity Recovery And Climate Experiment

2.3.2. Projets d'inter-comparaison

a) PILPS et Snowmip

Le projet PILPS¹⁹ représente la première initiative internationale pour comparer les schémas de surface et les valider en mode forcé. Lancé en 1992 dans le cadre du WGNE²⁰, l'ambition affichée du projet était de parvenir à une meilleure compréhension des potentialités des schémas de surface existants et en cours de développement dans les modèles atmosphériques (Henderson-Sellers et Dickinson 1992). Afin d'y parvenir, un premier effort consistait à documenter les schémas (phase 0) et à proposer des expériences de sensibilité communes forcées par des jeux de données synthétiques (phase 1, Pitman et al. 1999). Ensuite, la collecte d'observations sur des sites instrumentés devait permettre de s'attaquer à la validation des schémas (phase 2a et b). Les phases 3 et 4 devaient permettre de comparer les MSC dans des simulations couplées continent-atmosphère, mais se sont heurtées à des obstacles techniques en raison de la difficulté de coupler deux MSC distincts à un même modèle atmosphérique en l'absence d'une définition claire de l'interface entre ces deux types de modèles (Polcher et al. 1998).

Le schéma ISBA du CNRM a largement participé aux exercices d'inter-comparaison PILPS (ex : Chen et al. 1997). Bien qu'elles aient contribué à l'amélioration du schéma ISBA, ces simulations ont rapidement montré leurs limites. La première, déjà évoquée au chapitre 2, tient au caractère local des premiers forçages atmosphériques proposés. Elle a abouti à une vision essentiellement verticale des MSC, qui ne rend pas compte des effets sous-maille pourtant fondamentaux lorsque ces modèles sont intégrés sur des mailles de plusieurs centaines voire milliers de km². La seconde concerne l'absence de couplage avec la couche limite atmosphérique. Elle exclut de valider les rétroactions des surfaces continentales sur l'atmosphère et de valider finement la sensibilité des MSC à une perturbation des paramètres sol-végétation. La troisième est l'absence de jeux de données permettant de valider finement la simulation du manteau neigeux, malgré quelques tentatives dans cette direction (Schlosser et al. 2000). C'est pourquoi il fut décidé de lancer un nouveau projet d'inter-comparaison, Snowmip²¹, spécialement dédié à cette question.

Ayant commencé ma thèse en 1993, bien avant que le projet Snowmip ne soit proposé, j'ai dû moi même collecter un certains nombres de jeux de données (Col de Porte dans les Alpes françaises, Yershov en Russie, Leadex en Alaska, et Mont Iwate au Japon) afin de développer une paramétrisation du manteau neigeux destinée au modèle Arpège-Climat. Ces observations *in situ* m'ont permis de m'attaquer aux principaux défauts de la version initiale du schéma ISBA. La prise en compte du caractère original et changeant des propriétés physiques de la neige (albédo et densité pronostiques) a permis une nette amélioration de la simulation du bilan d'énergie en surface, et par conséquent de l'ablation du manteau neigeux en période de fonte (Douville et al. 1995a). L'introduction de cette paramétrisation dans le modèle Arpège-Climat a eu des effets très positifs, non seulement sur la climatologie de la couverture neigeuse et des températures de surface, mais également sur la circulation de grande échelle (Douville et al. 1995b). Elle est aujourd'hui encore utilisée dans les simulations climatiques du CNRM et a inspiré en partie le schéma de neige du CEPMMT.

Cette paramétrisation a par ailleurs participé à un exercice préliminaire d'inter-comparaison de 4 modèles de neige forcés par les données du Col de Porte (Essery et al. 1998). Cette étude est à l'origine de la phase 1 du projet Snowmip visant à étendre cette comparaison à un nombre plus important de modèles et de sites. Coordonné par le CEN, Snowmip-1 a mis à disposition des modélisateurs des forçages atmosphériques sur 4 sites. Le but de l'exercice était notamment de comparer non seulement des paramétrisations à vocation météorologique ou climatique, mais

¹⁹ Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, <http://www.cic.mq.edu.au/pilps>

²⁰ Working Group on Numerical Experimentation

²¹ SNOw Model Intercomparison Project, <http://www.cnm.meteo.fr/snowmip>

également des modèles de neige plus sophistiqués développés pour la prévision hydrologique ou des risques d'avalanches. Les résultats des simulations suggèrent que la complexité des modèles joue notamment sur le bilan radiatif infra-rouge, mais que le rayonnement net est surtout piloté par l'albédo de surface dont une simulation réaliste peut être obtenue avec un schéma relativement simple (Etchevers et al. 2004).

Un point faible du projet Snowmip-1 est l'absence de site de validation en présence de végétation haute. J'ai abordé ce problème délicat lors de ma thèse en récupérant des données de forçage et de validation sur le site expérimental du Mont Iwate (Japon). Avec un seul bilan d'énergie, la quadrature du cercle est d'obtenir une fonte réaliste en tenant compte de l'effet masque de la végétation qui diminue fortement l'albédo de surface vu de l'atmosphère. La solution empirique mise en œuvre dans Arpège-Climat (Douville et al. 1995a) est loin d'être satisfaisante. C'est pourquoi j'avais proposé à T. Loridan de démarrer sa thèse par une analyse plus approfondie du bilan d'énergie en présence de neige et de végétation haute, en s'appuyant notamment sur les données récemment fournies dans le cadre du projet Snowmip-2²². Les simulations réalisées suggèrent que la solution empirique proposée par Douville et al. (1995a) est très sensible au choix de la fraction de végétation. Les résultats préliminaires de l'inter-comparaison montrent cependant que la plupart des modèles sont surcalibrés et qu'ils ont bien du mal à simuler de manière réaliste le bilan d'énergie du manteau neigeux, en particulier en présence de végétation. L'interruption de la thèse de T. Loridan n'a pas permis, pour le moment, de proposer de solution satisfaisante à ce problème.

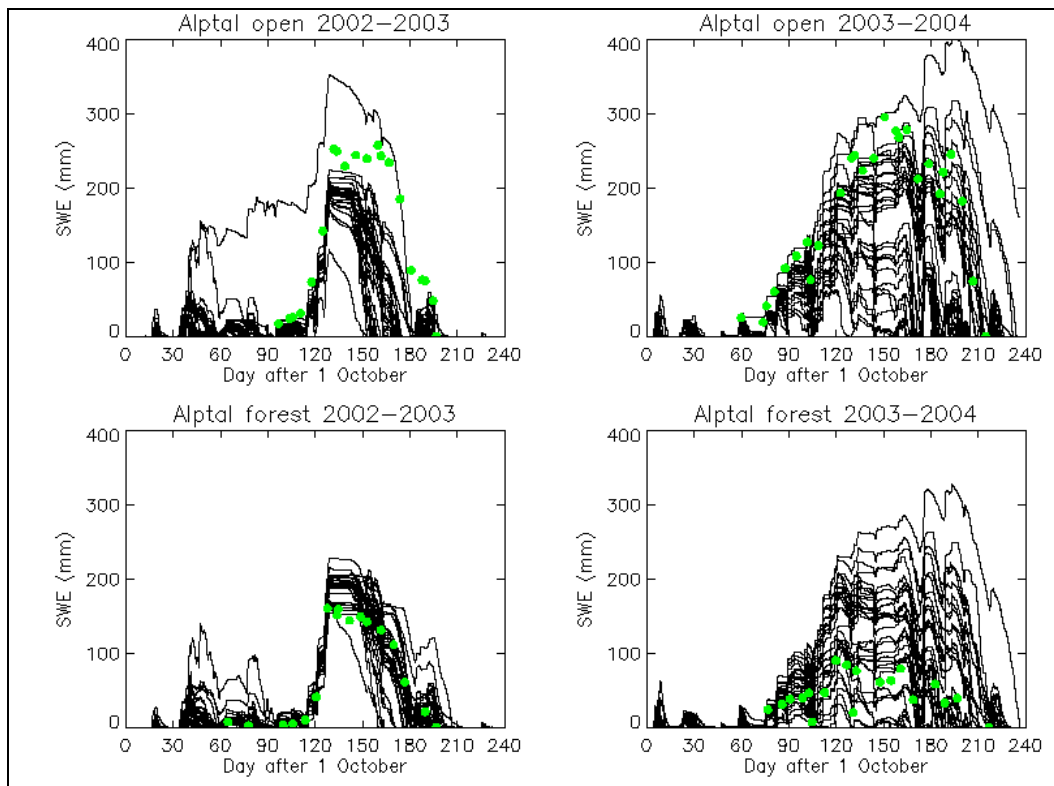


Fig. 2.5: Résultats du projet d'inter-comparaison Snomip2 de modèles de neige testés sur deux sites adjacents, l'un correspondant à une prairie (en haut) l'autre à une forêt d'épicéas et de sapins (en bas). Les simulations sont en noir et les observations d'épaisseurs de neige en vert (en mm équivalent eau). Les tests ont été réalisés de manière « semi-aveugle » dans la mesure où seules les observations de l'hiver 2002-2003 avaient été fournies aux participants. Les commentaires sont superflus !

²² <http://users.aber.ac.uk/rie/snowmip2>

b) Rhône-AGG et GSWP

En raison des limites inhérentes aux tests locaux, la communauté PILPS s'est mobilisée pour organiser des exercices d'inter-comparaison à l'échelle du bassin versant. Dans la phase 2c, un forçage atmosphérique a été mis en place sur une grille de 1° par 1° couvrant l'ensemble du bassin de la Red Arkansas River (Wood et al. 1998). Les mesures de débits disponibles ont permis de distinguer la phase de production des simulations d'une phase de calibration au cours de laquelle les modèles pouvaient d'abord être testés sur quelques sous-bassins. Les résultats des simulations finales ont montré l'importance de cette étape de calibration, en particulier pour le schéma ISBA dont elle permet d'améliorer sensiblement les performances en terme de ruissellement produit. Cette remarque souligne un paradoxe important dans la comparaison des MSC : les modèles les plus simples sont aussi les plus faciles à calibrer et c'est pourquoi il est souvent difficile de démontrer l'intérêt de schémas plus complexes sur un site ou un bassin particulier. Ceci souligne l'importance des simulations effectuées à l'aveugle²³, qui seules permettent réellement d'évaluer les performances d'un modèle²⁴.

Une autre question soulevée par les simulations PILPS2c est l'importance de la variabilité sous-maille des processus hydrologiques. Ce problème est au cœur du projet Rhône-AGG mis en œuvre dans le cadre de la contribution française au programme international GEWEX (Boone et al. 2004). Deux forçages atmosphériques, à haute et basse résolution, ont été développés sur le bassin du Rhône. La méthode SAFRAN du CEN a été utilisée pour affiner les analyses météorologiques de grande échelle fournies par le modèle de prévision du CEPMMT en tenant compte de contraintes orographiques à fine échelle. Le produit final est une analyse horaire à 8km de résolution horizontale, qui a servi de forçage atmosphérique de référence. Des simulations hydrologiques pluriannuelles ont été réalisées à haute (1471 mailles à 8km de côté) puis basse (20 mailles à 1°) résolution, afin de tester l'impact de l'agrégation spatiale du forçage et des paramètres de surface sur la qualité des débits simulés. Les ruissellements quotidiens produits par les différents schémas ont été convertis en débits grâce au modèle hydrologique Modcou développé par l'IRD et l'Ecole des Mines de Paris (Ledoux et al. 1989). Pour les simulations à 1°, le ruissellement est interpolé sur la grille à 8km avant d'être transformé en débit. Au sein de Modcou, les écoulements sont calculés en regroupant par zone isochrone les mailles ayant des temps de transfert égaux à l'exutoire. Cette approche simplifiée ne permet pas de calculer une vitesse d'écoulement variable en fonction de la lame d'eau, mais elle rend compte de l'influence moyenne de la morphologie du bassin sur les écoulements.

Les principaux résultats de l'inter-comparaison Rhône-AGG ont été résumés par Boone et al. (2004). Ils montrent que la capacité des modèles à simuler les chroniques de débits quotidiens dépend notamment de la bonne répartition du ruissellement total entre drainage gravitationnel et ruissellement de surface. La plupart des modèles montrent une forte sensibilité à la résolution horizontale, car le caractère non linéaire des paramétrisations du ruissellement (qui se déclenche typiquement au delà d'un certain seuil voire quand le réservoir total est saturé pour les schémas de type « bucket ») se traduit inévitablement par une diminution des écoulements lorsqu'on diminue la résolution de la grille de calcul. Boone et al. (2004) indiquent cependant que les modèles incluant certains effets sous-maille se montrent plus robustes à l'agrégation spatiale. Ils sont de ce fait mieux adaptés à la modélisation climatique globale dont la résolution horizontale est encore très souvent inférieure au degré carré.

Les simulations réalisées avec ISBA-SGH dans le cadre de la thèse de B. Decharme confirment ces conclusions (Fig. 2.6). Rappelons que l'option SGH inclut notamment 1) une paramétrisation du ruissellement sur surface saturée (mécanisme de Dunne) via une approche de type Topmodel au sein de chaque maille, 2) une paramétrisation du ruissellement par excès d'infiltration (mécanisme de Horton) via une distribution sous-maille des précipitations convectives et de l'infiltration maximale, 3) une représentation plus explicite de la variabilité sous-maille de la végétation via une approche de type « mosaïque » ou « tiles » (développement réalisé par l'équipe MC2, mais qui n'avait

²³ Sans connaissance préalable des données de validation et donc sans calibration possible

²⁴ Le projet Snowmip-2 a été une nouvelle occasion de vérifier la pertinence de cette remarque

pas été testé lors du projet Rhône-AGG). Comparée à la version standard d'ISBA, incluant seulement une paramétrisation de type VIC (Variable Infiltration Capacity, Dümenil et Todini 1992), ISBA-SGH se montre beaucoup moins sensible à la dégradation de la résolution. Elle fournit même à basse résolution (1°) des résultats supérieurs à ceux obtenus à haute résolution (8km) avec ISBA standard, pour peu que l'on s'intéresse aux débits des stations ayant une aire de drainage suffisante pour que cette comparaison ait un sens. Par ailleurs, l'approche Topmodel mise en œuvre dans ISBA-SGH décrit de manière plus explicite l'influence du relief sur la répartition sous-maille de l'HS et ne nécessite pas une calibration par bassin comme la paramétrisation VIC utilisée dans l'expérience de contrôle.

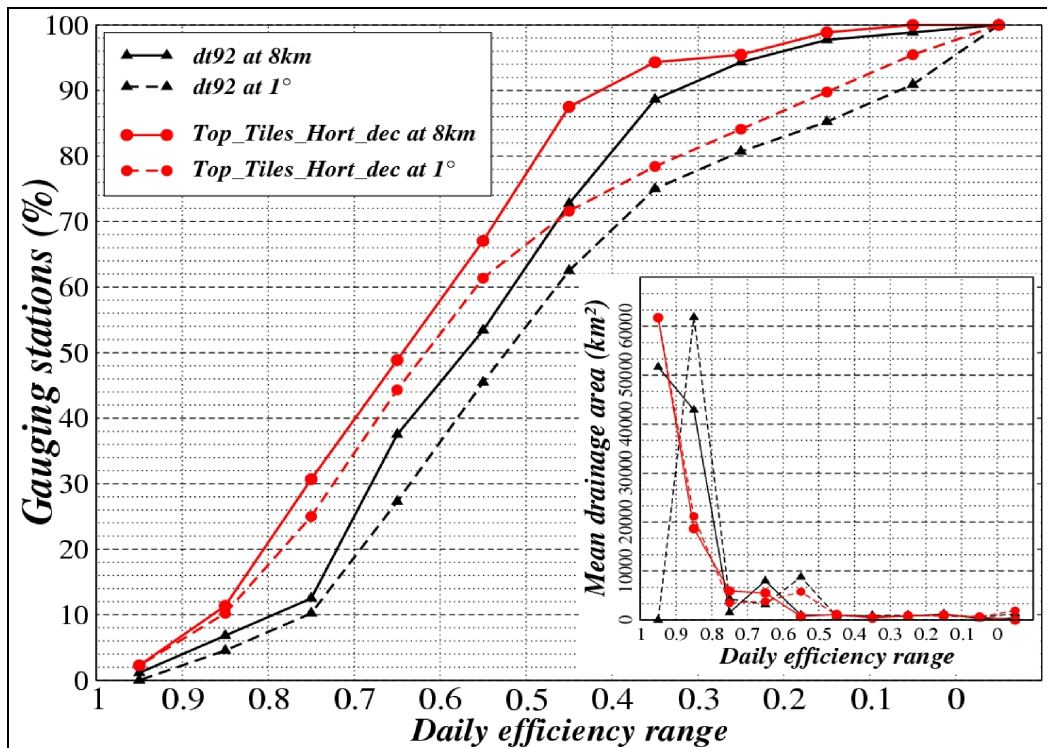


Fig. 2.6: Impact de la physique et de la résolution horizontale sur la qualité des débits quotidiens simulés sur le bassin du Rhône. Les distributions cumulées des efficacités (critère de Nash) des débits simulés en 88 stations réparties sur les différents sous-bassins sont comparées pour des simulations à haute (8km en trait continu) et basse (1° en tirets) résolution, avec la version standard d'ISBA (*dt92* en noir) et la nouvelle version (*SGH* en rouge) incluant l'ensemble des paramétrisations sous-maille développées par Decharme et Douville (2006a). Dans l'encadré sont également présentées les distributions des aires de drainage par classe d'efficacité. De manière attendue, les plus fortes efficacités sont obtenues à haute résolution et sur les aires de drainage les plus importantes. Alors qu'il est évidemment impossible d'améliorer les débits simulés sur les petites aires de drainage lorsqu'on dégrade la résolution, on constate que la nouvelle physique s'avère plus performante que la version standard d'ISBA sur les principaux sous-bassins, non seulement à résolution équivalente, mais également lorsqu'on compare la basse (tirets rouges) et la haute résolution (trait continu noir).

Toujours dans le cadre du programme international GEWEX, mais également de l'initiative ISLSCP²⁵, la communauté scientifique internationale a lancé le programme GSWP²⁶ (Dirmeyer et al. 1999) afin de produire des climatologies globales d'HS et de flux de surface qui puissent être utilisées pour valider les modèles climatiques ou pour leur fournir des conditions aux limites plus réalistes

²⁵ International Satellite Land Surface Climatology Project

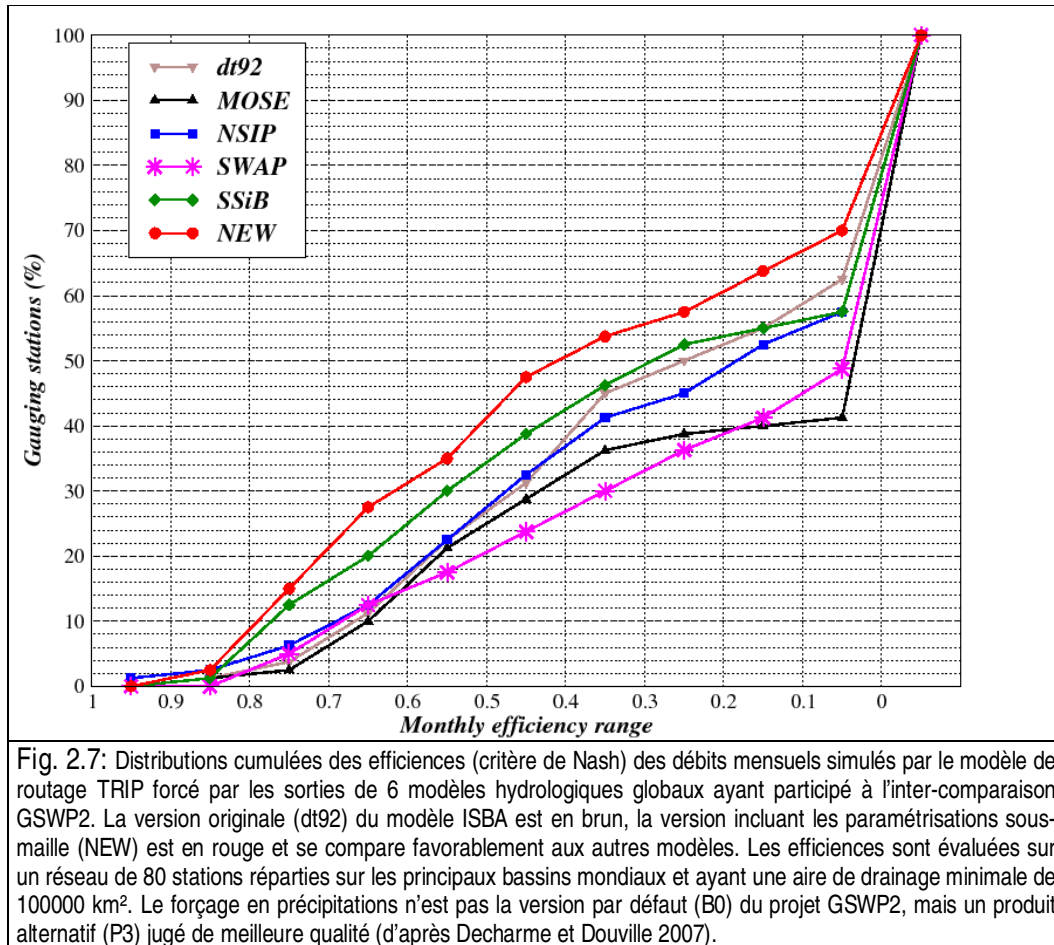
²⁶ Global Soil Wetness Project, <http://www.iges.org/gswp>

(Dirmeyer 2000, Douville et Chauvin 2000). Ce projet se situe dans la lignée des travaux de Mintz et Serafini (1992) qui avaient déjà produit une climatologie globale du contenu en eau du sol en forçant une équation de bilan hydrique par des données mensuelles de température et de précipitations. Il est cependant beaucoup plus ambitieux, de par la nature du forçage et des modèles employés. Des analyses atmosphériques corrigées par des climatologies mensuelles observées (et des cartes fixes ou mensuelles des paramètres sol-végétation) ont été préparées à la résolution de 1° afin d'intégrer différents MSC sur la période 1987-1988. Il faut néanmoins souligner que la qualité de ce forçage atmosphérique est très disparate en fonction du nombre et de la qualité des observations disponibles. En comparant les ruissellements annuels produits sur les grands bassins fluviaux aux observations du GRDC, Oki et al. (1999) ont mis en évidence une relation entre le réalisme des simulations et la densité des pluviomètres disponibles sur l'aire de drainage de la station considérée.

J'ai assuré la participation du CNRM au projet GSWP. Outre la simulation de contrôle nécessaire à l'inter-comparaison des modèles, différentes expériences de sensibilité ont été réalisées afin de tester l'influence globale d'une prise en compte simplifiée de la variabilité sous-maille des processus hydrologiques (Douville 1998). Ces résultats sont à l'origine du sujet de thèse proposé en 2002 à B. Decharme dans le cadre de l'ACI « Observation de la Terre ». Par ailleurs, la sensibilité du bilan hydrique simulé à la qualité des forçages a fait l'objet d'une étude spécifique sur le bassin de l'Amazone (Chapelon et al. 2002) consistant à tester un nouveau jeu de précipitations mensuelles (en collaboration avec l'IRD) ainsi qu'une nouvelle base de données sol-végétation (Ecoclimap). Les résultats ont montré une amélioration significative des débits simulés, soulignant la difficulté de valider finement les MSC avec les forçages du projet GSWP. L'inter-comparaison des simulations GSWP a également mis en évidence la difficulté de produire une climatologie « universelle » d'HS. Malgré l'utilisation de paramètres sol-végétation identiques, les contenus en eau simulés sont en valeur absolue très différents d'un modèle à l'autre. Ce résultat nous a incité à tester une méthode originale en vue de produire une climatologie de référence. Il s'agissait de mettre en œuvre une assimilation séquentielle « off-line » des observations de température et d'humidité à 2m en s'inspirant des travaux de Mahfouf et al. (1991). Nous reviendrons sur ce point au chapitre 2.3.3.

Plus récemment, la phase 2 du projet GSWP a permis de réaliser de nouvelles simulations globales à 1° sur une période de 10 ans allant de Janvier 1986 à Décembre 1995. Le forçage atmosphérique est ici fourni au pas de temps tri-horaire grâce aux ré-analyses NCEP/DOE dont les principaux biais systématiques ont été corrigés à l'aide de climatologies mensuelles. Les paramètres sol-végétation sont tirés de la base de données ISLSCP2. Différentes études de sensibilité ont été proposées consistant à tester d'autres forçages atmosphériques ou à prescrire les paramètres sol-végétation propres au MSC considéré. A l'instar du projet GSWP-1, les climatologies d'HS issues de l'inter-comparaison GSWP-2 montrent une large dispersion des modèles en valeur absolue. Néanmoins, les résultats sont beaucoup plus cohérents en terme de variations temporelles, qu'elles soient saisonnières ou inter-annuelles (Guo et Dirmeyer 2006).

A l'occasion de notre participation à GSWP-2, nous sommes passés à la version à 3 couches hydrologiques du schéma ISBA (Boone et al. 1999). Nous avons d'abord fourni une simulation standard forcée avec les entrées par défaut (forçage B0 et paramètres ISLSCP2), ainsi qu'une simulation perturbée (forçage P3 sans correction de vent sur les précipitations tri-horaires et paramètres Ecoclimap). C'est cette dernière simulation qui a servi de référence pour évaluer le modèle ISBA-SGH développé par B. Decharme car les précipitations B0 semblaient largement surestimées sur certaines régions en raison de corrections excessives du « gauge undercatch ». La validation des paramétrisations a été effectuée de manière incrémentale et a essentiellement porté sur le ruissellement converti en débits grâce au modèle de routage TRIP utilisé dans sa configuration originale (un seul réservoir, vitesse uniforme et constante de 0.5 m/s, pas de couplage avec ISBA). Les résultats obtenus (Fig. 2.7) confirment l'importance des effets sous-maille pour la simulation des débits à l'échelle globale (Decharme et Douville 2007).



Néanmoins, il est clair que la comparaison aux débits du GRDC ne représente qu'une validation partielle et indirecte du bilan hydrique. C'est pourquoi la thèse de B. Decharme s'est attachée à évaluer les différentes sources d'incertitudes qui pèsent sur les simulations GSWP. Certaines simulations sur le bassin du Rhône ont notamment permis de souligner les limites inhérentes à la qualité du forçage atmosphérique global et des paramètres sol-végétation fournis par la climatologie ISLSCP (Decharme et Douville 2006b). A l'échelle globale, le modèle TRIP peut aussi contribuer aux erreurs sur les débits mensuels obtenus après routage du ruissellement produit par ISBA. Ce problème doit cependant être relativisé. L'utilisation de TRIP a permis d'identifier les principaux défauts de la version originale du schéma ISBA, tels que le manque de variabilité sous-maille qui contribue à surestimer l'amplitude du cycle annuel des débits, ou la prise en compte insuffisante de l'influence du gel sur l'infiltration qui conduit à retarder le pic de débit observé au printemps sur les bassins des hautes latitudes (Decharme et Douville 2007). De telles conclusions ne sont pas remises en cause par l'introduction d'un second réservoir ou d'une vitesse variable dans le modèle de routage (Decharme 2005). Ainsi, les différentes paramétrisations validées sur le bassin du Rhône (via le modèle de routage Modcou) se sont également révélées positives à l'échelle globale. La prise en compte de la variabilité sous-maille des précipitations, de la végétation et de l'HS au sein d'un même modèle permet en outre à ISBA-SGH de se comparer très favorablement à d'autres MSC ayant utilisé le même forçage atmosphérique, lorsqu'on utilise la version originale du modèle TRIP pour convertir l'ensemble des écoulements en débits (Fig. 2.7). Les modifications apportées à TRIP n'ont été testées qu'avec les sorties des modèles ISBA. Elles conduisent encore à améliorer l'efficacité des débits mensuels simulés sur certains bassins, même si ces développements demandent encore à être affinés (Decharme 2005, Decharme et al. 2008).

Notons également qu'une tentative de validation globale (intégrale) des bilans hydriques simulés en mode GSWP a été effectuée en collaboration avec A. Cazenave (LEGOS), en s'appuyant sur les mesures altimétriques océaniques du satellite Topex-Poséidon. Corrigé des effets stériques, le cycle annuel du niveau moyen des océans s'explique essentiellement par les transferts de masse entre continents et océans. Lors de la phase 1 du projet GSWP, la comparaison des écoulements continentaux simulés par ISBA aux données altimétriques a montré un bon accord sur l'amplitude et la phase de ce cycle annuel, l'erreur résiduelle pouvant s'expliquer par la contribution des calottes polaires non prises en compte dans les simulations (Cazenave et al. 2000). Les tests réalisés à partir des simulations GSWP-2 ont été moins concluants. Il est difficile de fournir une explication à ce résultat, qui souligne simplement que le lien entre l'intégrale globale des écoulements et leur répartition géographique est loin d'être univoque.

Pour clore ce chapitre 2.3.2, disons un mot de l'évaluation globale des MSC utilisés en mode couplé au sein des modèles de circulation générale atmosphérique. Pendant longtemps, les forçages globaux de type GSWP n'existaient pas et il n'y avait guère de tests intermédiaires entre les simulations « off-line » PILPS et les simulations « on-line » globales. Le projet AMIP (Gates et al. 1992) d'inter-comparaison des MCG atmosphériques était alors la principale occasion de comparer des simulations hydrologiques globales. Ces analyses ont notamment montré une grande dispersion des résultats des modèles et leurs difficultés à reproduire de manière réaliste le cycle annuel et la variabilité interannuelle de l'HS sur les quelques régions où l'on dispose d'un réseau de mesure relativement dense (Robock et al. 1998). Cependant, il est très délicat d'estimer la contribution relative des MSC et des modèles atmosphériques à ces différents biais systématiques. Soulignons ici l'étude de Qu et Henderson-Sellers (1998) qui ont tenté de comparer la dispersion des résultats obtenus dans les expériences PILPS et AMIP, en normalisant les écarts-type de manière à réduire l'influence des différences entre les forçages observés et simulés. Malgré cette normalisation la dispersion reste plus forte en mode couplé, suggérant que les rétroactions atmosphériques ont tendance à amplifier les différences entre MSC.

2.3.3. Assimilation de données

Devant l'insuffisance du réseau d'observations *in situ* et les difficultés liées à la télédétection, l'assimilation de données dans les modèles météorologiques et/ou les modèles de surface représente une alternative intéressante pour produire des climatologies globales des variables hydrologiques continentales. De manière générale, la technique consiste à combiner des observations et des sorties de modèles afin de fournir une description aussi complète et réaliste que possible du champ considéré à un instant donné. En météorologie, cette analyse sert notamment à initialiser la prévision. Cependant, la sensibilité des prévisions atmosphériques à l'initialisation des surfaces continentales n'a été mise en évidence qu'assez récemment (ex : Beljaars et al. 1996), si bien que l'analyse de surface est relativement simple au regard de sa contrepartie atmosphérique. Il faut par ailleurs noter que certains centres, tel que le CEPMMT ou le NCEP, se lancent à intervalles plus ou moins réguliers dans des projets de ré-analyse, consistant à produire une série d'analyses sur une période aussi longue que possible en utilisant un seul et même système de prévision et d'assimilation, ce qui confère un minimum de cohérence à la climatologie ainsi obtenue même si le nombre et le type d'observations assimilées évoluent au cours du temps.

Le but de ce paragraphe n'est évidemment pas de décrire de manière exhaustive l'évolution des techniques d'assimilation en surface développées au cours des dernières décennies, mais simplement d'en rappeler les grandes lignes²⁷. Notons d'abord que l'assimilation de données à la surface des continents relève aujourd'hui d'une discipline plus large que la météorologie *stricto sensu*, puisqu'elle concerne également la prévision hydrologique (Liu et Gupta 2007) ou le suivi de la végétation. Deux techniques principales peuvent être distinguées : 1) l'assimilation « on-line » réalisée

²⁷ On pourra par exemple se référer au chapitre C.4 (Houser et al. 2004) de l'ouvrage de synthèse du BAHC intitulé « Vegetation, Water, Humans and the Climate » pour une présentation plus détaillée.

dans les modèles météorologiques, notamment à Météo-France (Giard et Bazile 2000) et au CEPMMT (Douville et al. 2000), 2) l'assimilation « off-line » dans laquelle le modèle hydrologique est forcé par une analyse atmosphérique, à l'instar du système GLDAS²⁸ (Rodell et al. 2004) développé par la NASA à l'échelle globale, ou du système SIM²⁹ mis en œuvre à Météo-France sur le territoire métropolitain.

L'assimilation « on-line » des observations SYNOP de température et d'humidité de l'air en surface a initialement été proposée par Mahfouf et al. (1991). Elle repose sur la sensibilité de ces paramètres à l'HS au cours de prévisions atmosphériques à 6 heures. Deux méthodes, séquentielle et variationnelle, ont été proposées pour inverser cette relation de dépendance et estimer les incréments d'eau du sol en fonction des erreurs de prévision sur les paramètres météorologiques à 2 mètres. Dans la pratique, la méthode séquentielle est d'abord apparue comme un bon compromis entre coût et efficacité. Toutes les 6 heures, une analyse des paramètres à 2m est d'abord effectuée grâce à la technique de l'interpolation optimale. Les incréments d'eau du sol sur la grille du modèle sont ensuite estimés à partir des erreurs de prévision sur la température et l'humidité, selon une relation linéaire empirique dont les coefficients sont fonction de l'heure locale et des paramètres sol-végétation. Par ailleurs, l'HS n'est réellement corrigée que lorsque les conditions météorologiques sont favorables au principe de l'analyse : rayonnement suffisant, absence de précipitations et/ou de vent fort.

Cette méthode a d'abord été testée à l'échelle régionale, grâce aux données de la campagne Hapex-Mobilhy (Bouttier et al. 1993), puis introduite dans l'analyse du modèle météorologique Arpège par Giard et Bazile (2000). Parallèlement, j'ai passé quelques mois au CEPMMT afin de calibrer et valider la technique dans la version 1D du modèle atmosphérique IFS³⁰ grâce aux données de la campagne de mesure FIFE³¹ (Sellers 1988). Dans un contexte favorable (observations co-localisées des paramètres météorologiques et du contenu en eau du sol évitant le problème de l'analyse de la température et de l'humidité à 2m, remplacement des flux radiatifs et des précipitations prévus par des observations), j'ai pu mettre en évidence le potentiel de cette assimilation séquentielle, qui permet notamment de corriger les biais systématiques du modèle du CEPMMT, en dehors des périodes de pluie où l'analyse est désactivée (Douville et al. 2000). J'ai également montré que l'analyse pouvait résister à l'introduction d'erreurs systématiques (suppression ou multiplication par 2 des pluies observées) ou aléatoires (remplacement des pluies observées par les valeurs prévues) sur les précipitations (Fig. 2.5). En revanche, les performances sont dégradées lorsqu'on applique un biais systématique sur le rayonnement solaire incident, soulignant l'intérêt d'une analyse préalable de la nébulosité.

Insistons sur la caractéristique « on-line » de cette technique d'assimilation qui nécessite en effet de simuler correctement le lien qui existe entre l'HS et les paramètres météorologiques à 2m via les flux de chaleur latente et sensible. Indiquons qu'une mise en œuvre « off-line » de cette technique avait été tentée à l'occasion du projet GSWP dans le but de produire une climatologie de référence du contenu en eau du sol. L'absence de rétroaction des incréments d'HS sur le forçage atmosphérique utilisé (analyses du CEPMMT) nous avait alors conduit à renoncer à cet objectif ambitieux (Douville et al. 1999). Un couplage de chaque maille GSWP avec un modèle atmosphérique 1D, à la manière des tests d'assimilation que j'ai ensuite réalisés au CEPMMT, aurait été plus pertinent et aurait probablement permis d'atteindre l'objectif que nous nous étions fixé, au moins pour les régions bénéficiant d'un réseau SYNOP de densité suffisante.

²⁸ Global Land Data Assimilation System

²⁹ Safran-ISBA-Modcou

³⁰ Integrated Forecast System

³¹ First ISLSCP Field Experiment

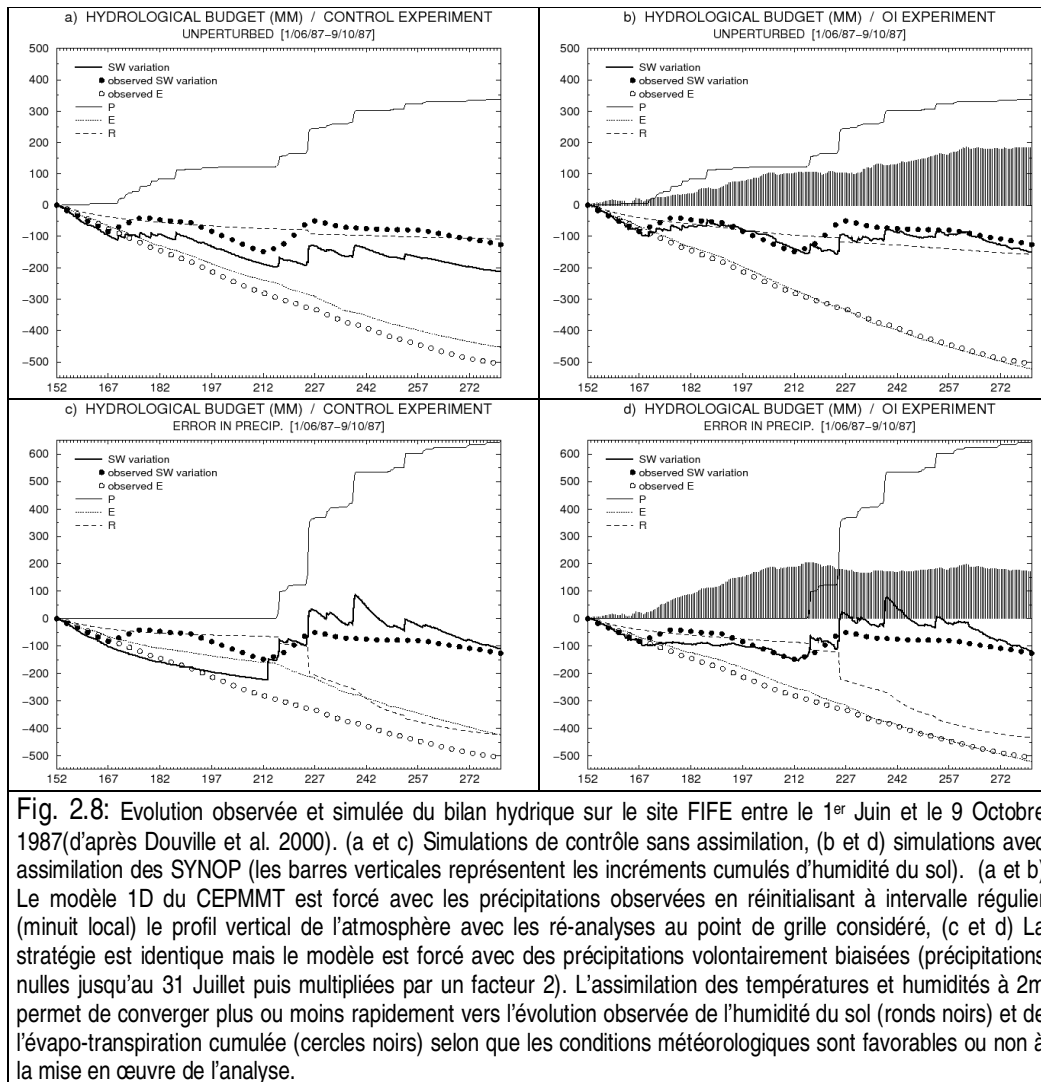
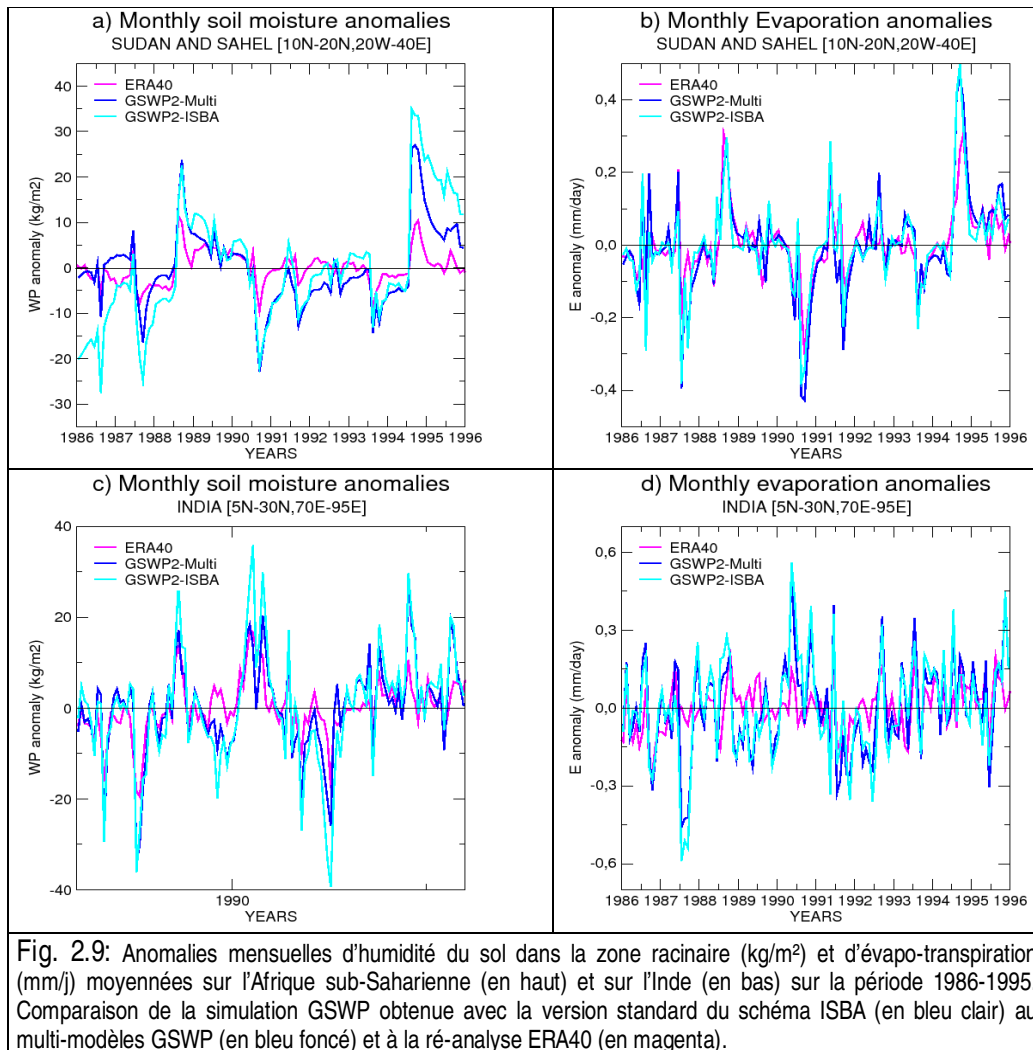


Fig. 2.8: Evolution observée et simulée du bilan hydrique sur le site FIFE entre le 1^{er} Juin et le 9 Octobre 1987 (d'après Douville et al. 2000). (a et c) Simulations de contrôle sans assimilation, (b et d) simulations avec assimilation des SYNOP (les barres verticales représentent les incréments cumulés d'humidité du sol). (a et b) Le modèle 1D du CEPMMT est forcé avec les précipitations observées en réinitialisant à intervalle régulier (minuit local) le profil vertical de l'atmosphère avec les ré-analyses au point de grille considéré, (c et d) La stratégie est identique mais le modèle est forcé avec des précipitations volontairement biaisées (précipitations nulles jusqu'au 31 Juillet puis multipliées par un facteur 2). L'assimilation des températures et humidités à 2m permet de converger plus ou moins rapidement vers l'évolution observée de l'humidité du sol (ronds noirs) et de l'évapo-transpiration cumulée (cercles noirs) selon que les conditions météorologiques sont favorables ou non à la mise en œuvre de l'analyse.

L'assimilation « on-line » des SYNOP est opérationnelle au CEPMMT depuis 1999 et à Météo-France depuis 2000. Elle est également utilisée dans d'autres centres de prévision tels que le DWD ou HIRLAM. Elle a par ailleurs été mise en œuvre dans le projet de ré-analyse ERA40 (Uppala et al. 2005) couvrant la période 1958-2001. Les humidités ERA40 ont été comparées aux humidités GSWP-2 sur la période 1986-1995 (Decharme 2005). En terme de variabilité inter-annuelle, les deux jeux de données sont assez cohérents (Fig. 2.9). Cette convergence est encourageante puisque les ré-analyses d'eau du sol ERA40 et GSWP-2 sont totalement indépendantes. Selon une étude récente, l'analyse opérationnelle du CEPMMT possède cependant certaines faiblesses (Drusch et Viterbo 2007). En effet, si elle permet d'améliorer la prévision des températures dans les basses couches de la troposphère, elle tend surtout à compenser les biais systématiques du modèle et semble sous-estimer la variabilité temporelle de l'HS. Ce résultat rappelle le caractère idéalisé des tests 1D réalisés par Douville et al. (2000) et conforte la conclusion de cette étude concernant la nécessité d'une analyse de nébulosité ou des flux radiatifs, pour éviter que des biais systématiques sur le rayonnement incident ne dégradent les performances de l'analyse de surface. Une autre voie d'amélioration consiste à remplacer l'analyse séquentielle par une assimilation variationnelle permettant d'assimiler différents types d'observations (y compris satellitaires) en tenant compte de manière plus rigoureuse de la physique du schéma de surface et de l'heure d'acquisition des observations (Balsamo et al. 2004).



De l'autre côté de la Manche (UK) et de l'Atlantique (USA), les efforts ont surtout porté sur l'analyse des précipitations, rendant possible une analyse « off-line » de l'HS. Le principe est de forcer le schéma de surface par une analyse atmosphérique aussi réaliste que possible, avant de réinjecter les contenus en eau ainsi obtenus dans le modèle de prévision. Dans un premier temps, cette technique ne corrige pas les biais systématiques du schéma et une analyse multi-modèles peut être envisagée pour limiter ce problème (Rodell et al. 2004). Dans une seconde étape, les simulations forcées permettront d'assimiler des mesures satellitaires d'humidité superficielle à moindre coût et ainsi de produire des analyses d'humidité du sol profond sans avoir recours à des observations *in situ* (Calvet et al. 1998, Muñoz-Sabater et al. 2007). La technique d'analyse « off-line » est également mise en oeuvre à Météo-France sur le territoire métropolitain. L'analyse atmosphérique Safran à 8km permet en effet de bénéficier d'un forçage météorologique de bonne qualité et d'une analyse de précipitations basées sur de nombreuses mesures *in situ* qui seront prochainement complétées par des observations radar. Le système, connu sous le nom de SIM³², permet non seulement le suivi de l'HS, mais également la simulation des débits grâce au modèle d'écoulement Modcou. Il permettra à terme d'initialiser les champs de surface du modèle de prévision non hydrostatique AROME. Il contribue d'ors et déjà au système de prévision des crues mis en place par le SCHAP³³.

³² Safran-ISBA-Modcou

³³ Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations, <http://www.vigicrues.ecologie.gouv.fr>

2.4. Bilan et perspectives

Les schémas de surface ont d'abord été développés pour résoudre les équations de diffusion de la chaleur et de conduction de l'eau au sein d'une colonne idéalisée de sol dont les hétérogénéités horizontales étaient ignorées. L'influence de la végétation sur le bilan d'énergie et le bilan d'eau a fait l'objet de nombreux développements, nécessitant une description de plus en plus fine des paramètres du couvert végétal voire la mise en œuvre d'une végétation interactive aux échelles de temps les plus longues. Aux hautes latitudes et en altitude, des développements supplémentaires ont été nécessaires pour rendre compte du caractère original et changeant des propriétés physiques du manteau neigeux, ainsi que des changements de phase en surface et dans le sol, avec une incidence possible sur la conductivité hydraulique. Outre le sol et la neige, d'autres réservoirs continentaux commencent à voir le jour dans les modèles climatiques. Il s'agit notamment des zones inondées (Decharme et al. 2008) et des aquifères (Niu et al. 2007) dont l'importance reste difficile à quantifier à l'échelle globale. Une modélisation du pergélisol (Nicolosky et al. 2007), mais aussi des glaciers et des calottes polaires, devient également essentielle dès que l'objectif des simulations est d'étudier des climats relativement lointains de la période actuelle.

Considérant le cas particulier du modèle ISBA, les travaux importants réalisés au sein de l'équipe MC2 ont permis d'étoffer le schéma initial proposé par Noilhan et Planton (1989). Les principaux développements ont concerné l'eau sous forme solide et le couplage de la transpiration à la photosynthèse. L'équipe UDC à laquelle j'appartiens n'a pas pour principale vocation de développer des paramétrisations, mais elle est intervenue à différentes reprises soit pour palier une insuffisance passagère du schéma (développement d'une paramétrisation simplifiée du manteau neigeux dans le cadre de ma thèse), soit pour s'attaquer à des questions plus spécifiques de la grande échelle (développement d'une hydrologie sous-maille dans le cadre de la thèse de B. Decharme). Le dialogue qui s'est ainsi progressivement mis en place entre les deux groupes est l'un des points forts du CNRM. La plupart des développements mis en œuvre à grande échelle ont préalablement été testés à petite échelle. Réciproquement, certaines paramétrisations pensées pour la grande échelle peuvent aussi s'avérer bénéfiques pour des utilisations à plus fine échelle. Il est cependant important d'élargir le cercle des collaborations au delà des murs du CNRM. Un rapprochement avec l'IPSL est notamment essentiel pour combler notre retard sur la partie lente du cycle du carbone. Par ailleurs, les discussions avec les hydrologues de terrain (G.M. Saulnier ou P. Kosuth par exemple) ou les spécialistes de la télédétection (A. Cazenave, C. Prigent, F. Aires, ou N. Mognard par exemple) sont toujours instructives et cruciales pour évaluer le modèle ou susciter de nouveaux développements.

La résolution horizontale limitée des modèles de climat justifiera, pendant encore de nombreuses années, de rendre compte de la variabilité sous-maille des processus hydrologiques. A terme, l'utilisation d'une grille plus fine pour les calculs de surface imposant des interpolations à chaque pas de temps est une solution techniquement simple, mais dont le rapport efficacité sur coût reste discutable. Il existe en effet une certaine invariance d'échelle dans la répartition des pluies, comme dans celle du relief ou de la végétation. Ainsi, il est sans doute plus efficace de subdiviser la maille en sous-régions de taille variable mais homogènes du point de vue de ces paramètres, plutôt qu'en pavés réguliers mais dont les hétérogénéités ne seront que partiellement réduites par rapport à celles de la maille initiale. Notons ainsi que la version ISBA-SGH proposée par Decharme et Douville (2006a) permet de produire à 1° des débits plus réalistes que la version de base à 8 km sur les principaux affluents du Rhône. Elle peut cependant encore être affinée. Les sources de variabilité sous-maille y sont en effet croisées de manière indépendante. Ainsi, qu'elles soient réparties sur l'ensemble de la maille ou concentrées sur une fraction μ , les précipitations produisent par exemple la même quantité de ruissellement sur surface saturée. Tenir compte de l'influence de la topographie sur la répartition sous-maille de la végétation et du forçage atmosphérique permettrait d'obtenir une réponse moins linéaire et certainement plus physique.

La thèse de B. Decharme fut également l'occasion de réaliser à quel point la validation d'un MSC est un exercice délicat. Les tests locaux permettent de s'affranchir de la plupart des problèmes associés à la définition du forçage atmosphérique et des paramètres sol-végétation, mais ils n'ont pas de valeur universelle et ne permettent pas de travailler véritablement à l'échelle de la maille. A l'inverse, les simulations de type GSWP couvrent l'ensemble des continents et sont utiles pour travailler sur la variabilité sous-maille des processus hydrologiques, mais elles sont plus difficiles à évaluer en raison des incertitudes qui subsistent en amont (forçages) et en aval (routage) des MSC. C'est pourquoi le bassin versant de taille intermédiaire, présentant un minimum de diversité physiographique, topographique et climatique, représente un bon compromis entre ces deux situations extrêmes. Les exercices d'inter-comparaison de type Rhône-Agg demeurent cependant relativement rares, car ils demandent un réseau d'observation de forte densité et un travail de préparation très important. Les campagnes de mesure, peuvent être l'occasion d'instrumenter de petits bassins pour une période limitée et ainsi de compléter la batterie de tests « off-line » auxquels les MSC peuvent être soumis.

Au delà des mesures *in situ*, l'observation spatiale à vocation hydrologique est en plein essor et devrait permettre à terme de faciliter la validation des MSC aux échelles régionales et globales. Les mesures existantes (visible, infra-rouge, micro-ondes passives ou actives) sont d'ors et déjà utilisées pour estimer des couvertures de neige, des humidités du sol superficiel ou des étendues d'eau libre. Combinées à l'altimétrie, elles permettent également d'accéder à des hauteurs, voire des volumes d'eau dans les grands fleuves, les zones inondées et les lacs. La gravimétrie, malgré sa faible résolution spatiale, s'avère également intéressante pour valider les MSC à grande échelle (Niu et Yang, 2006). Enfin, la mission SMOS devrait encore renforcer les moyens de télédétection dédiés à l'hydrologie au cours des prochaines années. Néanmoins, ces données ne seront pleinement exploitées que lorsqu'elles seront véritablement assimilées au sein des MSC comme cela est prévu dans le cadre du GLDAS ou du programme européen Geoland³⁴. Par ailleurs, des travaux commencent à voir le jour concernant l'assimilation des mesures de débits (ex : Pauwels et De Lannoy 2006). Cet objectif représente un véritable défi en raison du caractère non local des incréments d'HS à estimer, qui pourront en effet être répartis de manière non uniforme sur l'aire de drainage considérée.

Concernant l'assimilation de données dans les modèles météorologiques et/ou hydrologiques, soulignons une fois encore la synergie potentielle qui existe entre les techniques d'analyse « off-line » et « on-line ». La première permet notamment de corriger rapidement les erreurs d'HS liées à une mauvaise prévision des précipitations, mais également à terme d'assimiler de manière simple les observations satellitaires d'humidité superficielle que fourniront les missions SMOS ou ASCAT³⁵. La seconde, fondée sur l'interaction locale entre les surfaces continentales et la couche limite atmosphérique, est efficace pour corriger des erreurs aléatoires ou systématiques en présence d'une forte insolation et en l'absence de précipitations. On voit donc clairement l'intérêt de combiner les deux méthodes. La solution la plus prometteuse semble venir du Canada (Balsamo et al. 2007) et reposer sur un système forcé, mais où les paramètres de la couche limite de surface peuvent être diagnostiqués en déplaçant le niveau de forçage de la valeur classique de 2m vers un niveau plus élevé (typiquement 50m). Cette solution permet de bénéficier de l'ensemble des potentialités offertes par une analyse « off-line » (correction préalable du forçage atmosphérique, assimilation de mesures satellitaires d'humidité superficielle, allongement du cycle d'assimilation pour restituer l'humidité de la zone racinaire) tout en conservant la possibilité d'assimiler les températures et les humidités à 2m. Des tests ont récemment été réalisés dans ce sens avec une version simplifiée du schéma ISBA et des observations synthétiques (Mahfouf 2007). Ils plaident en la faveur d'une assimilation de surface multi-observations découplée au moyen d'une méthode « 2D-Var simplifié ».

Côté modélisation, la complexité croissante des outils développés pour simuler les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant ne semble pas se traduire par une meilleure « portabilité » d'un bassin à l'autre, mais au contraire par le risque d'une « sur-calibration » de ces modèles, d'où la

³⁴ <http://www.gmes-geoland.info/>

³⁵ Advanced Scatterometer (ESA)

nécessité de développer de nouvelles théories s'appuyant non seulement sur la physique de petite échelle (ex : loi de Darcy) mais également sur des lois macroscopiques (McDonnell et al. 2007). Cet aveu d'impuissance montre à quel point il n'est pas urgent d'augmenter la résolution verticale ou horizontale des MSC, mais plutôt de tenter de comprendre les principes du fonctionnement des bassins, à l'instar de ce que nous avons tenté de faire lors de la thèse de B. Decharme. Les projets d'inter-comparaison devront se poursuivre et permettre d'aborder de nouveaux problèmes, tels que la modélisation du bilan hydrique sur sol gelé et/ou dans les régions inondées. De longues séries hydro-météorologiques locales, couvrant plusieurs décennies, seront également utiles pour travailler sur la sensibilité des modèles, non seulement à la variabilité inter-annuelle du forçage atmosphérique mais également au renforcement progressif de l'effet de serre (Robock et al. 2005) et à l'effet direct de l'accroissement de la concentration atmosphérique en CO₂ sur la transpiration des plantes (Calvet et al. 2007). Ces problèmes pourront aussi être abordés de manière plus générale grâce à la construction de nouveaux forçages atmosphériques globaux sur tout ou partie du 20^{ème} siècle (ex : Sheffield et al. 2006). L'objectif ne sera pas seulement de valider le cycle annuel moyen et la variabilité inter-annuelle du bilan hydrique à grande échelle, mais aussi d'analyser les tendances à long-terme et la sensibilité de l'hydrologie continentale aux forçages anthropiques (Gedney et al. 2006). Ce pari est toutefois difficile car il nécessite des forçages atmosphériques de très bonne qualité, si possible construits à partir de séries homogénéisées.

Notons pour finir que les inter-comparaisons en mode forcé ne permettent pas de travailler sur les rétroactions continentales. Elles doivent être complétées par des simulations couplées, basées sur des MCG atmosphériques. Les résultats de telles expériences restent cependant difficiles à interpréter car les différences entre modèles peuvent avoir de multiples raisons. C'est pourquoi le couplage de différents MSC avec un seul et même modèle atmosphérique semble le meilleur moyen de valider les interactions entre les surfaces continentales et la couche limite atmosphérique. Ce type d'expériences est un objectif important du projet international GLASS³⁶, mais il reste techniquement difficile à mettre en œuvre malgré les efforts récemment entrepris par certains groupes de modélisation pour se conformer à une interface standard entre MSC et modèles atmosphériques (Polcher et al. 1998). Faute de mieux, la plupart des études concernant l'influence des surfaces continentales sur la variabilité climatique ont pour le moment été réalisées avec un modèle et selon un protocole expérimental particulier. Elles ont néanmoins permis de progresser dans la compréhension et la quantification des interactions continent-atmosphère, comme nous allons maintenant l'illustrer.

³⁶ Global Land Atmosphere System Study, <http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/GLASS>

« L'homme s'instruit sans cesse dans son progrès : car il tire avantage non seulement de sa propre expérience, mais encore de celle de ses prédécesseurs. (...) De sorte que la suite des hommes, pendant le cours de tous les siècles, doit être considérée comme un même homme qui subsiste toujours et qui apprend continuellement »

Pascal

Chapitre 3

Influence des surfaces continentales sur la variabilité climatique

3.1. Influence sur l'état moyen

Dans un premier temps, le développement des schémas de surface a permis d'améliorer la climatologie des modèles atmosphériques, notamment en terme de cycle diurne et de cycle annuel des températures dans la couche limite planétaire. En modifiant les gradients horizontaux d'énergie statique humide, l'hydrologie continentale est également susceptible d'influencer la circulation atmosphérique de grande échelle. De tels effets ont été largement documentés dans la littérature et je me contenterai ici de les illustrer brièvement au travers de quelques exemples. Je m'arrêterai plus longuement sur la sensibilité du cycle hydrologique, en particulier sur la réponse des précipitations à l'évaporation continentale qui représente une boucle de rétroaction potentielle dont l'importance demeure cependant incertaine.

3.1.1. Neige

Comme nous l'avons vu au chapitre 2, la cryosphère est une composante importante du système climatique. En raison de son albédo très élevé, de sa forte émissivité thermique, et du puits de chaleur latente qu'elle représente, la neige contribue largement au refroidissement hivernal des hautes latitudes (Cohen et Rind 1991). Par ailleurs, elle représente un stock d'eau temporaire en surface, qui s'infiltre en partie dans le sol au moment de la fonte et peut ainsi contribuer à l'ET au printemps et/ou en été. Ces différents effets ont été mis en évidence par des simulations atmosphériques dans lesquelles la couverture neigeuse est brutalement supprimée à la fin de l'hiver (Yeh et al. 1983) ou les précipitations continentales sont considérées liquides en surface quelque soit la température de l'air (Vavrus 2007). Ces expériences idéalisées indiquent que le déficit hydrique ainsi induit dans le sol peut persister pendant tout l'été, bien que la diminution de l'albédo liée à la disparition de la couverture neigeuse tende à favoriser l'évaporation continentale. Par ailleurs, le réchauffement induit en surface s'étend vers la moyenne troposphère où il contribue à une réduction du gradient méridien de température et du vent zonal associé. En hiver, l'effet albédo est moins important et c'est l'effet isolant du manteau neigeux qui peut dominer régionalement la réponse de la température de surface. Ainsi, la simulation sans neige de Vavrus (2007) montre un refroidissement du nord de l'Asie et du Canada et un accroissement de 70% de la superficie du pergélisol.

Les études paléoclimatiques offrent une autre illustration du rôle climatique de la neige. Pendant longtemps, les climatologues sont restés sans réponse face au caractère cyclique des glaciations qui se sont succédées au cours de la transition entre le tertiaire et le quaternaire. L'explication en a été fournie au début des années 30 par le mathématicien serbe Milankovitch (1879-1958), dont la théorie planétaire attribue ces phénomènes à des périodicités dans la configuration orbitale de notre planète (Berger 1988). Il a fallu attendre quelques décennies pour que cette théorie soit validée par les reconstructions paléoclimatiques obtenues à partir de coraux ou de sédiments marins (Hays et al. 1976). Les premières expériences numériques consistant à modifier l'insolation d'un modèle atmosphérique ne permirent pas de reproduire l'ampleur des changements climatiques

provoqués par la perturbation des paramètres orbitaux (Royer et al. 1984, Rind et al. 1989). Ces simulations paléoclimatiques ont néanmoins souligné l'importance de l'initialisation des calottes polaires, qui contribuent largement au maintien d'un climat glaciaire via une rétroaction radiative positive. D'autres rétroactions ont probablement participé à l'amplification des signaux climatiques d'origine orbitale. Nous reviendrons sur ce point au chapitre 3.1.3 concernant la végétation.

L'influence de la neige dans les simulations climatiques dépend évidemment de la modélisation de ses propriétés physiques. A titre d'exemple, la paramétrisation de la neige décrite au paragraphe 2.2.2 a eu des conséquences importantes sur la climatologie actuelle du modèle Arpège-Climat (Douville et al. 1995b). Au delà d'une simulation plus réaliste des albédos et des températures de surface, une amélioration significative de la climatologie des précipitations a été constatée, en lien avec une meilleure restitution de la circulation de grande échelle. En hiver, l'enneigement plus important simulé sur l'Europe permet de renforcer la pression de surface, réduisant ainsi le caractère trop zonal de la circulation atmosphérique sur l'Atlantique Nord et la surestimation des précipitations sur l'Ouest de l'Europe. En été, le réchauffement plus marqué du continent Eurasiatique lié à une fonte plus précoce de la neige (et à l'introduction d'un terme de drainage profond dans le schéma ISBA) aboutit à une simulation plus réaliste du flux de mousson et des pluies associées sur le sud de l'Asie.

Notons cependant que rien n'est définitivement acquis en modélisation climatique, et que la couverture neigeuse simulée dans les cycles récents du modèle Arpège-Climat présente à nouveau certains défauts rencontrés au début de ma thèse, en particulier une fonte trop tardive. Si ce biais est en partie lié à des précipitations solides excessives, les tests globaux effectués en mode forcé suggèrent qu'il trouve aussi son origine dans le bilan d'énergie en surface. La fraction du rayonnement solaire absorbé utilisée pour faire fondre le manteau neigeux est généralement insuffisante lorsque celui-ci est masqué par un couvert forestier. De ce point de vue, la paramétrisation empirique proposée ne donne pas pleinement satisfaction et semble trop sensible au choix du paramètre décrivant la fraction de la maille recouverte de végétation. Une formulation dépendant également de la densité verticale et/ou de la hauteur du couvert végétal pourrait permettre d'atténuer ce problème, à condition de disposer de données physiographiques de bonne qualité à l'échelle globale.

3.1.2. Humidité du sol

L'influence de l'humidité du sol (HS) sur la climatologie des modèles atmosphériques a d'abord été mise en évidence par des simulations académiques. Manabe (1975) a notamment procédé à une expérience d'irrigation massive et obtenu une modification sensible de la circulation atmosphérique tropicale. Shukla et Mintz (1982) ont également prescrit des valeurs extrêmes de l'HS dans les conditions aux limites de simulations atmosphériques pluri-annuelles, montrant ainsi que l'évapotranspiration (ET) contribue de manière importante aux précipitations continentales. Ils ont aussi souligné la forte dépendance des températures de surface à l'HS, sous les Tropiques ainsi qu'aux moyennes latitudes en été. Walker et Rowntree (1977) ont testé l'influence de l'initialisation des sols dans un modèle tropical à symétrie zonale. Ils ont montré que des anomalies positives du contenu en eau du sol pouvaient persister de manière significative grâce au recyclage des précipitations via l'ET.

Ces premiers tests de sensibilité ont incité les modélisateurs du climat à perfectionner la paramétrisation des surfaces continentales (cf. chapitre 2.1). Le remplacement d'une hydrologie de type « bucket » (Manabe 1969) par un schéma de type « SVAT » décrivant plus explicitement le fonctionnement hydrologique de la végétation a concerné la plupart des MCG atmosphériques au cours des années 80. Cependant, si l'intérêt de schémas plus physiques a été mis en évidence par la plupart des inter-comparaisons de type PILPS, leur apport dans les simulations climatiques globales est en général beaucoup moins clair. C'est la conclusion à laquelle sont notamment parvenus Manzi et Planton (1994) en introduisant le schéma ISBA dans le modèle climatique du CNRM. C'est également ce qui ressort des travaux plus récents de Delire et al. (2002) ou d'Alessandri et al. (2007). Ces

résultats montrent combien il est délicat de valider un MSC en mode couplé global, puisque la physique continentale n'est pas le principal facteur limitant la qualité des simulations atmosphériques.

Par ailleurs, tester l'influence climatique des surfaces continentales demeure une tâche délicate en l'absence de climatologie globale d'HS. Je fus parmi les premiers à réaliser des tests de sensibilité « réalistes » en rappelant le modèle Arpège-Climat vers la climatologie mensuelle GSWP-1 (Douville et Chauvin 2000). Les résultats de ces simulations montrent globalement un impact limité sur la climatologie des températures et des précipitations continentales, confirmant ainsi les conclusions d'une étude parallèle menée avec le modèle du COLA (Dirmeyer 2000). De telles expériences sont cependant utiles pour détecter les biais d'origine atmosphérique qui peuvent être dissimulés par des compensations d'erreurs liées aux surfaces continentales. Elles ne permettent pas de s'affranchir des erreurs systématiques intrinsèques aux schémas de surface, mais seulement des conséquences des biais atmosphériques sur ces schémas. Il est évidemment difficile de dire quel serait l'impact de conditions aux limites continentales réellement observées. On peut néanmoins penser qu'il ne serait pas très différent et que les surfaces continentales ne sont pas responsables de la plupart des biais des MCG atmosphériques, notamment en terme de cycle hydrologique. Rappelons en effet que l'essentiel des précipitations à l'échelle régionale ne provient pas de l'ET locale mais du transport horizontal de vapeur d'eau (Brubaker et al. 1993, Trenberth 1999). Ainsi, il ne suffit pas d'avoir une HS réaliste pour garantir la qualité des précipitations simulées. Restituer la circulation atmosphérique de grande échelle est une condition nécessaire. Les modèles de surface peuvent y participer, en jouant notamment sur les gradients horizontaux d'énergie statique humide, mais leur contribution est en général limitée.

Le débat scientifique sur l'influence climatique de l'hydrologie continentale ne s'est pas tari pour autant. Il a notamment porté sur l'importance de la rétroaction sol-précipitations et sa variabilité régionale. Cette rétroaction est généralement considérée comme positive, c'est à dire agissant de manière à renforcer les contrastes pluviométriques générés par la convergence d'humidité de grande échelle. Ce recyclage régional est cependant difficile à quantifier précisément à partir des observations. Les études diagnostiques globales basées sur des précipitations mensuelles observées et des ré-analyses atmosphériques montrent des résultats très variables selon la saison et la région considérées. D'après Brubaker et al. (1993), le taux de recyclage se situerait généralement entre 10 et 30% des précipitations observées à l'échelle de grandes régions continentales. En quadrillant le globe de pavés de 1000 km de côté, Trenberth (1999) évalue à moins de 20% la fraction des précipitations annuelles qui, en moyenne globale, provient de l'évaporation en surface. Ce chiffre dépend évidemment de l'échelle spatiale considérée et descend à moins de 10% pour des domaines de 500 km de côté (moins de 9% pour les domaines continentaux). Dans les modèles, le taux de recyclage a parfois été étudié (Douville et al. 2002), mais il n'a pas fait l'objet d'une inter-comparaison systématique car le transport horizontal d'humidité n'est que rarement archivé. C'est un regret que l'on peut notamment formuler au sujet des inter-comparaisons AMIP ou CMIP.

Une autre manière d'appréhender l'influence du couplage continent-atmosphère sur la climatologie des précipitations est de contrôler l'évaporation continentale. Une première technique consiste à imposer une évaporation climatologique (Delworth et Manabe 1988, Koster et Suarez 1995). Cette méthode a surtout été utilisée pour comprendre l'influence des surfaces continentales sur la variabilité inter-annuelle (chapitre 3.2). Elle a permis de montrer que la rétroaction du sol s'exprime surtout dans les zones de transition entre climats sec et humide. Une seconde technique consiste à prescrire l'évolution des variables continentales d'après une simulation de référence. C'est notamment le protocole proposé par Koster et al. (2004) dans le cadre du projet d'inter-comparaison GLACE¹. Ces expériences ont permis d'identifier des « hot spots », c'est à dire des régions où le couplage continent-atmosphère est relativement fort dans la plupart des modèles. Son intensité est malgré tout très variable d'un modèle à l'autre, en raison non seulement de la sensibilité plus ou moins forte de l'ET à l'HS, mais également du contrôle plus ou moins marqué des précipitations par l'ET (Guo et al. 2006). L'incertitude sur le premier maillon de cette chaîne tient en partie à la dimension très variable du réservoir sol (Seneviratne et al. 2006a). Cette remarque souligne le caractère théorique du débat que

¹ Global Land-Atmosphere Coupling Experiment

suscite parfois la nature observable ou non de l'HS. Dans la pratique, c'est bien la capacité absolue du réservoir sol qui contrôle en partie la variabilité de l'ET (Rohock et al. 1998).

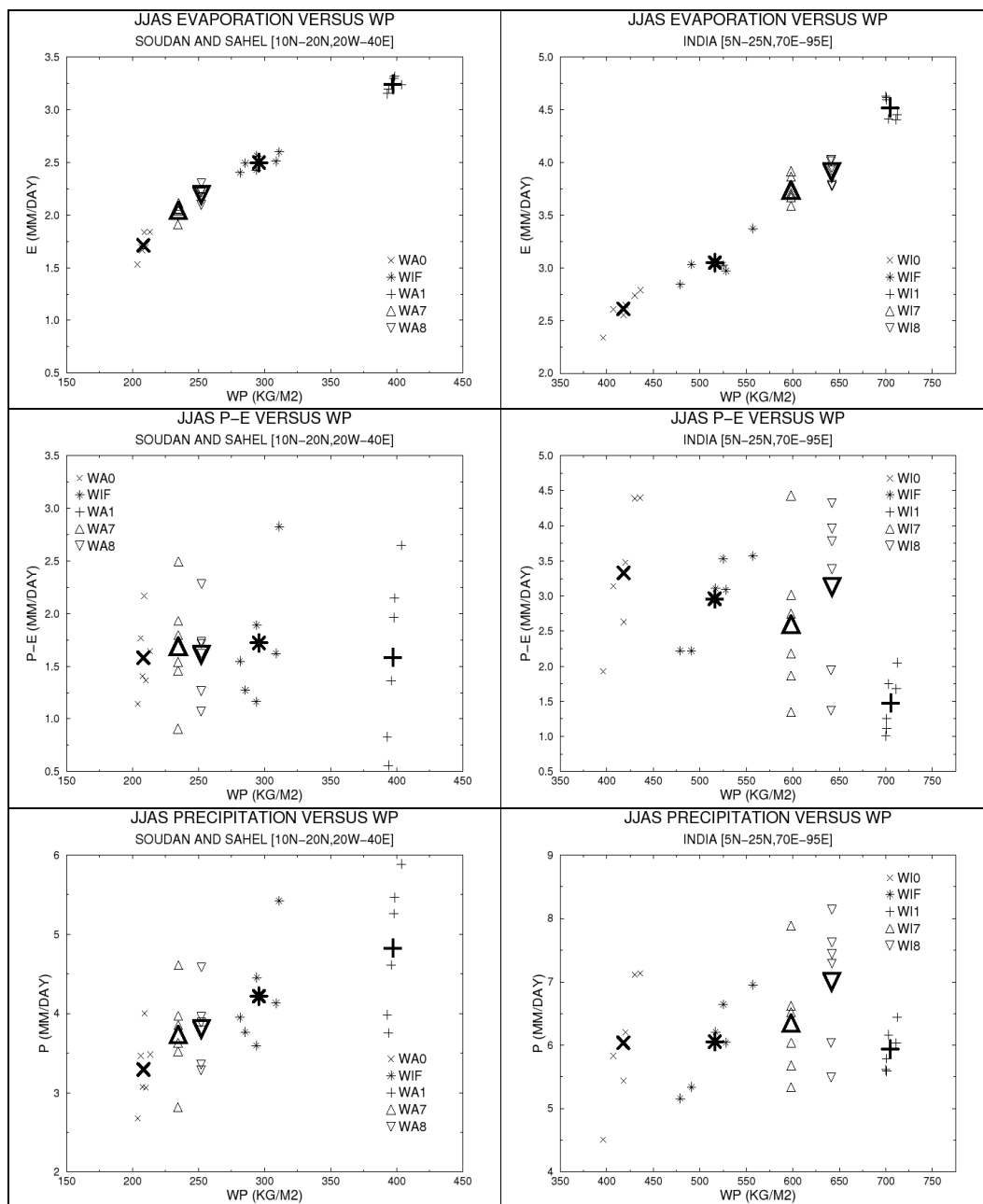


Fig. 3.1: Sensibilité (en mm/j) de l'évaporation (E), de la convergence d'humidité (P-E) et des précipitations (P) à l'humidité du sol (WP en kg/m²) dans des ensembles de simulations atmosphériques avec humidité du sol interactive (WIF) ou relaxée vers GSWP-1 (WA7/WI7 et WA8/WI8), le point de flétrissement (WA0/WI0) ou la capacité au champ (WA1/WI1). (a,b,c) Moyennes sur l'Afrique sub-Saharienne (expériences WAx relaxées uniquement sur le domaine Soudan-Sahel). (c,d,e) Moyennes sur le sous-continent Indien (expériences Wlx relaxées uniquement sur l'Inde). Les symboles en trait fin représentent les 6 membres de chaque expérience, les symboles en trait épais représentent la moyenne d'ensemble. Augmenter l'humidité du sol conduit à augmenter les précipitations sur le Sahel, mais pas sur l'Inde en raison d'une rétroaction négative de la convergence d'humidité dans le modèle Arpège-Climat. Ce résultat indique que la rétroaction sol-précipitations n'est pas nécessairement positive car elle ne se résume pas à une rétroaction évaporation-précipitations, mais peut également mettre en œuvre des modifications de la circulation atmosphérique (d'après Douville et al. 2001).

Je n'ai pas participé au projet GLACE car je n'étais pas convaincu de la pertinence du protocole expérimental initialement proposé (Koster et al. 2002). Ce point sera explicité au paragraphe 5.1.2. Disons simplement que le rappel du modèle Arpège-Climat vers une climatologie mensuelle de type GSWP me paraissait plus « physique » et potentiellement plus instructif (cf. chapitre 3.2). Cette technique permet de contraindre la variabilité basse-fréquence de l'évaporation continentale, sans perturber de manière dramatique sa variabilité haute-fréquence (Douville 2003). Elle permet aussi de s'affranchir des biais d'HS liés au modèle atmosphérique. Enfin, elle peut aisément être mise en œuvre sur un domaine limité, ce qui permet de tester le caractère régional de la réponse atmosphérique. De ce point de vue, les expériences réalisées par Douville et al. (2001) soulignaient déjà la forte variabilité spatiale du couplage continent-atmosphère. Au Sahel tout accroissement de l'humidité du sol s'accompagne d'une augmentation comparable de l'évaporation et des précipitations, suggérant un recyclage très efficace à l'échelle régionale. Sur l'Inde, l'augmentation d'évaporation est à l'inverse compensée par une diminution de la convergence d'humidité, si bien que l'impact sur les précipitations est quasiment nul (Fig. 3.1). Cette diminution de la convergence d'humidité est liée à une forte sensibilité du flux de mousson au refroidissement de surface provoqué par le surplus d'évaporation. Ce résultat montre que la rétroaction sol-précipitations ne se résume pas à un recyclage local des précipitations via l'évaporation, mais peut également mettre en œuvre des modifications de la circulation atmosphérique. Il indique également que la rétroaction sol-précipitations n'est pas nécessairement positive, ce que confirme une étude numérique plus récente portant sur le sud de l'Afrique (Cook et al. 2006).

3.1.3. Végétation

Au delà de l'enneigement ou de l'humidité du sol, la couverture végétale est également susceptible d'influencer le climat. Les effets « micro-climatiques » de la végétation sont bien connus, notamment sur le vent ou le cycle diurne de la température. Mais qu'en est-il à grande échelle et qu'en est-il des précipitations ? Les travaux théoriques de Charney (1975) sont couramment cités comme la première étude suggérant une rétroaction importante de la végétation sur le climat. Un mécanisme de désertification du Sahel avait en effet été proposé, dans lequel l'accroissement de l'albédo de surface provoqué par le sur-pâturage pouvait provoquer un refroidissement radiatif de l'atmosphère compensé par une subsidence adiabatique s'accompagnant d'une diminution des pluies susceptible de renforcer la progression du désert. Depuis ces travaux pionniers, bien d'autres études sont venues étayer le rôle climatique de la végétation, non seulement via l'albédo de surface, mais également via la rugosité, l'ET ou encore le cycle du carbone. Notons en particulier les expériences idéalisées de Kleidon et al. (2000) qui comparent le climat d'une planète désertique à celui d'une planète « verte » dans des simulations atmosphériques forcées par des TSM climatologiques. L'évaporation continentale est divisée par 3 et les précipitations continentales par 2 lorsque le « désert global » est imposé, les régions de mousson étant particulièrement sensibles à cette perturbation extrême de la carte de végétation et de la capacité en eau des sols.

Mes premiers travaux concernant l'influence de la végétation sur la climatologie du modèle Arpège-Climat date de la fin de ma thèse, lorsque je me suis intéressé aux conséquences d'une déforestation des régions boréales (Douville et Royer 1997). En raison de l'effet masque du couvert forestier sur l'albédo des surfaces enneigées, la déforestation aboutit en hiver à un refroidissement radiatif de grande échelle, qui se traduit par une fonte plus tardive du manteau neigeux. Il est ici important de noter que ce résultat est contraire aux observations collectées sur des sites adjacents de clairières et de forêts (projet Snowmip2 évoqué au paragraphe 3.2.1). Cette contradiction apparente s'explique par l'échelle très différente de la déforestation considérée. Dans le cas de la clairière, la perturbation est insuffisante pour avoir une rétroaction significative sur l'atmosphère, et la neige disparaît plus rapidement que sous la forêt adjacente. Dans le cas d'une déforestation massive, le refroidissement radiatif de la couche limite atmosphérique est beaucoup plus important et ralentit la

disparition du manteau neigeux. Cette remarque indique au passage que la validation des MSC en mode forcé ne garantit pas le réalisme des simulations couplées et qu'une stratégie de validation en mode couplé doit être développée pour tester les rétroactions liées aux surfaces continentales.

L'absence d'une telle stratégie peut expliquer en partie pourquoi les expériences de sensibilité au couvert végétal conduisent souvent à des résultats relativement contrastés d'un modèle à l'autre. C'est notamment le cas des études de déforestation tropicale dont l'impact sur la pluviométrie régionale demeure incertain (Dickinson et Henderson-Sellers 1988, Henderson-Sellers et al. 1993, Polcher et Laval 1994, Lean et Rowntree 1997, Voldoire et Royer 2004). En effet, si la déforestation provoque une diminution de l'ET, l'amplitude du déficit pluviométrique simulé dépend également de la convergence d'humidité dont la rétroaction n'est pas nécessairement positive (Lean et Rowntree 1997) et dépend notamment du schéma de convection utilisé (Manzi et Planton 1994). La comparaison des diverses expériences est cependant délicate car les caractéristiques biophysiques spécifiées pour les forêts et les prairies tropicales varient largement d'un modèle à l'autre. Ceci explique en partie pourquoi les études visant à décomposer la réponse atmosphérique en différentes contributions (albédo, rugosité, indice foliaire, profondeur racinaire, etc...) ont souvent abouti à des résultats contradictoires. Enfin, certaines études de déforestation tropicale ont suggéré des effets non locaux, notamment via la propagation d'ondes de Rossby vers les hautes latitudes (Zhang et al. 1996). De tels effets, bien que cohérents avec les mécanismes de téléconnexions liés à l'ENSO, doivent être considérés avec prudence en raison de la forte variabilité interne de l'atmosphère extra-tropicale et de la durée des simulations nécessaire pour détecter d'éventuels signaux causés par une perturbation tropicale d'origine continentale.

Il faut aussi souligner que les expériences de déforestation sont généralement idéalisées dans la mesure où c'est l'ensemble des forêts tropicales qui est brutalement converti en prairies. Les simulations incluant une modification plus réaliste et/ou plus graduelle de l'utilisation des sols conduisent à des impacts régionaux encore plus limités (Taylor et al. 2002, Zhao et Pitman 2002). Ainsi, l'anthropisation croissante de la biosphère terrestre a eu pour le moment un effet globalement limité sur le climat. En revanche, et au regard d'autres effets anthropiques tels que les émissions de gaz à effet de serre, le « land-use » semble jouer un rôle significatif à l'échelle régionale (Chase et al. 2001, Zhao et Pitman 2002) qui pourrait justifier sa prise en compte dans certaines études de détection/attribution des changements climatiques, voire dans les scénarios climatiques du 21^{ème} siècle (Voldoire 2006). Il faut noter au passage que les changements d'utilisation des sols mis en œuvre dans les simulations climatiques du 20^{ème} voire du 21^{ème} siècle sont parfois limités au regard des incertitudes sur les cartes de végétation qui étaient prescrites dans les modèles atmosphériques il y a encore quelques années. Pour finir de se convaincre de l'influence secondaire du couvert végétal sur la climatologie actuelle des modèles de climat, il suffit ainsi de revenir sur l'incidence mineure de l'introduction des données physiographiques Ecoclimap dans le modèle Arpège (Masson et al. 2003).

En ce qui concerne les climats du passé lointain, le rôle de la végétation naturelle est également posé. Mentionnons notamment ici quelques unes des premières simulations paléoclimatiques suggérant l'importance des rétroactions végétation-climat, aussi bien lors du dernier âge glaciaire (De Noblet et al. 1996, Gallimore et Kutzbach 1996, Crowley et Baum 1997) qu'au cours de l'Holocène (Foley et al. 1994, Texier et al. 1997, Ganopolski et al. 1998). De telles études ont encouragé le développement de modèles de végétation dynamique (MVD) permettant de simuler une végétation interactive au sein des modèles climatiques, non seulement en terme de phénologie, mais également en terme de répartition géographique des principaux biomes (cf. chapitre 2). Elles ont connu quelques succès médiatiques en suggérant notamment que la rétroaction de la végétation était un élément décisif pour simuler une entrée en glaciation ou le « Sahara vert » du moyen-Holocène. Néanmoins, ces premières études étaient le plus souvent basées soit sur des modèles climatiques de complexité intermédiaire, soit sur un couplage asynchrone entre végétation et climat. L'utilisation de modèles plus sophistiqués, incluant notamment un véritable couplage avec un MCG océanique et/ou un modèle de calotte polaire aboutit parfois à des conclusions plus mitigées concernant le rôle de la végétation (Gallimore et al. 2005, Liu et al. 2006, Abe-Ouchi et al. 2007). Nous reviendrons brièvement sur ce point à la fin du chapitre 4.

3.2. Influence sur la prévisibilité à l'échelle saisonnière

Quelque soit la région considérée, le cycle annuel ne se reproduit pas à l'identique d'une année sur l'autre. Cette variabilité inter-annuelle peut avoir des conséquences socio-économiques majeures. L'exemple le plus souvent cité est celui de l'ENSO² dans le Pacifique tropical, dont les répercussions climatiques concernent une grande partie du globe. Depuis quelques années, la modélisation numérique vise non seulement à comprendre mais aussi à prévoir la variabilité inter-annuelle du climat. Ces prévisions à longue échéance sont aujourd'hui basées sur les modèles couplés océan-atmosphère. Communément appelées prévisions saisonnières, elles ont atteint une maturité suffisante pour passer dans le domaine opérationnel (y compris à Météo-France). Cette avancée majeure ne doit pas occulter le fait que les TSM n'expliquent qu'une fraction limitée de la variabilité climatique, notamment dès lors que le Pacifique tropical se rapproche de sa climatologie et/ou que l'on sort de sa zone d'influence. Sur l'Europe, les scores de prévision saisonnière restent particulièrement faibles (Guérémy et al. 2005). C'est pourquoi, à côté des efforts sur l'amélioration des modèles atmosphériques et sur l'initialisation des modèles océaniques, les travaux se sont récemment orientés selon deux directions principales: la recherche de nouvelles sources de prévisibilité (par exemple à la surface des continents ou dans la stratosphère) et l'utilisation optimale des prévisions dynamiques (approche probabiliste plutôt que déterministe et prévision multi-modèles).

Bien que mes travaux concernent essentiellement le premier volet de cette thématique, je voudrais d'abord mentionner brièvement une étude que j'ai eu l'occasion de proposer à G. Garric lors d'un bref contrat (6 mois) financé par le projet européen WAMP³. L'objectif était de comparer les méthodes dynamique (simulations Arpège-Climat) et statistique (régressions multiples) pour la prévision des précipitations de mousson sur le Sahel, puis de souligner l'intérêt d'une adaptation statistique des prévisions dynamiques. Malgré leur caractère idéalisé (TSM observées plutôt que prévues), les prévisions Arpège-Climat montraient un score (corrélation avec les observations) très inférieur aux prévisions statistiques. Nous avons alors proposé une prévision statistico-dynamique, basée sur une régression utilisant non seulement des prédicteurs classiques que l'on peut observer avant la période de mousson (notamment les TSM des océans tropicaux), mais aussi des prédicteurs atmosphériques fournis par la prévision dynamique sur la période de mousson (Garric et al. 2003). Les résultats encourageants obtenus en validation croisée suggèrent que cette technique originale mériterait d'être testée sur une période plus longue et d'être appliquée à d'autres régions où la dynamique de grande échelle exerce une influence importante sur les précipitations.

Fermons cette parenthèse et revenons à l'influence des surfaces continentales sur la variabilité et la prévisibilité climatique. C'est un sujet auquel peu de chercheurs européens se sont intéressés et qui m'a semblé constituer une piste originale pour valoriser les développements réalisés sur le schéma ISBA et les climatologies globales d'HS produites au cours des phases 1 et 2 du projet GSWP. Rappelons d'abord le contexte théorique de ces études, à savoir la décomposition de la variabilité atmosphérique comme somme d'une variabilité interne, liée aux conditions initiales atmosphériques et par essence imprévisible à l'échelle saisonnière, et d'une variabilité forcée, liée aux conditions initiales océaniques et continentales et dont on peut espérer qu'elle soit en partie prévisible en raison de la relative inertie de ces surfaces aux échelles de temps considérées. Dans la pratique, rares sont les études qui ont réellement testé l'impact de l'initialisation continentale sur la qualité des prévisions saisonnières. La plupart des travaux sont basés sur des ensembles de simulations atmosphériques dans lesquelles les TSM sont prescrites. Par ailleurs, c'est souvent le rôle des conditions aux limites plutôt que celui des conditions initiales qui est analysé, et la question de la persistance des anomalies continentales n'est pas toujours clairement abordée.

² El Niño Southern Oscillation

³ West African Monsoon Project

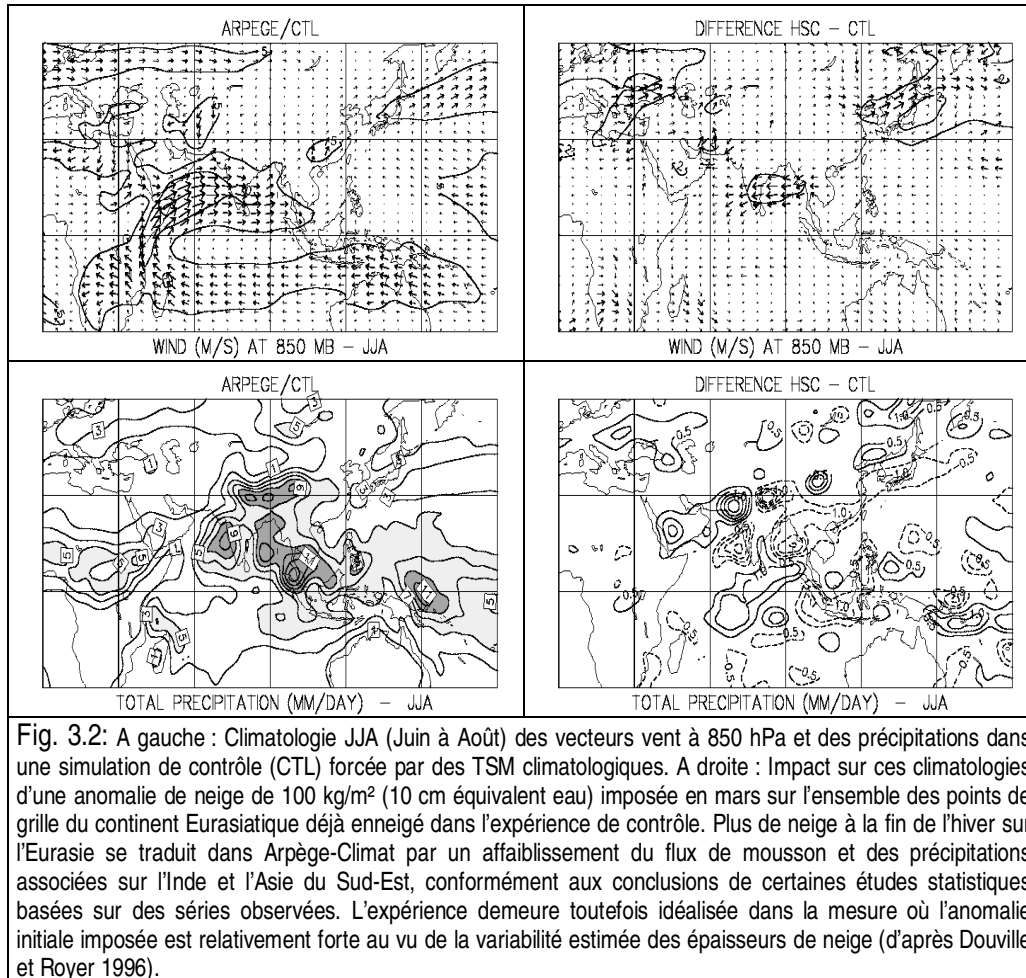
3.2.1. Neige

L'influence de la neige sur la variabilité climatique inter-annuelle a d'abord été mise en évidence de manière diagnostique, en reliant de manière statistique des anomalies atmosphériques saisonnières à l'enneigement observé à l'échelle régionale ou continentale (Hahn et Shukla 1976, Namias 1985). Différentes études numériques ont également été consacrées à ces effets, mais il s'agit le plus souvent d'expériences idéalisées en raison de la difficulté de produire une climatologie globale d'épaisseurs de neige (cf. chapitre 3.1). Dès la fin de ma thèse, j'ai commencé à travailler sur ce thème, en constatant l'impact positif de la paramétrisation de la neige introduite dans Arpège-Climat sur la climatologie de la mousson Indienne (Douville et al. 1995b). Une étude bibliographique m'a alors conduit tout naturellement à m'intéresser à la variabilité inter-annuelle de cette mousson qui, de juin à septembre, apporte l'essentiel des précipitations annuelles du sous-continent Indien et représente donc un aléa climatique majeur pour l'économie de ce pays.

L'étude de l'influence de la couverture neigeuse Eurasiatique sur la mousson Indienne est intéressante à double titre. Du point de vue historique, c'est à ma connaissance le premier cas documenté d'une prévision à longue échéance basée sur un indicateur continental puisque cette hypothèse fut avancée dès la fin du 19^{ème} siècle (Blanford 1884). Du point de vue scientifique, c'est par ailleurs un défi pour la compréhension du système climatique puisque, si influence il y a, elle s'exerce à distance et de manière asynchrone. En effet, les observations spatiales de couverture neigeuse dont on dispose depuis la fin des années 1960 suggèrent que ce ne serait pas seulement l'enneigement de la chaîne Himalayenne mais plutôt celui des moyennes et hautes latitudes du continent Eurasiatique qui contrôlerait en partie la variabilité de la mousson (Hahn et Shukla 1976, Dey et Bhanu Kumar 1982, Dickson 1984). Il s'agirait donc d'un exemple original de téléconnexion dirigée des latitudes extratropicales vers les Tropiques, et qui suppose l'existence d'une courroie de transmission, spatiale et temporelle, entre l'enneigement hivernal des hautes latitudes et la mousson d'été sur l'Inde.

Barnett et al. (1989) furent les premiers à utiliser un modèle atmosphérique global pour comprendre ce phénomène. Ils montrèrent d'abord que les anomalies d'albédo de surface associées à la variabilité du manteau neigeux ne suffisent pas à perturber sensiblement la simulation de la mousson Indienne. D'autres expériences, différant non seulement par la superficie des surfaces enneigées mais également par le taux de précipitations solides et donc par l'épaisseur de neige au sol, montrèrent une réponse plus marquée de la mousson avec une diminution (augmentation) significative des pluies lorsque l'enneigement du continent Eurasiatique est plus fort (faible) à la fin de l'hiver. Ainsi, l'impact différé de la neige pouvait s'expliquer par un refroidissement continental amorcé par un effet radiatif (fort albédo des surfaces enneigées) et prolongé au printemps par un effet hydrologique (forte évaporation liée à une augmentation de l'humidité du sol après la fonte). Cependant, les observations *in situ* du réseau hydro-météorologique de l'ex-URSS suggèrent que ce mécanisme hydrologique est limité et peut difficilement expliquer l'influence de la couverture neigeuse Eurasiatique sur la mousson Indienne (Shinoda 2001).

Une étude similaire menée un peu plus tard par Yasunari et al. (1991) donna d'ailleurs une réponse beaucoup plus faible, ce que les auteurs attribuèrent d'une part à une perturbation plus réaliste de l'enneigement, d'autre part à une compensation en altitude du refroidissement de surface lié au surplus d'évaporation par une libération supplémentaire de chaleur latente liée à la réponse de la convection. Au vu de ces résultats contradictoires et du réalisme de la mousson Indienne simulée par la version d'Arpège-climat dont je disposais à l'époque, il me parut intéressant de revisiter cette question en imposant une anomalie initiale d'épaisseur de neige dans un ensemble de simulations atmosphériques allant de fin mars à fin septembre (Douville and Royer 1996). Les résultats montrèrent qu'un enneigement excédentaire à la fin de l'hiver se traduit par un affaiblissement de la mousson (Fig. 3.2). Cependant, l'anomalie introduite dans les conditions initiales (10 kg/m² appliquée à l'ensemble des points de grille du continent Eurasiatique déjà recouverts de neige dans l'expérience de contrôle) est relativement forte au vu de la variabilité inter-annuelle estimée des épaisseurs de neige.



En l'absence de climatologie permettant de prescrire des anomalies réalistes d'épaisseurs de neige, il est possible d'étudier l'influence de la couverture neigeuse sur la variabilité inter-annuelle en supprimant cette variabilité dans un modèle climatique. C'est la stratégie proposée par Kumar et Yang (2003) dont les ensembles de simulations pluri-annuelles sont forcés par des TSM observées ou climatologiques. Les résultats montrent une réduction de la variabilité inter-annuelle des températures en présence d'une couverture neigeuse climatologique, confirmant l'existence d'une rétroaction positive entre la neige et la température atmosphérique. Cependant, l'influence de la variabilité du manteau neigeux semble confinée à la basse troposphère des hautes latitudes. A l'inverse, les TSM tropicales affectent l'ensemble de la colonne atmosphérique et leur effet n'est pas seulement local puisqu'il peut se propager aux latitudes extra-tropicales. De plus, cet effet n'est guère modulé selon que la neige est interactive ou climatologique, même si dans ce dernier cas la réponse des températures continentales hivernales à l'ENSO semble plus faible que dans l'expérience de contrôle où la rétroaction positive de la neige peut contribuer à amplifier les anomalies d'origine tropicale.

Depuis quelques années, l'interaction entre la couverture neigeuse et la variabilité atmosphérique aux moyennes et hautes latitudes boréales fait l'objet d'une attention particulière. Rappelons qu'en hiver le principal mode de variabilité de l'hémisphère Nord est un mode annulaire connu sous le nom d'Oscillation Arctique (Thompson et Wallace 1998). La nature hémisphérique de ce mode est parfois contestée (Ambaum et al. 2001) et ses manifestations régionales que sont la téléconnexion PNA (Pacific-North America) et la NAO (North Atlantic Oscillation) ont souvent fait l'objet

de travaux distincts. Si l'influence de ces modes atmosphériques sur la variabilité inter-annuelle du manteau neigeux ne fait aucun doute (Iwasaki 1991, Gutzler et Rosen 1992), la réciproque n'est pas évidente. Ainsi, Cohen et al. (2005) ont récemment analysé la NAO simulée par 14 modèles atmosphériques dans des simulations de type AMIP et ont conclu à l'absence de forçage de la NAO par la couverture neigeuse Eurasiatique (ainsi que par les TSM) à l'échelle interannuelle sur la période 1979-1995. Ce résultat est cependant interprété comme un manque de sensibilité des modèles qui ne seraient pas capables de reproduire le lien statistique observé au cours des dernières décennies (grâce aux mesures spatiales de couverture neigeuse disponibles depuis la fin des années 60).

En effet, différentes études statistiques suggèrent que l'enneigement observé sur le continent Eurasiatique de l'été à l'automne pourrait être un bon précurseur de l'AO/NAO en hiver (Cohen et Entekhabi 1999, Cohen et Saito 2003, Saunders et al. 2003). Basée sur les ré-analyses du NCEP, une étude diagnostique suggère que le mécanisme sous-jacent serait lié à la propagation verticale d'ondes de Rossby dont l'effet sur la moyenne troposphère se ferait via un impact préalable sur la dynamique stratosphérique (Saito et al. 2001). Cette hypothèse reste cependant très incertaine et il n'est pas exclu que les corrélations mises en évidence entre l'enneigement et l'AO/NAO soit un effet purement aléatoire en raison de la durée limitée des séries étudiées (environ 30 ans). Il est donc maintenant important d'utiliser le laboratoire numérique pour tester un tel scénario (c'était l'un des objectifs que j'avais fixés à T. Loridan avant qu'il ne décide d'interrompre sa thèse). De telles simulations ont déjà été réalisées avec le modèle ECHAM3 forcé par des TSM climatologiques (Gong et al. 2002). Deux ensembles de 20 intégrations allant de Septembre à Février ont été comparés, dans lesquels la neige est soit interactive soit prescrite selon la climatologie du modèle. Les résultats suggèrent une modulation de l'AO/NAO lorsque la neige interagit avec l'atmosphère. Toutefois, la taille des ensembles me paraît insuffisante pour tirer des conclusions robustes d'une telle expérience en raison de l'extrême variabilité du géopotential à 500 hPa aux hautes latitudes de l'hémisphère d'hiver. La même critique peut être adressée à une étude complémentaire consistant à forcer des enneigements contrastés sur la Sibérie (années 1876 et 1988) dans le même modèle et toujours avec des TSM climatologiques (Gong et al. 2003). Les résultats obtenus confirment néanmoins la possibilité d'une modulation de l'AO/NAO et sont assez cohérents avec le mécanisme dynamique proposé par Saito et al. (2001).

3.2.2. Humidité du sol

Le contenu en eau du sol représente une autre source potentielle de prévisibilité climatique à la surface des continents. En effet, le réservoir sol est *a priori* de dimension suffisante (quelques dizaines de centimètres à quelques mètres) pour permettre la persistance d'anomalies qui pourront affecter les flux de surface, et par ce biais l'atmosphère, à l'échelle mensuelle voire saisonnière (Walker et Rowntree 1977, Delworth et Manabe 1989). En pratique, la mémoire de l'HS est difficile à mettre en évidence à partir des observations puisque les mesures *in situ* sont relativement rares et ne concernent en général que les premiers centimètres du sol. Néanmoins, D'Odorico et Porporato (2004) soulignent la possibilité d'une distribution bimodale des humidités observées de Mai à Septembre en Amérique du Nord, suggérant ainsi l'importance de la rétroaction évaporation-précipitations à l'échelle saisonnière. Les observations de précipitations peuvent également être utilisées pour analyser leur distribution conditionnée par les précipitations des mois précédents et ainsi mettre en évidence une prévisibilité potentielle liée à l'HS aux moyennes latitudes (Koster et Suarez 2004). D'autres travaux, portant sur des mesures d'ET sur 15 sites représentatifs d'un large spectre de conditions climatiques, suggèrent que le temps caractéristique de la décroissance exponentielle de l'ET est en l'absence de précipitations de 15 à 35 jours, un ordre de grandeur qui est plus ou moins bien reproduit par les LSM testés en mode forcé sur la période 1986-1995 dans le cadre du projet GSWP-2 (Teuling et al. 2006). Le forçage atmosphérique préparé pour ce projet a par ailleurs été utilisé pour montrer que le modèle semi-empirique de Budyko (1974) permettait de comprendre la répartition spatiale de la variabilité de l'ET annuelle en fonction des précipitations et du rayonnement net (Koster et al. 2006).

En ce qui concerne les études numériques, le rôle des conditions aux limites d'HS sur la variabilité atmosphérique a fait l'objet de nombreux travaux. Elles sont au moins de trois types. Premièrement, il est possible d'inhiber la variabilité de l'ET⁴ dans des simulations pluri-annuelles forcées par des TSM climatologiques ou observées et d'en analyser l'impact sur la variabilité inter-annuelle (Delworth et Manabe 1989, Koster et Suarez 1995, Koster et al. 2000, Reale et Dirmeyer 2002). Ces études s'accordent pour souligner l'importance de la variabilité de l'ET aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, où elle contribue largement à l'amplitude et la persistance des anomalies de température et de précipitations en été. Néanmoins, les résultats de Reale et Dirmeyer (2002) sont assez différents de ceux obtenus par Koster et al. (2000), ce qui suggère que l'importance du couplage continent-atmosphère reste très variable d'un modèle à l'autre. Un second type d'expériences consiste à forcer à chaque pas de temps l'ensemble des variables continentales de surface avec les résultats d'une simulation de contrôle dans laquelle seule la TSM est prescrite (Dirmeyer 2001, Koster et al. 2002). C'est notamment la méthode utilisée par le projet d'inter-comparaison GLACE (Koster et al. 2004) qui a confirmé le large spectre du contrôle des précipitations par les surfaces continentales dans une douzaine de MCG atmosphériques. Rappelons que c'est ici la variabilité intra-saisonnière des précipitations qui est analysée (via la prévisibilité potentielle des précipitations cumulées sur 6 jours) puisque l'ensemble des simulations est forcé par des TSM identiques. Enfin, un troisième protocole expérimental consiste à prescrire dans des simulations atmosphériques pluri-annuelles des HS tirées de ré-analyses (notamment de type GSWP) afin de tester si la variabilité inter-annuelle est alors mieux reproduite que dans des simulations avec eau du sol interactive (Dirmeyer 2000, Douville et Chauvin 2000).

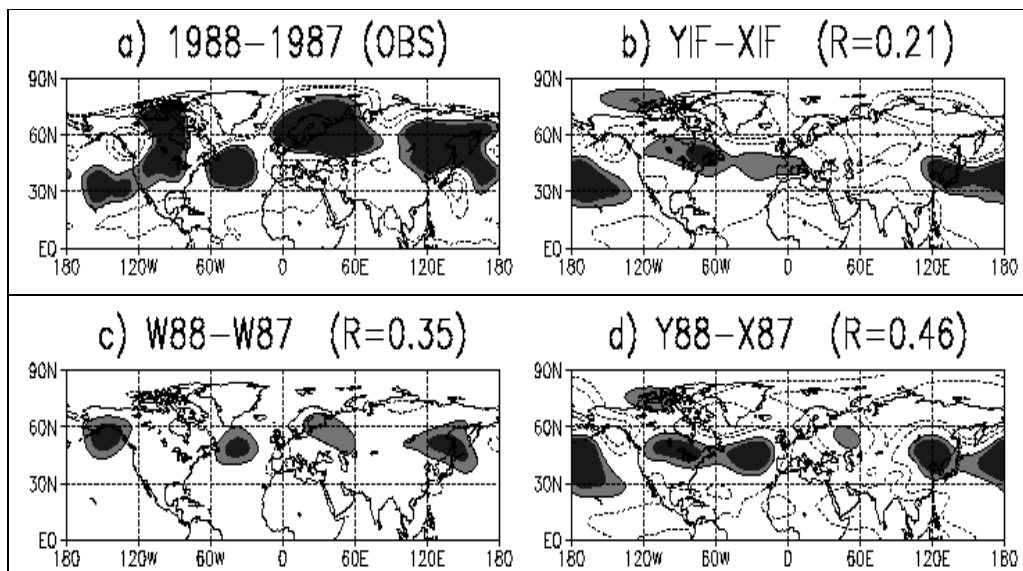


Fig. 3.3: Différences JJAS (Juin à Septembre) de géopotential à 500 hPa entre 1988 et 1987 : a) Ré-analyses du CEPMMT, b) Simulations avec TSM observées et humidité du sol interactive, c) Simulations avec TSM climatologiques et relaxation vers humidité du sol GSWP-1, d) Simulations avec TSM observées et relaxation vers humidité du sol GSWP-1. Les différences simulées sont estimées à partir des moyennes d'ensemble 1987 et 1988 issues de 2 fois 6 intégrations Arpège-Climat utilisant les mêmes conditions aux limites mais des conditions initiales légèrement différentes. Les zones en gris clair et gris foncé correspondent aux différences supérieures à 5 et 10 m respectivement. R représente le coefficient de corrélation entre les différences simulées et observées. Les valeurs suggèrent que les anomalies d'HS contrôlent en partie la variabilité inter-annuelle du géopotential et que cette influence est en partie additive à l'effet des TSM observées, effet particulièrement important sur le Pacifique et l'Amérique du Nord en raison de la forte signature de l'ENSO sur la période considérée (d'après Douville et Chauvin 2000).

⁴ en imposant une climatologie mensuelle pour l'HS ou le facteur stress, ce qui permet de supprimer la variabilité de l'ET liée au sol, mais pas celle liée aux fluctuations de la demande atmosphérique

C'est en utilisant cette technique originale, inspirée des simulations de type AMIP, que j'ai commencé à m'intéresser moi aussi à l'influence de l'HS sur la variabilité et la prévisibilité climatique à l'échelle saisonnière. La climatologie mensuelle GSWP-1 obtenue avec ISBA en mode forcé m'offrait en effet la possibilité de tester pour la première fois l'impact d'une relaxation globale du modèle Arpège-Climat vers des humidités relativement réalistes. Des ensembles de simulations atmosphériques allant de Mars à Septembre ont été réalisés pour les deux années 1987 et 1988, puis comparés à des expériences de contrôle dans lesquelles l'humidité du sol évolue librement. J'ai alors pu montrer que le rappel vers la climatologie GSWP permet au modèle Arpège de mieux reproduire la variabilité inter-annuelle (Douville et Chauvin 2000). Aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, les anomalies d'HS semblent aussi importantes que les anomalies de TSM pour expliquer la variabilité du géopotential à 500 hPa (Fig. 3.3). Ce résultat doit néanmoins être considéré prudemment car il s'agit d'une étude particulière (deux années, un seul modèle), que la taille des ensembles réalisés (6 membres) est tout juste suffisante pour détecter les signaux liés à l'HS dans la moyenne troposphère (même si la variabilité interne de l'atmosphère est aux moyennes latitudes plus faible en été qu'en hiver), et que les conditions aux limites d'HS sont ici parfaitement anticipées (alors qu'elles doivent être prévues dans un système de prévision saisonnière). Des tests complémentaires portant sur l'initialisation du réservoir continental ont suggéré que les anomalies d'HS observées à la fin du mois de Mai ne sont pas suffisamment persistantes et/ou prévisibles pour avoir un impact significatif à l'échelle saisonnière. Enfin, l'influence de l'HS sur les climats de mousson (Afrique et Asie) a fait l'objet de simulations supplémentaires (relaxation régionale plutôt que globale), montrant une interaction possible entre la mousson Africaine et les ondes stationnaires des moyennes latitudes (Douville 2002).

Dans le cadre du projet européen PROMISE, j'ai poursuivi ces travaux préliminaires en réalisant de nouvelles expériences de prévision saisonnière (Juin à Septembre) sur 15 ans (1979-1993). La climatologie GSWP-1 étant limitée aux années 1987 et 1988, je suis revenu à des expériences idéalisées consistant simplement à supprimer la variabilité inter-annuelle de l'HS dans les conditions aux limites et/ou les conditions initiales. L'initialisation des variables continentales et atmosphériques est effectuée à partir des anciennes réanalyses (ERA15) du CEPMMT. Les principaux résultats de l'étude indiquent que l'HS contribue significativement à la variabilité climatique inter-annuelle dans de nombreuses régions du globe (Douville 2003a). L'influence sur la prévisibilité potentielle (approche de type « modèle parfait ») à l'échelle saisonnière, étudiée par le biais d'une analyse de variance, est moins claire et moins systématique. Selon la région considérée, la prévisibilité se trouve renforcée ou au contraire inhibée. Dans l'expérience de contrôle (eau du sol interactive), l'HS peut représenter une source de variabilité selon deux mécanismes principaux, soit en amplifiant le signal climatique lié aux TSM (effet indirect), soit en exerçant une influence directe sur l'atmosphère via la persistance d'anomalies présentes dans les conditions initiales. C'est ce second effet qui semble dominer la réponse obtenue dans les régions (essentiellement Amérique du Nord) où la variabilité de l'HS contribue effectivement au renforcement de la prévisibilité potentielle (Douville 2003b).

Finalement, dans le cadre du projet européen ENSEMBLES, je suis revenu à des expériences relaxées vers une climatologie « réaliste » en tirant parti de la phase 2 du projet GSWP (Conil et al. 2007). La période de 10 ans (1986-1995) couverte par GSWP-2 est encore trop courte pour permettre une évaluation précise de la contribution de l'HS à la variabilité et la prévisibilité climatiques. Toutefois, les résultats obtenus ont permis de conforter les conclusions des études antérieures. D'une part, une analyse de variance a mis en évidence la faiblesse de l'influence des TSM sur la variabilité atmosphérique des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord en été, saison à laquelle l'HS semble pouvoir assurer le relais pour maintenir un minimum de prévisibilité potentielle. D'autre part, la comparaison aux observations suggère que cette prévisibilité potentielle peut se concrétiser par une meilleure simulation de la variabilité observée, sur l'Amérique du Nord ou l'Europe, notamment lorsque les anomalies d'HS sont particulièrement fortes et homogènes à l'échelle continentale. Les expériences complémentaires réalisées en jouant uniquement sur les conditions initiales montrent une nouvelle fois que les anomalies ne sont pas suffisamment persistantes pour représenter une source importante de prévisibilité au delà de quelques semaines (Conil et al. 2008). Un effet résiduel apparaît néanmoins sur l'Amérique du Nord, par exemple lorsqu'on contraste les années 1988 et 1993 (cf. Fig. 3.4).

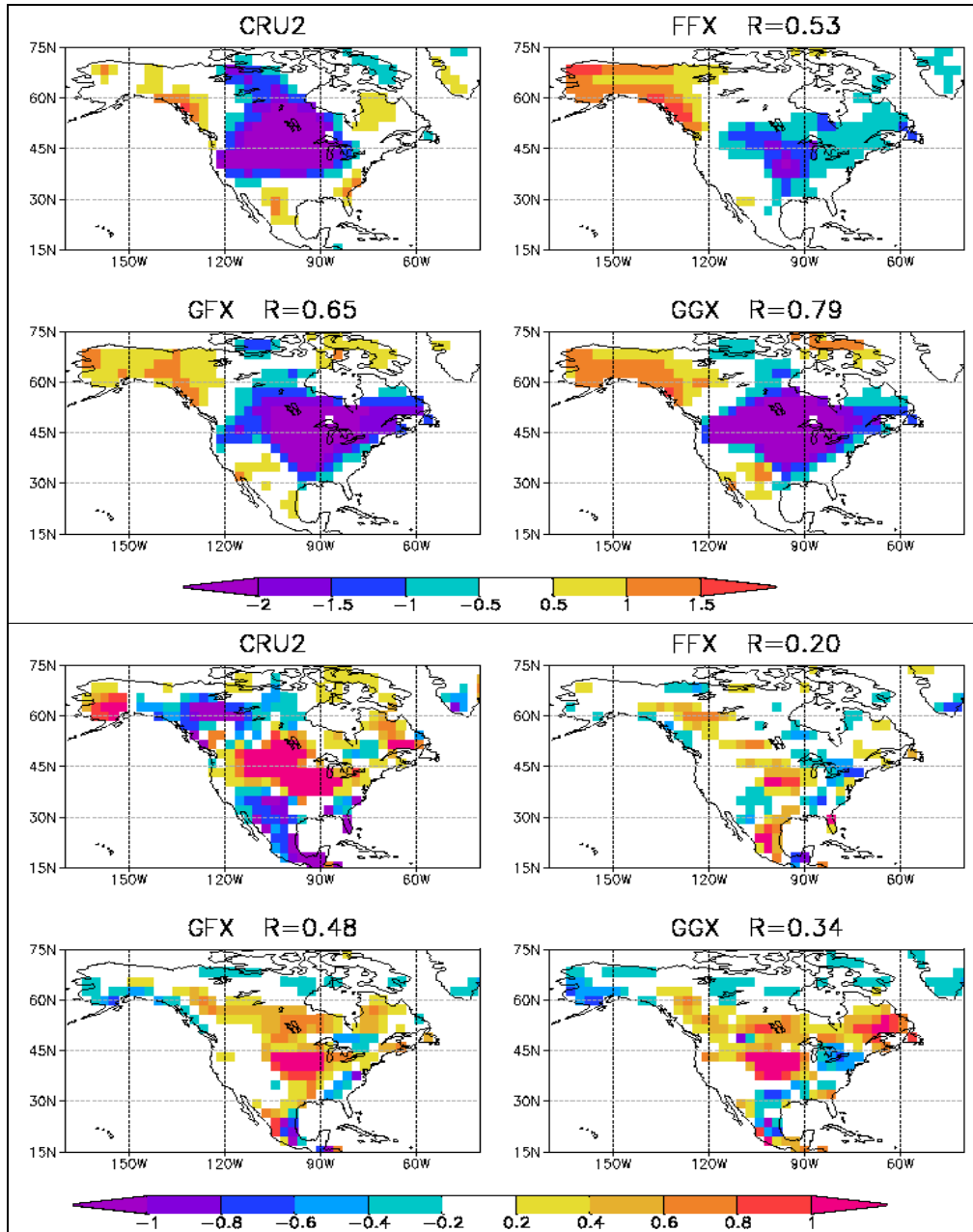


Fig. 3.4: Différences observées (climatologie du CRU) et simulées (moyennes d'ensemble) des températures à 2m (K, en haut) et des précipitations (mm/j, en bas) entre les étés 1988 et 1993. Trois ensembles de simulations sur la période 1986-1995 sont comparés : une expériences de contrôle avec TSM observées et HS interactive (FFX), idem FFX mais en prescrivant les HS mensuelles GSWP-2 dans les conditions aux limites (GGX), idem GGX mais en supprimant le contrôle de l'eau du sol à la fin du mois de Mai (GFX), ce qui revient à étudier l'impact de l'initialisation de l'HS par comparaison à FFX. R représente le coefficient de corrélation entre les différences simulées et observées. Les valeurs indiquent un renforcement de la corrélation lorsque l'HS est initialisée à partir de la climatologie GSWP-2. Curieusement, l'effet est moins net lorsque l'HS est prescrite tout au long de l'été, ce qui suggère que les corrélations ne sont pas très robustes ou que la rétroaction continentale contribue directement à la prévisibilité des anomalies observées. Dans une expérience similaire à GGX mais forcée par des TSM climatologiques, les valeurs de R sont respectivement de 0.85 et 0.62 pour la température et les précipitations, suggérant que l'effet des TSM observées dégrade la réponse du modèle Arpège-Climat sur l'Amérique du Nord (Conil et al. 2007, 2008).

De tels résultats sont conformes aux conclusions des premiers travaux portant sur l'influence de l'initialisation des sols sur la prévision saisonnière (ex : Fennessy et Shukla 1999). Ils indiquent que les effets sont essentiellement locaux et ne deviennent significatifs que si la perturbation initiale atteint une superficie et une amplitude suffisante. Il semble donc que l'HS ne puisse jouer en général qu'un rôle secondaire dans la prévisibilité à longue échéance. Des analyses sont en cours pour savoir si des signaux plus robustes apparaissent en terme d'occurrence d'événements climatiques « sévères » de type canicule, sécheresse ou inondation. C'est en effet notre capacité à anticiper ce type d'événements qui donne essentiellement du sens et de l'importance aux prévisions saisonnières. De ce point de vue, il semble que l'HS puisse jouer un rôle significatif. C'est en tout cas ce que soulignent non seulement nos résultats sur l'Amérique du Nord, mais également les travaux de Beljaars et al. (1996) ou de Sud et al. (2003) sur ce même continent, ainsi que ceux de Ferranti et Viterbo (2006) ou de Fischer et al. (2007) concernant la canicule de l'été 2003 sur l'Europe. Bien que l'origine de la canicule ne puisse être attribuée à une anomalie continentale, le déficit de précipitations qui a précédé l'été 2003 a largement contribué à amplifier le réchauffement associé à la persistance d'une situation anticyclonique sur l'Europe de l'Ouest.

3.2.3. Végétation

Je passerai plus brièvement sur l'influence de la végétation sur la variabilité et la prévisibilité à l'échelle saisonnière car je n'ai pas travaillé sur cette question. Dans tous les systèmes de prévisions dynamiques à courte ou longue échéance, la végétation est à ma connaissance prescrite à partir d'une climatologie. Néanmoins, les mesures spatiales de NDVI disponibles depuis le début des années 80 montrent que la variabilité inter-annuelle du couvert végétal n'est pas négligeable dans certaines régions, en particulier dans les zones tropicales où la densité du couvert est largement influencée par les précipitations (Eklundh et Olsson 2003). La question est alors de savoir si cette variabilité est susceptible d'exercer une rétroaction significative sur l'atmosphère à l'échelle saisonnière ? Je ne discute pas ici des échelles de temps décennales à multi-décennales pour lesquelles une amplification de la variabilité climatique par la végétation a été suggérée par différentes études (Zeng et al. 1999, Wang et al. 2004) sur lesquelles nous reviendrons au chapitre 5.

Quelques études statistiques basées sur des corrélations décalées ont cherché à mettre en évidence une influence du couvert végétal (caractérisé par un indice de type NDVI) sur les précipitations. C'est notamment le cas de l'article récent de Liu et al. (2006) portant sur la période 1982-2000. Les résultats confirment l'influence prépondérante des précipitations sur la variabilité inter-annuelle de la végétation tropicale (tandis que la température joue un rôle dominant aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord), mais indiquent que la rétroaction de la végétation sur les précipitations est très faible puisqu'elle explique en général moins de 5% de leur variance totale, à l'exception de quelques régions isolées. En revanche, la végétation exerce une influence significative sur la variabilité inter-annuelle de la température de surface, notamment au printemps dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Globalement, le pourcentage de variance expliqué demeure malgré tout inférieur à 10%.

Le couplage des modèles de circulation générale atmosphérique (MCGA) avec des modèles de végétation dynamique (MVD) a également permis de travailler sur cette question via la comparaison de simulations atmosphériques forcées par des TSM climatologiques (Delire et al. 2004) ou couplées à une couche de mélange océanique (Crucifix et al. 2005) dans lesquelles la végétation est soit interactive soit prescrite (cycle annuel climatologique). Les travaux de Delire et al. (2004) menés avec le couplage CCM3-IBIS indiquent que la végétation interactive tend à moduler le spectre des précipitations annuelles continentales, dont la variabilité augmente à basse fréquence (>10ans) mais diminuerait à haute fréquence. Le principal impact mis en évidence concerne donc la variabilité décennale à multi-décennale des précipitations (notamment sur le Sahel), mais les résultats suggèrent que le rôle de la végétation est plutôt faible à l'échelle inter-annuelle. La sensibilité des précipitations

aux rétroactions de la végétation est encore plus faible dans les simulations réalisées par Crucifix et al. (2005) avec le couplage HadSM3-TRIFFID. Aucune modification significative du spectre des précipitations annuelles n'est constatée, même à l'échelle régionale. Ce résultat est cohérent avec la faiblesse du couplage continent-atmosphère mise en évidence dans HadAM3 au cours du projet d'inter-comparaison GLACE. Il peut également en partie s'expliquer par le caractère simpliste du modèle de végétation TRIFFID et/ou par le manque de variabilité basse fréquence des précipitations dans le modèle HadSM3 incluant une couche de mélange océanique.

Quelques études de sensibilité consistant à modifier la végétation sans avoir recours à un MVD ont également été réalisées. On peut notamment citer les travaux Bounoua et al. (2000) consistant à prescrire les valeurs minimale et maximale des paramètres du couvert végétal déduites des NDVI observés sur la période 1982-1990 dans des simulations atmosphériques avec TSM climatologiques. Les résultats montrent une nouvelle fois une sensibilité limitée des précipitations, alors que les températures de surface répondent de manière plus significative. Concernant la prévision saisonnière, Sud et al. (2003) ont travaillé sur le contraste pluviométrique des étés 1987 et 1988 en Amérique du Nord (région du Midwest). Comparant des simulations forcées par les TSM observées dans lesquelles la végétation était prescrite soit en utilisant les NDVI observés soit en les inversant d'une année sur l'autre, ils concluent à un effet très marginal de la variabilité inter-annuelle du couvert végétal sur les précipitations estivales, en tout cas très inférieur à celui de l'HS.

3.3. Influence sur les scénarios climatiques

L'impact des activités humaines sur le fonctionnement des surfaces continentales représente un enjeu scientifique et sociétal majeur qui recouvre de nombreux domaines et dont nous ne donnerons ici qu'un aperçu. Il faut notamment distinguer l'impact direct de l'homme sur les écosystèmes et l'hydrologie via l'utilisation des sols (ou « land-use » i.e. agriculture et déforestation dont j'ai déjà dit un mot au chapitre 3.1) de son impact indirect via les émissions de gaz à effet de serre. Ces deux types de forçage anthropique sont toutefois extrêmement liés. D'une part, l'agriculture et la déforestation participent de manière non négligeables aux émissions des principaux gaz à effet de serre (GES) que sont le dioxyde de carbone (environ 20% des émissions seraient liés au changement d'utilisation des terres sur la période 1990-1999), le méthane et le protoxyde d'azote (contribution importante de l'agriculture pour ces deux gaz). D'autre part, l'épuisement des ressources de carbone fossile et le réchauffement global associé ont à l'évidence des conséquences sur l'utilisation des terres (notamment via le développement des bio-carburants). Par ailleurs, il faut noter que les émissions anthropiques de CO₂ ont un double effet sur les écosystèmes et l'hydrologie : effet direct sur la croissance et la transpiration des plantes pouvant affecter le bilan hydrique de l'échelle locale (Long et al. 2006) à l'échelle continentale (Gedney et al. 2006), effet indirect via le changement climatique. C'est essentiellement sur ce thème que je focaliserai la discussion, à savoir les conséquences du changement climatique sur les surfaces continentales, mais aussi les rétroactions climatiques potentiellement associées aux impacts continentaux.

3.3.1. Neige

La cryosphère est particulièrement sensible aux fluctuations de la température du globe, comme le soulignent les grands cycles de glaciation du quaternaire. Rappelons qu'au dernier maximum glaciaire (il y a environ 21000 ans), l'Europe était en grande partie recouverte d'une épaisse couche de glace, alors que la température globale n'était que d'environ 5°C plus froide que l'actuelle. Plus proche de nous, le réchauffement global de 0.6°C (+/-0.2°C) observé au cours du 20^{ème} siècle est également associé à un retrait apparent de la couverture neigeuse de l'hémisphère Nord (Frei et Robinson 1999, Brown 2000), ainsi que des glaciers de montagnes, de la calotte Groënlandaise, de la banquise Arctique (-2.7% par décennie depuis 1978), et du pergélisol dont la surface maximale aurait décliné de 7% dans l'hémisphère Nord depuis 1900 (GIEC 2007).

Cette évolution amorcée depuis quelques décennies semble devoir s'accélérer au cours du 21^{ème} siècle si l'on en croit les scénarios climatiques du GIEC qui sont unanimes sur ce point. Il peut toutefois exister quelques exceptions aux hautes latitudes et/ou à haute altitude, comme l'indique notamment la réponse des épaisseurs de neige sur la Sibérie Orientale dans de nombreux modèles ou l'anomalie positive du bilan de masse de la calotte Antarctique dans les simulations atmosphériques étirées de Krinner et al. (2006). Globalement, le déficit de neige simulé sur l'hémisphère Nord à la fin du 21^{ème} siècle est plus ou moins important selon le scénario d'émissions envisagé et selon le modèle utilisé (Roesch et al. 2006). A forçage plus ou moins identique (vrai pour les GES, mais pas nécessairement pour les aérosols ou la constante solaire), la tendance observée à la fin du 20^{ème} siècle en terme d'extension de la couverture neigeuse est plus ou moins bien reproduite par les modèles. J'avais montré qu'elle était notamment bien simulée dans l'une des premières simulations historiques couplées réalisées au CNRM (Fig. 3.5.a, Douville et al. 2002). La tendance est un peu plus faible dans les simulations réalisées pour le GIEC AR4, peut-être en raison d'un biais froid important dans la nouvelle version du modèle couplé (CNRM-CM3) alors que la version précédente présentait au contraire un biais chaud en moyenne globale (Salas et al. 2005).

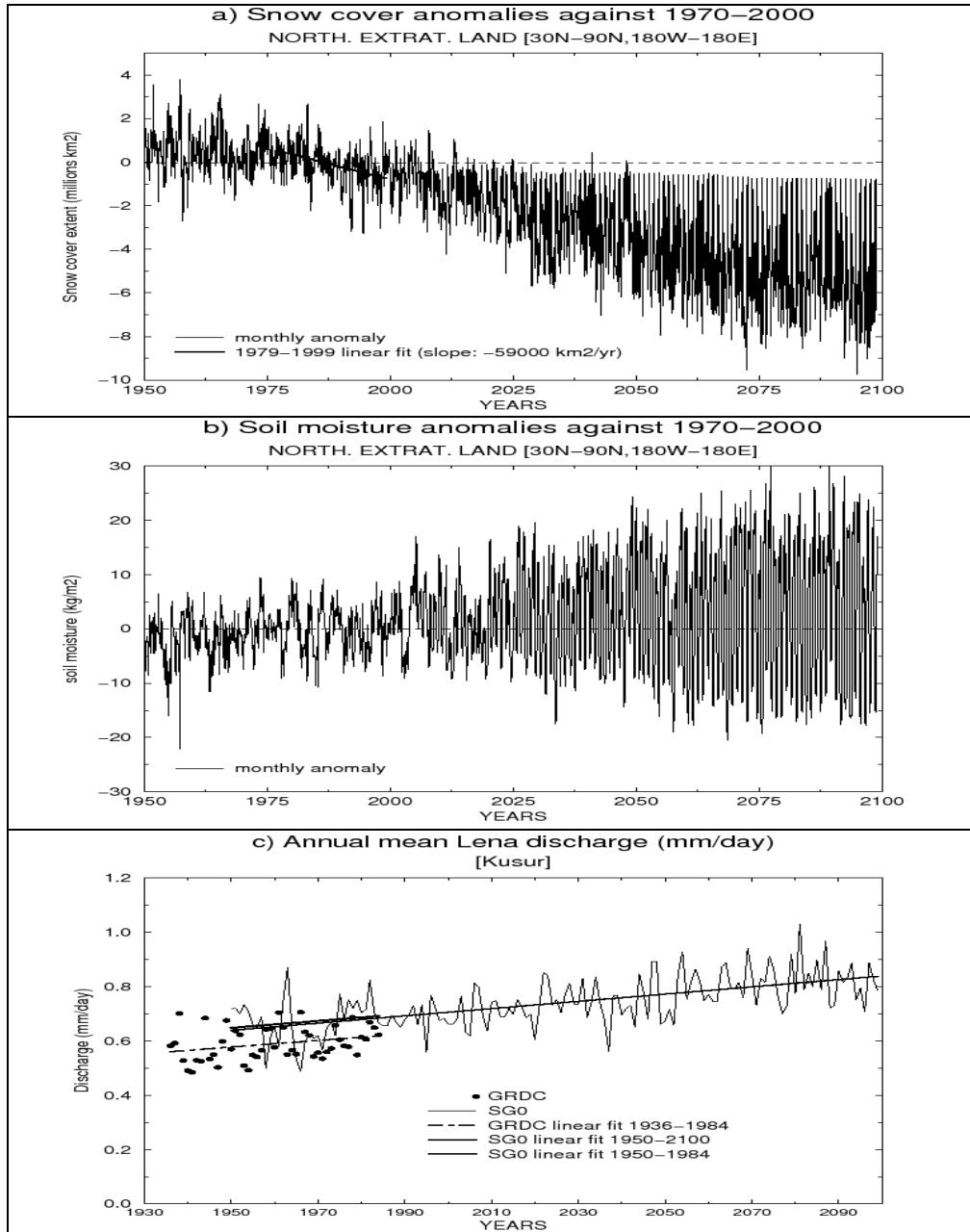


Fig. 3.5: Impacts hydrologiques du réchauffement global simulés dans un scénario B2 réalisé avec le modèle couplé CNRM-CM2: a) Anomalies mensuelles de la couverture neigeuse de l'hémisphère Nord (en millions de km²), b) Anomalies mensuelles de l'humidité du sol moyennée aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord (en kg/m²), c) Débits annuels sur le bassin de la Lena à Kusur (en mm/jour). Concernant la couverture neigeuse, la pente calculée sur la période 1979-1999 est de $-59000 \text{ km}^2/\text{an}$ comparable à la tendance observée de $-61000 \text{ km}^2/\text{an}$ estimée par Frei et Robinson (1999). Concernant l'humidité du sol, le scénario prévoit une amplification du cycle annuel avec des hivers de plus en plus humides et des étés de plus en plus secs, même si cette tendance est encore difficile à vérifier dans les quelques séries observées dont on dispose (Robock et al. 2005). Enfin, concernant les débits annuels, certains fleuves des hautes latitudes tels que la Lena montrent une tendance à la hausse qui semble conforme aux observations, suggérant la possibilité de détecter les impacts hydrologiques du changement climatique grâce aux séries de débits les plus longues (d'après Douville et al. 2002).

Ainsi, la réduction globale de la cryosphère au 21^{ème} siècle ne fait guère de doute, mais son amplitude et sa répartition régionale demeurent encore incertains. Réciproquement, l'importance de la rétroaction de la neige sur la température du globe demande également à être précisée. Nous avons vu au chapitre 3.1.1 que la neige est rapidement apparue comme une composante déstabilisatrice du climat en raison de son albédo particulièrement élevé, à l'origine d'une rétroaction positive sur la température de surface (Bony et al. 2006). L'importance de cette rétroaction est une fois de plus difficile à quantifier à partir des observations et elle reste assez variable d'un modèle à l'autre. De plus, la comparaison des modèles montrent que l'albédo de surface n'est qu'une facette du problème et que le rôle du rayonnement infra-rouge et des interactions avec la nébulosité ne doit pas être sous-estimé (Cess et al. 1991). Les analyses de Randall et al. (1994) confirment cette remarque, mais soulignent également l'importance de la paramétrisation de l'albédo de la neige pour expliquer la sensibilité des modèles. Les résultats de l'inter-comparaison Snowmip-2 évoquée au chapitre 3.2 permettent aisément de comprendre la diversité des rétroactions simulées, tant les modèles de neige répondent de manière contrastée à un même forçage atmosphérique, notamment en présence d'un couvert forestier.

Une étude récente (Hall et Qu 2006) tente de contraindre la rétroaction liée à l'albédo de la neige en s'appuyant sur le cycle annuel. Elle montre en effet que le *ratio* entre la variation de l'albédo de surface et la variation de la température de surface obtenues au printemps dans les scénarios du GIEC AR4 est effectivement très différent d'un modèle à l'autre, mais qu'il est très corrélé au ratio des variations saisonnières obtenu à partir du cycle annuel moyen. Ainsi, puisque le *ratio* saisonnier peut être estimé à partir des observations, il est possible de dire quels sont les scénarios les plus crédibles en matière de rétroaction de la neige à long terme. De ce point de vue, il semble que le modèle CNRM-CM3 montre une sensibilité insuffisante de la température de surface à l'albédo. Ceci est cohérent avec la paramétrisation de la fonte décrite au paragraphe 2.2.2, qui permet au schéma ISBA de répartir le rayonnement solaire incident entre fonte du manteau neigeux et réchauffement de surface, notamment en présence de végétation. Nous avons insisté sur le caractère empirique de cette paramétrisation qui permet cependant de calculer un albédo réaliste sur les forêts enneigées et d'éviter un saut abrupt de la température de surface au printemps. Les résultats de Hall et Qu (2006) sont relativement cohérents avec le retrait de la couverture neigeuse simulé au printemps dans les simulations du GIEC, qui semble en effet plus proche du retrait observé (fin du 20^{ème} siècle) pour les modèles identifiés comme ayant une rétroaction « réaliste ». Néanmoins, la concordance est beaucoup moins claire en moyenne annuelle car les processus radiatifs sont moins importants en hiver et les tendances sur le bilan de masse annuel dépendent non seulement de la fonte mais aussi des précipitations.

3.3.2. Humidité du sol

L'impact des forçages anthropiques sur l'HS est un sujet particulièrement difficile en raison des multiples sources d'incertitudes qui pèsent sur le bilan de masse des réservoirs continentaux et du manque d'observations déjà évoqué au chapitre 3 pour contraindre les modèles. Cette question pourrait à elle seule faire l'objet d'un rapport de HDR et je vais donc devoir être particulièrement synthétique et me contenter de citer quelques-uns des travaux les plus importants sur ce thème. Commençons par les quelques observations *in situ* disponibles qui, en particulier, ne montrent aucune tendance claire à l'assèchement en été aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord (Robock et al. 2005), à l'inverse de la plupart des scénarios climatiques. Une manière moins directe de juger de l'évolution du bilan hydrique continental est de s'intéresser au ruissellement continental, dont une reconstruction globale via les débits des grands fleuves suggère une augmentation en réponse au réchauffement global observé au cours du 20^{ème} siècle (Labat et al. 2004). Cet accroissement global en moyenne annuelle peut toutefois dissimuler de nombreux contrastes régionaux, ainsi qu'une amplification du cycle annuel de l'HS comme le suggère les résultats de certains scénarios climatiques (Fig. 3.5.b, Douville et al. 2002).

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer que le réchauffement continental observé à la fin du 20^{ème} siècle ne s'accompagne pas d'une diminution de l'HS. La première concerne l'influence des aérosols et des rétroactions nuageuses sur le rayonnement solaire incident. Le réseau global de mesures *in situ* suggère en effet que le rayonnement observé à la surface des continents aurait diminué depuis les années 1950 (Wild et al. 2004). Cette diminution, plus connue sous le nom de « global dimming », pourrait contre-carrer l'effet infra-rouge des GES sur le bilan radiatif diurne et ainsi induire une diminution de l'évaporation continentale compatible avec un réchauffement global (Liepert et al. 2004) sans assèchement des sols (Robock et Li 2006). Cette tendance semble cependant devoir s'inverser depuis le début des années 1990 (Wild et al. 2005 & 2007) et la réduction des émissions d'aérosols et/ou la réponse des nuages aux différents forçages anthropiques pourraient désormais contribuer à renforcer l'effet des GES sur le rayonnement net et l'ET.

Une autre incertitude est liée à la réponse de la transpiration des plantes à l'accroissement du CO₂ atmosphérique (Wigley et Jones 1985). En effet, la végétation semble répondre de manière directe (indépendamment du changement climatique) aux émissions anthropiques de CO₂ d'une part en augmentant l'assimilation de carbone via la photosynthèse (effet fertilisation), d'autre part en réduisant sa consommation en eau (effet anti-transpirant). Ce dernier effet a été directement observé à l'échelle de la plante et de la parcelle (Long et al. 2006), mais son importance globale demeure controversée. La question est notamment de savoir si cet effet permet d'expliquer, qu'en moyenne annuelle et globale, le ruissellement continental semble avoir augmenté depuis 1960 alors que les précipitations continentales ont au contraire diminué. C'est en tout cas l'hypothèse défendue par Gedney et al. (2006) et testée par le biais de simulations hydrologiques « off-line », c'est à dire utilisant un forçage atmosphérique global reconstitué à partir des observations disponibles sur l'ensemble du 20^{ème} siècle. Avec une stratégie similaire mais un autre modèle (Orchidée au lieu de Moses), Piao et al. (2007) attribue plutôt ce paradoxe au changement d'utilisation des sols, qui contribuerait à augmenter le coefficient de ruissellement (ratio du ruissellement sur les précipitations) dans certaines régions tropicales. Dans le modèle Orchidée, l'effet direct du CO₂ sur le bilan hydrique simulé est en revanche limité car l'effet anti-transpirant est plus ou moins compensé par l'effet fertilisation. On peut néanmoins regretter qu'aucune de ces études ne discute de la qualité des ruissellements continentaux reconstitués par Labat et al. (2004). La faiblesse de la corrélation obtenue à l'échelle globale avec les précipitations annuelles observées (après retrait des tendances sur le 20^{ème} siècle) suggère pourtant à quel point ce jeu de données doit être utilisé avec prudence.

Concernant les modèles climatiques et les scénarios du 21^{ème} siècle, la réponse du bilan hydrique continental dépend notamment des anomalies de précipitations qui sont elles-mêmes très incertaines. C'est le point sur lequel j'ai voulu insister dans un article récent (Douville et al. 2006) portant sur les scénarios A2 issus de différents modèles couplés ayant participé aux simulations GIEC AR4. Si la réponse des précipitations globales est parfois présentée comme robuste car à la hausse dans tous les modèles, ce constat dissimule une réalité beaucoup moins flatteuse car la dispersion des modèles est beaucoup plus forte lorsqu'on se limite aux précipitations continentales, c'est à dire à la fraction des précipitations globales déterminante pour l'avenir des ressources en eau douce. A l'échelle régionale, le manque de consensus est encore plus criant. C'est notamment le cas sur l'Afrique de l'Ouest où le signe même des anomalies de précipitations demeure incertain à la fin du 21^{ème} siècle (Douville et al. 2006) et où la responsabilité de l'homme dans la sécheresse qui a sévi à la fin du 20^{ème} siècle n'est pas encore clairement établie (Hulme et al. 2001, Paeth et Feichter 2006, Biasutti et Giannini 2006). En revanche, les projections du GIEC sont particulièrement cohérentes sur l'Europe où la plupart des modèles s'accordent pour prévoir un assèchement estival marqué au Sud et une augmentation des précipitations hivernales au Nord (Giorgi et Bi 2005, Douville et al. 2006).

Au delà des incertitudes sur les précipitations, la question est ici de savoir en quoi l'hydrologie continentale influence les projections climatiques du 21^{ème} siècle ? Les premières études de sensibilité conduites sur ce thème l'ont été en mode « time-slice », c'est à dire en réalisant différentes paires de simulations atmosphériques forcées par des concentrations de GES et des TSM mensuelles représentatives du climat récent puis du climat futur (Meehl et Washington 1988). Ce protocole expérimental offre l'avantage d'être particulièrement économique par rapport à la réalisation de

simulations couplées océan-atmosphère transitoires. Le fait de couper la variabilité océanique permet en effet de réduire la variance totale du système étudié et ainsi d'isoler plus rapidement le rôle des surfaces continentales. Ces expériences de changement climatique à l'équilibre offrent aussi la possibilité de se débarrasser de certains biais systématiques des modèles couplés, puisque la simulation du climat futur peut être forcée par des TSM obtenues en superposant les anomalies issues d'un scénario transitoire à une climatologie observée (Douville 2005).

C'est notamment le protocole qui fut suivi lors du projet européen LSPCR (Land Surface Processes and Climate Response, Polcher et al. 1998). Chaque participant était supposé réaliser deux paires de simulations à l'équilibre (climats actuel et futur) en utilisant deux schémas de surface ou deux versions distinctes d'un même schéma. J'ai profité de ce projet pour étudier la sensibilité du changement climatique aux rétroactions biophysiques de la végétation (cf. chapitre 3.3.3) mais d'autres collègues ont choisi de remplacer leur schéma de surface par un schéma simplifié de type « bucket » ou de jouer sur la profondeur des sols. De manière générale, les résultats obtenus ont montré que, dans certaines régions, les changements effectués sur les schémas de surface pouvaient être faibles au regard du climat actuel mais importants au regard de la sensibilité des modèles au doublement du CO₂ (Crossley et al. 2000, Gedney et al. 2000). La conclusion fut alors que la validation des schémas de surface ne devait pas se limiter au climat actuel, mais également porter sur leur sensibilité à un forçage climatique donné. On ne peut que souscrire à cette proposition qui est notamment validée par la controverse précédemment évoquée concernant l'effet direct du CO₂ sur les débits observés au cours du 20^{ème} siècle.

D'autres études plus ou moins inspirées du projet LSPCR ont confirmé que les changements climatiques prévus en mode « time-slice » dépendaient en partie de l'hydrologie continentale, notamment de la paramétrisation du gel et/ou du ruissellement (Gedney et al. 2000, Gedney et Cox 2003, Poutou et al. 2004, Yamaguchi et al. 2005). A ma connaissance, personne n'a cependant cherché à quantifier explicitement la rétroaction de l'HS dans de telles expériences. C'est l'une des propositions que j'ai faites dans le cadre d'un projet de collaboration Franco-Indienne soumis au CEFIPRA en 2002, dont le but était plus généralement de tester la robustesse de la réponse de la mousson Indienne dans les scénarios climatiques du CNRM (Ashrit et al. 2003). Une paire de simulations des climats récent et futur a été relaxée vers une climatologie de type GSWP et comparée à des expériences de contrôle avec eau du sol interactive. Les simulations du climat récent, représentatives de la période 1951-2000, sont forcées par les concentrations de GES et les TSM climatologiques observées. Les simulations du climat futur, représentatives de la période 2051-2100, sont forcées par les concentrations de GES et les anomalies climatologiques de TSM issues d'un scénario B2 réalisé avec le modèle couplé CNRM-CM2. Chaque simulation correspond à une intégration de 20 ans.

Les résultats de ces simulations montrent que la rétroaction de l'HS est globalement positive et contribue à renforcer le réchauffement continental en surface, ainsi que la diminution des précipitations estivales aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord (Fig. 3.7). Ces effets sont particulièrement prononcés sur l'Europe. L'amplification des anomalies de température est cohérente avec les explications de Sutton et al. (2007) relatives au contraste terre-mer qui caractérise le réchauffement en surface prévu dans les scénarios transitoires du GIEC⁵. Elle renforce également les conclusions de Clark et al. (2006) quant au rôle déterminant de la réponse hydrologique continentale pour prévoir les risques de canicules associés au réchauffement global. Je n'ai malheureusement jamais eu le temps de publier ce résultat, car j'ai surtout profité du projet CEFIPRA pour étudier les limites des expériences de changement climatique à l'équilibre. Je reviendrai sur ce point important au chapitre 4.

⁵ Selon cette étude, le réchauffement supérieur des terres émergées ne relève pas du différentiel d'inertie thermique entre océan et continent, mais s'explique surtout par la réponse des flux turbulents

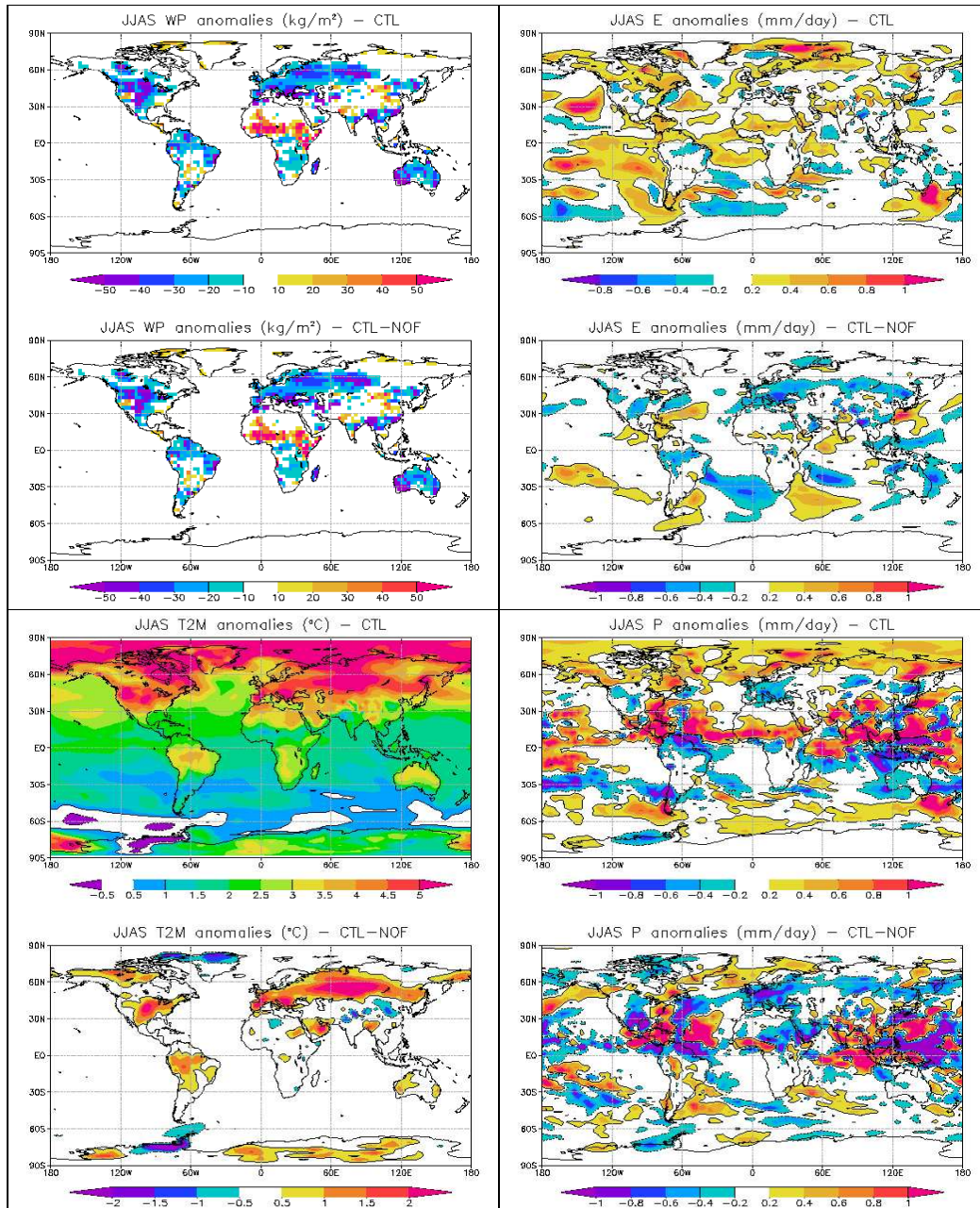


Fig. 3.7: Impacts de la rétroaction de l'humidité du sol (WP en kg/m^2) sur les anomalies d'évaporation en surface (E en mm/j), de températures à 2m (T2M en $^{\circ}\text{C}$) et de précipitations (P en mm/j) simulées de Juin à Septembre dans des expériences de changement climatique à l'équilibre. Les simulations du climat actuel (1951-2000) sont forcées par les concentrations de GES et les TSM climatologiques observées. Les simulations du climat futur (2051-2100) sont forcées par les concentrations de GES et les anomalies climatologiques de TSM issues d'un scénario B2 réalisé avec le modèle couplé CNRM-CM2. Dans les expériences de contrôle (CTL), le modèle Arpège-Climat interagit librement avec le modèle de surface ISBA et simule un assèchement continental plus ou moins fort dans de nombreuses régions à l'exception de l'Afrique sub-Saharienne. Dans les expériences perturbées (NOF), le modèle ISBA est rappelé vers une climatologie de type GSWP, si bien que le sol ne voit pas les changements climatiques simulés par Arpège-Climat entre la fin du 20^{ème} siècle et la fin du 21^{ème} siècle. Les différences CTL-NOF permettent d'isoler le rôle des rétroactions liées à l'humidité du sol qui contribuent à près de 50% du réchauffement simulé dans les régions continentales d'Amérique du Nord et d'Asie centrale et expliquent la diminution des précipitations estivales dans ces régions.

3.3.3. Végétation

A l'échelle du siècle, la végétation peut répondre de multiples façons aux forçages anthropiques et notamment aux émissions de GES. Outre, un effet direct sur la photosynthèse, l'accroissement du CO₂ atmosphérique est également susceptible de réduire les besoins en eau de la plante via une augmentation de la résistance stomatique (Field et al. 1995). Par ailleurs, les conséquences climatiques des émissions de GES peuvent également influencer le cycle végétatif voire, à plus long terme, la compétition entre les espèces et la répartition géographique des écosystèmes (Woodward 1987). Ces rétroactions ne sont pas théoriques. Les effets directs du CO₂ ont été observés sous serre (ex : Calvet et Soussana 2001) et en plein champ (ex : Long et al. 2006). La sensibilité du cycle végétatif au renforcement de l'effet de serre a par ailleurs été suggérée par l'évolution récente des mesures spatiales de NDVI aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord (Myneni et al. 1997, Nemani et al. 2003). Néanmoins, l'importance relative de ces différents effets vis à vis des autres mécanismes de régulation du système climatique doit maintenant être précisée.

Jusqu'au milieu des années 1990, les rétroactions de la végétation terrestre étaient négligées dans la plupart des scénarios climatiques. Les premières expériences de sensibilité (ex : doublement de la résistance stomatique) furent comme d'habitude réalisées en mode « time-slice » (TSM prescrites). Elles soulignaient déjà la possibilité de limiter l'assèchement estival des moyennes latitudes de l'hémisphère Nord lié aux émissions de GES en tenant compte de l'effet anti-transpirant du CO₂ (Henderson-Sellers et al. 1995). Puis vinrent les premières simulations avec des schémas de surface rendant compte des effets physiologiques du CO₂ sur la végétation (Sellers et al. 1996, Betts et al. 1997). Néanmoins, à ce stade, la distribution spatiale des écosystèmes demeurait prescrite. Les modèles de végétation dynamiques (MVD) commençaient à apparaître (Henderson-Sellers 1993, Claussen 1994), mais leur couplage avec le climat était réalisé de manière « asynchrone » (ex : Texier et al. 1997) ou dans des modèles climatiques simplifiés (ex : The IMAGE Project, 1998).

C'est dans ce contexte et à l'occasion du projet européen LSPCR (Polcher et al. 1998) que j'ai commencé à travailler sur le rôle de la végétation dans les scénarios climatiques. Rappelons que le but du projet LSPCR était de quantifier en mode « time-slice » la contribution relative des modèles atmosphériques et des modèles de surface aux incertitudes sur la réponse climatique à un doublement de CO₂. Voyant dans ce projet la possibilité de m'intéresser à certaines rétroactions de la végétation, j'ai choisi de perturber de manière « réaliste » la résistance stomatique minimale et/ou l'indice foliaire de la végétation prescrits dans Arpège-Climat, en partenariat avec R. Betts et L. Kergoat (Douville et al. 1999). Trois expériences de doublement de CO₂ ont ainsi été réalisées, correspondant à l'absence de rétroactions de la végétation (contrôle), à une rétroaction purement biophysique (fermeture partielle des stomates), ou à la combinaison de cette rétroaction biophysique et d'une rétroaction structurelle (accroissement de l'indice foliaire). A l'époque, la version A-gs (Calvet et al. 1998) du schéma ISBA n'était pas encore couplée au modèle Arpège-Climat (ce qui devrait être fait dix ans plus tard via l'aboutissement du projet Surfex déjà évoqué au chapitre 2). C'est pourquoi la collaboration avec le Met Office et le CESBIO était nécessaire pour prescrire des changements de végétation aussi cohérents que possible avec le changement climatique obtenu dans l'expérience de contrôle.

A l'instar de Betts et al. (1997), j'ai pu montrer que les deux rétroactions considérées pouvaient se compenser dans le modèle Arpège-Climat, notamment sur l'Europe et le sud de l'Asie où la réponse des précipitations est au final peu modifiée par rapport à l'expérience de contrôle (Fig. 3.8). A l'époque, j'en ai conclu que les rétroactions de la végétation ne pouvaient pour autant être négligées dans les scénarios climatiques, car mes expériences perturbées correspondaient à deux hypothèses relativement extrêmes et que de nombreuses incertitudes pesaient encore sur la réponse du couvert végétal aux effets direct et indirect (via le changement climatique) de l'enrichissement atmosphérique en CO₂. J'ai aujourd'hui un regard un peu différent sur ces expériences dont je mesure mieux les faiblesses, tenant non seulement à l'absence d'un réel couplage entre la végétation et le climat, mais aussi à l'absence de rétroaction des TSM. J'aurai l'occasion de revenir sur ce point au chapitre 5.

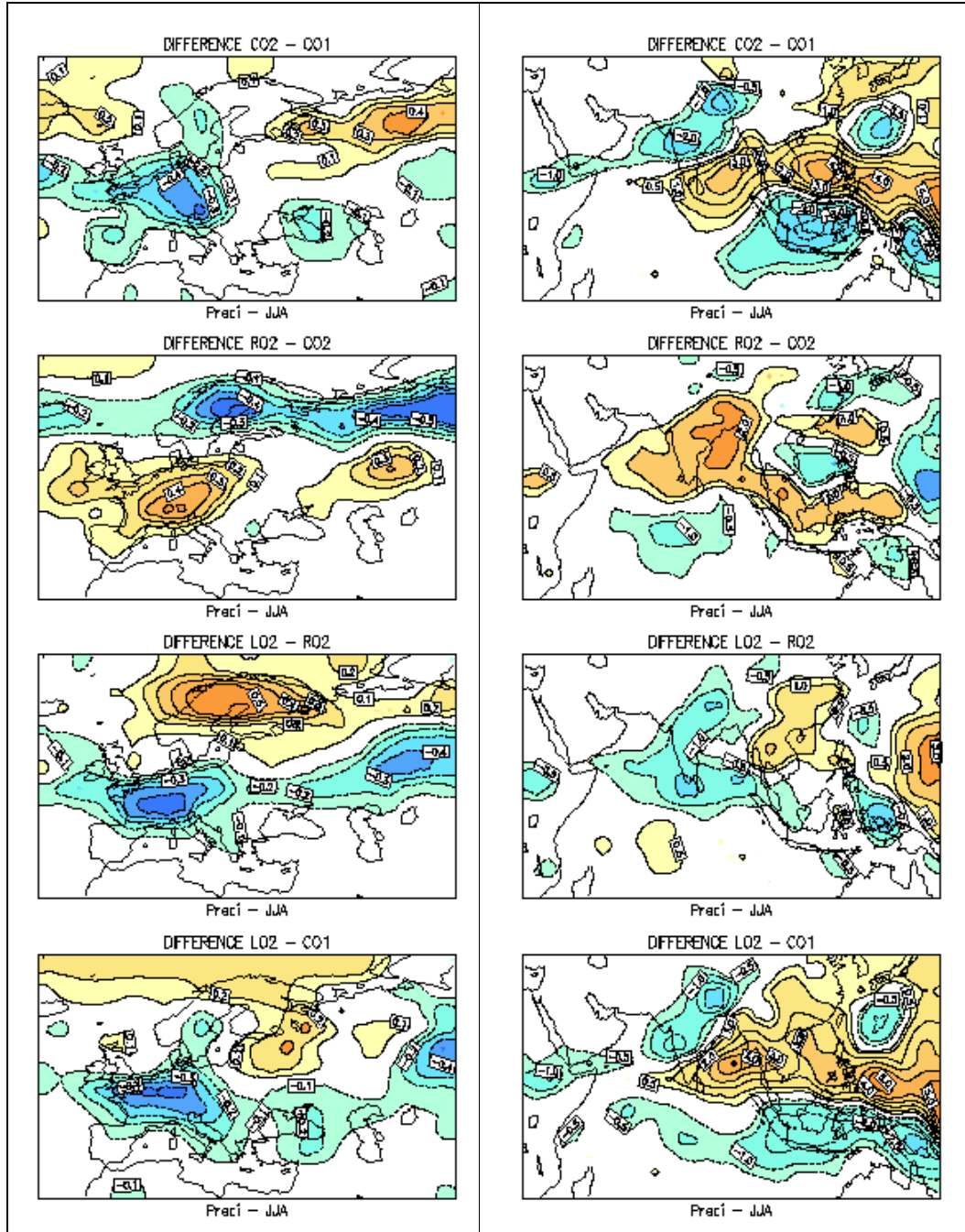


Fig. 3.8: Impacts des rétroactions biophysiques de la végétation sur les anomalies de précipitations (mm/j à droite) simulées sur l'Europe (à gauche) et le sud de l'Asie (à droite) de Juin à Août dans des expériences de changement climatique à l'équilibre (doublement du CO_2 et anomalies de TSM issues d'un scénario climatique réalisé au Met Office). De haut en bas : expériences de contrôle sans rétroaction de la végétation, effet de la rétroaction de la conductance stomatique (anti-transpirant), effet de la rétroaction de l'indice foliaire (fertilisation), effet combiné du doublement de CO_2 et des deux rétroactions de la végétation (Douville et al. 2000). Les deux rétroactions sont ici du même ordre de grandeur que l'effet du doublement de CO_2 , mais elles se compensent largement en raison de la relation linéaire supposée entre la conductance du couvert végétal et l'indice foliaire dans le schéma ISBA. Dans d'autres modèles, l'effet anti-transpirant est au contraire dominant (Betts et al. 2007).

Une autre limite inhérente à cette étude est le fait que la carte de végétation prescrite à la fin du 21^{ème} siècle est identique à celle du 20^{ème} siècle. Or, non seulement la végétation naturelle est susceptible de migrer sous la contrainte climatique (Danby et Hik 2007), mais l'homme peut aussi directement perturber la répartition des écosystèmes via l'exploitation des forêts et l'agriculture (De Fries et al. 2002). Cette question fut abordée lors de la thèse d'Aurore Voltaire dont j'ai suivi la progression avec intérêt. Elle consistait en partie à coupler le modèle climatique CNRM-CM3 avec le modèle intégré IMAGE afin de faire évoluer de manière cohérente les concentrations de GES et la végétation dans un scénario du 21^{ème} siècle. Des expériences de changement climatique à l'équilibre ont également été réalisées afin de quantifier les signaux climatiques liés à la modification du land-use et de les comparer à la réponse du modèle Arpège-Climat à l'accroissement de l'effet de serre (Voltaire 2006). L'analyse des anomalies de températures à 2m montre que l'impact des changements de végétation dérivés d'un scénario B2 fourni par le modèle intégré IMAGE représente globalement environ 10% du réchauffement lié à l'augmentation des GES (Voltaire 2006). Localement, le signal peut atteindre 30% du réchauffement obtenu sans modification de l'utilisation des sols. Il reste cependant confiné dans la couche limite atmosphérique et semble beaucoup plus faible sur la circulation atmosphérique et les précipitations.

Ces résultats ont conforté mon opinion sur le caractère marginal des rétroactions de la végétation dans les scénarios climatiques à l'échelle globale. J'exclue toutefois ici les rétroactions liées au cycle du carbone dont le dernier rapport du GIEC (2007) suggèrent qu'elles pourraient renforcer le réchauffement global obtenu en 2100 dans un scénario A2 de plus de 1°C. De plus, l'évolution de la végétation terrestre et les changements d'utilisation des sols observés au cours du 20^{ème} siècle ne sont pas nécessairement négligeables au regard des autres forçages anthropiques (Betts 2001, Chase et al. 2001) car l'accroissement des GES reste pour le moment limité, de même que son effet sur la température de surface qui est en partie compensé par le forçage radiatif lié aux aérosols (GIEC 2007). Ils pourraient donc avoir un rôle à jouer dans les études de détection-attribution des changements climatiques. Enfin, les outils de régionalisation dynamique (c'est à dire les modèles atmosphériques étirés/zoomés ou à aire limitée) me semblent plus adaptés que les modèles globaux basse résolution pour étudier l'influence de l'utilisation des sols sur les projections climatiques du 21^{ème} siècle. Ils permettent en effet de s'abstraire d'un certain nombre de défauts intrinsèques aux modèles globaux et de tirer meilleur parti de la relative précision des cartes de land-use.

3.4. Bilan et perspectives

A l'issue de ce chapitre, on constate que de nombreuses études ont mis en évidence la sensibilité du climat et de sa variabilité (de l'échelle inter-annuelle à celle des paléoclimats en passant par les scénarios climatiques) à la modélisation des continents, à leur initialisation, et/ou aux rétroactions potentielles qui leur sont associées. Les travaux les plus aboutis sont ceux qui suggèrent que certains phénomènes climatiques observés (entrée en glaciation, évolution du ruissellement continental ou des températures de surface au cours du 20^{ème} siècle, variabilité multi-décennale des précipitations sur le Sahel, anomalies saisonnières de température ou de précipitations à l'échelle régionale) ne peuvent être prévus ou simplement compris sans faire intervenir une ou plusieurs boucles de rétroaction liées aux surfaces continentales. D'autres études portent sur le climat futur et cherchent à quantifier le rôle des surfaces continentales et de leur paramétrisation comme source d'incertitudes et/ou de rétroactions dans les scénarios du 21^{ème} siècle.

Ma contribution à cet effort de recherche a commencé dès ma thèse avec l'influence de la couverture neigeuse Eurasiatique sur la variabilité inter-annuelle de la mousson Indienne, mais s'est de ce point de vue limité à des expériences idéalisées. Ma participation au projet GSWP fut l'occasion de produire une climatologie globale des variables de surface aussi réaliste que possible et parfaitement cohérente avec le modèle Arpège-Climat puisque qu'obtenue avec une version du schéma ISBA relativement proche de la version codée dans Arpège. Des études de cas ont ainsi pu être réalisées, d'abord en contrastant les années 1987 et 1988 puis sur la période 1986-1995, mettant en évidence une contribution significative de l'HS sur la variabilité et la prévisibilité climatique à l'échelle saisonnière, en particulier en été aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord. Concernant les scénarios climatiques, le rôle important de la rétroaction liée à l'HS a également été mis en évidence en ce qui concerne le réchauffement en surface et la diminution des précipitations estivales, là encore dans les régions continentales des moyennes latitudes de l'hémisphère Nord. Des travaux préliminaires ont également été réalisés concernant les rétroactions biophysiques liées à la végétation (effet anti-transpirant et effet fertilisation), sans pour autant disposer à l'époque d'un schéma permettant de simuler une véritable interaction entre le climat et la végétation.

De manière générale, de nombreuses études publiées sur le thème des interactions continent-atmosphère souffrent néanmoins d'un manque de réalisme dans la mesure où 1) les perturbations continentales imposées dans les conditions aux limites ou les conditions initiales sont parfois exagérées, 2) le signal continental est isolé en réduisant la variabilité totale du système climatique, notamment en supprimant la variabilité océanique. C'est en tout cas l'une des critiques que l'on peut formuler à l'égard de mes propres travaux. En effet, j'ai toujours travaillé avec des TSM mensuelles prescrites, qu'il s'agisse d'observations brutes ou d'une climatologie issue des observations et/ou d'une expérience couplée de référence. Ce faisant, je ne me suis pas distingué de la plupart de mes collègues. C'est en effet tout l'intérêt du laboratoire numérique que représentent les MCG de pouvoir ainsi isoler la contribution d'une composante du système à la variabilité climatique. Encore faut-il être sûr que l'ajout d'une composante supplémentaire, en l'occurrence l'océan global, ne changerait pas de manière significative les conclusions des tests de sensibilité ainsi mis en oeuvre. La comparaison des expériences de déforestation boréale réalisées par Bonan et al. (1992) avec et sans couche de mélange océanique suggère que cette hypothèse peut être discutable. A l'inverse, les expériences de déforestation d'A. Voltaire (2005) utilisant des TSM prescrites ou interactives (couplage entre Arpège-Climat et le modèle océanique OPA) indiquent que les rétroactions océaniques ont un effet limité sur les impacts régionaux des changements de végétation tropicaux.

Conscient des limites des expériences avec TSM prescrites (cf. chapitre 4), j'envisage maintenant d'utiliser le modèle couplé du CNRM pour tester l'influence des surfaces continentales sur la variabilité d'un système climatique plus proche de la « réalité ». J'ai notamment proposé d'effectuer une

ou plusieurs simulations couplées océan-atmosphère avec HS climatologique, mais cela n'est pas apparu comme une priorité au vu du temps de calcul nécessaire à ce type d'expérience. D'autres groupes, mieux lotis en moyens de calcul ou plus ambitieux, ont déjà commencé à réaliser ce type d'expérience. On peut notamment citer les travaux de Crucifix et al. (2005) analysant l'impact d'une végétation interactive dans le modèle du Hadley Centre couplé à une couche de mélange océanique, et surtout ceux de Hu et al. (2004) testant l'impact d'une HS climatologique sur la variabilité climatique du modèle couplé océan-atmosphère du COLA. Cette dernière étude indique que la rétroaction de l'HS influence la variabilité inter-annuelle du modèle couplé et modifie notamment la variabilité tropicale liée à l'ENSO. Ce résultat original demande cependant à être confirmé par d'autres modèles et doit être relativisé au regard de la sensibilité bien plus importante de l'ENSO à certaines paramétrisations atmosphériques, en particulier celle de la convection.

Les simulations atmosphériques forcées par des TSM observées restent néanmoins intéressantes pour une première évaluation des effets continentaux en matière de prévision saisonnière. Ainsi, la comparaison des résultats des simulations saisonnières réalisées avec Arpège-Climat au cours des projets européens PROVOST (TSM observées) et DEMETER (TSM interactives) suggère que les scores obtenus ne sont pas radicalement différents entre le mode couplé et le mode forcé, et que les prévisions DEMETER sont presque au même niveau que les simulations atmosphériques forcées par les TSM observées (Guérémy et al. 2005). Bien qu'il faille interpréter ce résultat avec prudence (le forçage par des TSM observées permet-il réellement d'estimer la limite supérieure de la prévisibilité liée à la variabilité océanique ?), on peut espérer que l'impact certes limité mais significatif des conditions initiales d'HS mis en évidence dans les simulations saisonnières (Douville et Chauvin 2000, Conil et al. 2008) soit représentatif de ce que l'on peut en attendre en prévision opérationnelle. Au cours des prochaines années, il serait intéressant de le quantifier plus précisément en étendant les simulations à l'ensemble de la période ERA40. Pour ce faire, j'ai d'ores et déjà récupéré un nouveau forçage atmosphérique tri-horaires à 1° permettant de produire des ré-analyses d'HS sur la période 1948-2000 (Sheffield et al. 2006). Les travaux en cours dans le cadre du projet européen ENSEMBLES permettront également d'élargir la discussion au rôle de la couverture neigeuse pour les prévisions de l'hiver et/ou du printemps boréal.

En parallèle, il est à mon avis urgent de réfléchir à la meilleure façon d'initialiser l'HS dans le système de prévision saisonnière opérationnel de Météo-France. Une méthode envisagée par l'équipe EAC (communication personnelle de M. Déqué) consiste à réaliser une simulation Arpège-Climat forcée par une analyse de TSM et fortement rappelée vers l'analyse atmosphérique opérationnelle du CEPMMT. Cette méthode dite de « nudging » permet notamment de simuler la chronologie des dépressions qui génèrent une grande partie des précipitations aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, et ainsi de simuler une évolution relativement réaliste de l'hydrologie continentale. On peut toutefois s'interroger sur le bien-fondé de cette stratégie. La qualité limitée des précipitations ERA40 suggère notamment qu'il ne suffit pas de contraindre la dynamique et la température de l'atmosphère pour garantir des précipitations réalistes, notamment pendant les saisons et/ou dans les régions où celles-ci sont essentiellement de nature convective. Par ailleurs, ce protocole ne prévoit pas l'assimilation de données *in situ* et/ou satellitaires permettant de corriger les champs continentaux ainsi produits.

Une première alternative est de récupérer une analyse de surface du modèle de prévision à courte échéance. Bien qu'il s'agisse du modèle Arpège, il diffère néanmoins de la version Climat, y compris par certains aspects du schéma de surface (même si la plateforme Surfex devrait mettre un terme à cette situation). Par ailleurs, l'analyse de surface opérationnelle basée sur l'assimilation des données Synop reste relativement bruitée et ne garantit pas la qualité des champs d'humidité restitués. L'analyse de surface du CEPMMT basée sur une technique similaire peut apparaître comme une solution de repli, mais elle n'est pas exempte de problèmes (Drusch et al. 2007) et son utilisation nécessite de convertir l'HS du schéma TESSEL en équivalent ISBA, ce qui reste délicat étant donné les différences de résolution horizontale et verticale, les différences de carte de végétation, ou la présence de sols gelés aux hautes latitudes. La technique GLDAS mise en oeuvre aux Etats-Unis (Rodell et al. 2004), et consistant *grasso modo* à faire du GSWP en temps réel, permettrait de s'affranchir de cette

difficulté. Il s'agirait de forcer ISBA avec des analyses météorologiques et ainsi de produire des champs d'humidité parfaitement cohérents avec le modèle Arpège-Climat. Reste que la méthode est relativement lourde à mettre en œuvre puisqu'elle nécessite notamment de corriger certains biais systématiques des analyses atmosphériques opérationnelles (probablement celles du CEPMMT), en corrigeant au minimum les précipitations (voire le rayonnement) à partir des observations disponibles en temps quasi-réel.

Ces choix « opérationnels » ne peuvent être effectués de manière isolée et ils dépendront évidemment des projets en cours au CNRM, notamment en matière d'assimilation de données. Ainsi, la mission SMOS devrait prochainement permettre de produire des analyses globales d'HS à relativement haute résolution. Par ailleurs, les travaux initiés par J-F. Mahfouf au Canada sur une assimilation de surface « off-line », mais utilisant des incréments de température et d'humidité à 2 mètres issus de l'analyse atmosphérique, ouvrent également de nouvelles perspectives (Mahfouf 2007). Au delà de l'HS, les efforts devront également porter sur l'initialisation du manteau neigeux, souvent rudimentaire dans les modèles de prévision à courte, moyenne ou longue échéance. Là encore, la technique GLDAS a l'avantage de la simplicité, mais une stratégie globale devra être discutée entre les différents groupes du CNRM, afin notamment de réfléchir à la possibilité d'assimiler des mesures spatiales dans le domaine du visible et/ou des micro-ondes.

Concernant les scénarios climatiques du 21^{ème} siècle, la priorité est aujourd'hui de développer une nouvelle version du modèle couplé (CNRM-CM4) dont la dérive soit plus limitée, la climatologie récente plus réaliste, et la sensibilité aux forçages anthropiques du 20^{ème} siècle mieux contrôlée. Inutile de dire qu'il s'agit là d'un défi majeur pour l'ensemble du groupe Climat et que les développements réalisés autour du modèle ISBA ne représenteront qu'une contribution modeste à cet effort collectif. Néanmoins, l'extension des simulations hydrologiques globales forcées à la période 1948-2000 permettront non seulement de poursuivre la validation du cycle annuel et de la variabilité inter-annuelle des débits simulés par ISBA et TRIP, mais également de tester la sensibilité de ces débits à la variabilité climatique multi-décennale et à certains forçages anthropiques (effet direct du dioxyde de carbone sur la transpiration, effet du land-use, voire effet radiatif des aérosols en modifiant le rayonnement solaire incident) à l'instar des travaux de Gedney et al. (2006).

J'ai déjà proposé, en collaboration avec A-L. Gibelin, un stage de Mastère sur ce thème. Les tests de sensibilité préliminaires effectués en superposant des anomalies mensuelles (pré-industrielles ou issues d'un scénario du 21^{ème} siècle) au forçage atmosphérique GSWP-2 suggèrent que l'effet direct du CO₂ est dans ISBA A-gs moins important que dans le modèle de surface du Met Office (Gedney et al. 2006). L'effet de l'utilisation des sols a également été testé. Il semble marginal et il est généralement beaucoup plus faible que dans les simulations hydrologiques réalisées à l'IPSL (Piao et al. 2007). Ces réponses contrastées d'un modèle à l'autre soulignent l'énorme travail qui reste à faire pour comprendre la sensibilité des modèles hydrologiques, avant même de songer à évaluer les rétroactions climatiques qui peuvent en résulter. Malheureusement, les séries de débits observés ne sont pas exemptes d'effet direct de l'homme (aménagement des fleuves, irrigation) et sont souvent trop courtes pour évaluer précisément les effets à long terme des autres facteurs anthropiques (émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols, utilisation des surfaces). Espérons que de nouvelles bases de données *in situ* de débits (si possible « naturalisés ») verront prochainement le jour et/ou que l'altimétrie spatiale permettra de compléter les séries existantes sur les principaux fleuves, afin d'entreprendre des inter-comparaisons plus précises à l'échelle des grands bassins.

En attendant, un travail plus prospectif sur l'influence des paramétrisations de l'hydrologie continentale (neige, permafrost, humidité du sol, zones inondées, aquifères) demeure possible et intéressant, non pas tant pour prétendre affiner les projections climatiques que pour évaluer en quoi ces paramétrisations contribuent aux incertitudes dans les scénarios et à des rétroactions qu'il convient de hiérarchiser parmi l'ensemble de celles (nuages, carbone, etc...) qui ont été plus largement étudiées dans le cadre du GIEC (Bony et al. 2006). Cet effort est l'un des principaux objectifs de la candidature de B. Decharme aux sections 19 et 20 du CNRS. Il s'appuiera sur l'ensemble des développements du modèle ISBA-SGH réalisés pendant la thèse de B. Decharme (qu'il conviendra de poursuivre,

notamment pour la paramétrisation des aquifères et du permafrost), ainsi que sur des développements antérieurs qui n'ont pas encore été testés au sein du modèle Arpège-Climat (par exemple ceux d'A. Boone concernant la neige et le gel du sol et qu'il conviendra de comparer aux paramétrisations existantes). Une étape importante de validation locale (tests Snowmip2) puis globale (forçage de l'Université de Princeton sur 50 ans) du schéma en mode forcé sera effectuée préalablement aux simulations couplées (continent-atmosphère avec et/ou sans océan interactif). Le passage en global du forcé au couplé sera facilité par la mise en œuvre de la plateforme Surfex actuellement en cours de test à UDC (en forcé) et EAC (en couplé). L'enjeu de Surfex est également de pouvoir disposer d'un modèle de surface unifié, c'est à dire commun aux différentes unités du CNRM. Il s'agit d'un projet important pour l'équipe UDC, notamment pour réaliser des simulations couplées climat-carbone et à terme produire des scénarios climatiques en émissions plutôt qu'en concentrations. Cette interface *a priori* plus flexible entre le code atmosphérique et le code ISBA devrait aussi nous permettre de tester beaucoup plus rapidement de nouvelles paramétrisations de l'hydrologie continentale au sein du modèle Arpège-Climat. Elle favorisera par ailleurs les transferts de connaissance entre les différents groupes du CNRM.

A plus long terme, on pourra reprendre l'étude des différentes rétroactions liées aux surfaces continentales, en incluant celles relevant du cycle du carbone. La comparaison de leur importance relative dans les scénarios climatiques du 21^{ème} siècle pourra nous guider sur les priorités à donner aux différents développements susceptibles d'être apportés au modèle ISBA-CC. On pourra notamment songer à compléter le modèle actuel avec un module de végétation dynamique, afin de pouvoir simuler l'évolution de la végétation naturelle dans les simulations des climats passés ou futurs. Concernant les changements de land-use, le couplage réalisé par A. Voltaire avec le modèle intégré IMAGE demeure une solution relativement souple et peu coûteuse. Le couplage ISBA-TRIP et la simulation des zones inondées permettra également de s'intéresser aux émissions naturelles de méthane (Gedney et al. 2004, Shindell et al. 2004). Ceci pourra aussi nous amener à mettre en œuvre un modèle de pergélisol, afin de compléter le schéma de gel du sol superficiel et de simuler correctement l'évolution des « wetlands » associée au dégel des continents septentrionaux. Enfin, on pourra également songer à représenter l'effet direct de l'homme sur les ressources en eau en introduisant un module d'irrigation, voire d'aménagement des fleuves (Coe 2000). N'oublions pas cependant que ces développements ne seront réellement justifiés qu'à partir du moment où le couplage océan-atmosphère aura atteint une certaine maturité.

Une grenouille vit un Boeuf.
Qui lui sembla de belle taille.
Elle, qui n'était pas grosse en tout comme un oeuf,
Envieuse, s'étend, et s'enfle, et se travaille,
Pour égaler l'animal en grosseur,
Disant : "Regardez bien, ma soeur ;
Est-ce assez ? Dites-moi ; n'y suis-je point encore ?
Nenni. - M'y voici donc ? - Point du tout. M'y voilà ?
- Vous n'en approchez point." La chétive pécure
S'enfla si bien qu'elle creva.

Jean de la Fontaine

Chapitre 4

Dérive climatique des surfaces continentales

Il ressort du chapitre 3 que la plupart des travaux visant à mettre en évidence l'influence des surfaces continentales sur la variabilité climatique (de l'échelle inter-annuelle à celle des paléoclimats en passant par les scénarios climatiques) sont plus ou moins idéalisés dans la mesure où les perturbations introduites sont parfois exagérées et où le signal continental est mis en exergue en réduisant artificiellement la variabilité totale du système climatique étudié, en particulier en s'affranchissant de la variabilité océanique. La pertinence de cette approche dépend de la contribution de la composante négligée à la variabilité totale du phénomène étudié et de la nature passive (rétroaction) ou active (variabilité interne) de cette contribution. La question est donc de savoir si certaines de ces études ne relèvent pas tout simplement de la fable de la grenouille et du bœuf. Y'a t'il une « dérive » dans l'utilisation qui est faite du laboratoire numérique et dans l'interprétation des observations et/ou des résultats expérimentaux ? Avant d'illustrer ce propos, au travers de quelques travaux concernant la variabilité des climats de mousson ou la réponse des précipitations dans les scénarios climatiques, faisons brièvement l'inventaire de ce qui distingue ou au contraire rapproche les continents des océans du point de vue de la modélisation climatique.

4.1. Les continents sont-ils des océans comme les autres ?

4.1.1. Similitudes et spécificités

A l'instar des océans, les continents échangent avec l'atmosphère de l'eau, mais aussi de l'énergie, de la quantité de mouvement ou du carbone. Comme eux, ils font aujourd'hui l'objet de modèles à part entière, que l'on peut utiliser en mode forcé ou coupler à des modèles atmosphériques. Le mode forcé permet notamment de produire des prévisions ou des scénarios hydrologiques en forçant directement les surfaces continentales avec les sorties d'un modèle météorologique ou climatique, voire en superposant les anomalies prévues à un forçage atmosphérique observé. Ce protocole est notamment utilisé sur des domaines limités afin de produire des prévisions ou des scénarios hydrologiques à une résolution trop coûteuse pour travailler en mode couplé, ou afin de réaliser des expériences d'ensemble permettant une approche probabiliste de la prévision. Il est également employé pour produire des analyses de surface destinées à l'initialisation de prévisions météorologiques régionales ou globales (Rodell et al. 2004).

Par ailleurs, le mode forcé est utile pour une première étape de validation des MSC (chapitre 3.3), puisqu'il permet de s'affranchir en grande partie des biais rencontrés dans les modèles atmosphériques. Cette stratégie est également employée pour développer et tester les modèles océaniques, mais son utilisation en hydrologie continentale est plus récente pour plusieurs raisons. D'une part, la qualité d'une simulation hydrologique tient avant tout à la qualité du forçage en précipitations qui demeure l'une des variables les moins bien contraintes dans les analyses météorologiques. Ainsi, il a fallu attendre 1996 et l'initiative ISLSCP pour disposer pour la première fois d'un forçage atmosphérique global des MSC. D'autre part, les schémas de surface ayant d'abord été développés comme des paramétrisations internes aux modèles atmosphériques, leur utilisation en

mode forcé n'est pas nécessairement triviale. L'interface standard proposée par Polcher et al. (1998) est une solution à ce problème, mais elle représente un chantier considérable pour les codes opérationnels tels que le modèle Arpège, dans lesquels l'optimisation des coûts de calcul a abouti à une forte imbrication des routines atmosphériques et continentales.

Il faut aussi insister sur le fait que les simulations forcées ne suffisent pas à valider les modèles océaniques ou les MSC. Elles peuvent en effet masquer certaines compensations d'erreurs ainsi qu'une sensibilité irréaliste à une perturbation donnée du forçage atmosphérique. Inversement, elles ne garantissent en rien la pertinence de la réponse de l'atmosphère à une modification des conditions de surface. Ainsi, dans le cas particulier de la paramétrisation du manteau neigeux, des taux de fonte similaires peuvent être obtenus avec des bilans d'énergie relativement contrastés (répartition différente entre flux radiatifs et turbulents). On a vu à quel point ces compensations d'erreur pouvaient être importantes dans le cas particulier d'un manteau neigeux sous couvert forestier et comment elles pouvaient à l'évidence avoir un impact sur les résultats d'une expérience de sensibilité telle qu'une déforestation des régions boréales (Douville et Royer 1997).

Comme les modèles océaniques, les MSC reposent sur une discrétisation verticale plus ou moins fine, d'autant plus importante qu'on se rapproche de la surface. Comme eux, ils ne se contentent pas de décrire des échanges verticaux d'énergie et de matière, mais prétendent désormais simuler des transports horizontaux (routage des fleuves, neige « soufflée », migration des écosystèmes). Comme eux, ils rendent compte de processus sous-maille, c'est à dire dont l'échelle caractéristique est inférieure à la résolution horizontale de la grille de calcul. Enfin comme eux, ils peuvent être couplés à des modèles de biologie et/ou de chimie, afin de contribuer à la modélisation des cycles biogéochimiques tels que le cycle du carbone.

On pourrait sans doute allonger encore la liste de ces similitudes. Elles ne doivent cependant pas dissimuler les nombreuses spécificités qui distinguent les surfaces continentales des surfaces océaniques. En premier lieu, l'océan recouvre plus de 70% des surfaces terrestres et représente donc à l'échelle globale une interface et une source de variabilité privilégiée pour l'atmosphère. Cette caractéristique peut paraître triviale, mais elle doit être rappelée tant elle est ignorée plus ou moins sciemment par de nombreux travaux. Lorsqu'on superpose la distribution zonale de la moyenne annuelle du rayonnement solaire net en surface fourni par la climatologie ISCCP à la distribution zonale de la fraction continentale de la surface du globe (Fig. 4.1), on constate que les océans tropicaux absorbent l'essentiel de l'énergie solaire incidente, puisqu'ils représentent d'une part près de 75% des surfaces tropicales et qu'ils reçoivent d'autre part plus de rayonnement que les surfaces continentales en raison de la distribution contrastée de la nébulosité. Ce résultat trivial permet notamment de comprendre pourquoi le Pacifique tropical est une source de variabilité climatique privilégiée aux échelles inter-annuelles à décennales : recevant une grande partie de la principale source énergétique du système climatique, il est potentiellement le principal modulateur de la redistribution de cette énergie.

Au delà de leur superficie, les océans représentent un stock d'eau illimité, dont la relative transparence permet la pénétration du rayonnement solaire sur une épaisseur importante, d'où une grande inertie thermique. A l'inverse, les continents sont relativement opaques au rayonnement solaire et leur température réagit d'autant plus vite à ses fluctuations que leur contenu en eau et leur couverture végétale sont limités. Ainsi, l'amplitude du cycle diurne et la variabilité haute-fréquence de la température de surface sont beaucoup plus fortes sur les surfaces continentales, en particulier dans les régions arides ou désertiques. Par ailleurs, malgré la houle et l'existence de tourbillons de méso-échelle, les océans sont relativement homogènes au regard des multiples hétérogénéités rencontrées à la surface des continents. En conséquence, le calcul des flux d'énergie échangés à l'interface continent-atmosphère nécessite une connaissance beaucoup plus détaillée de l'état de surface que dans le cas des flux océaniques où bien souvent l'albédo, l'émissivité et la rugosité sont supposés uniformes. En matière de variables pronostiques, la température de surface suffit généralement à caractériser les flux turbulents sur océan, alors que l'HS joue évidemment un rôle essentiel sur continent.

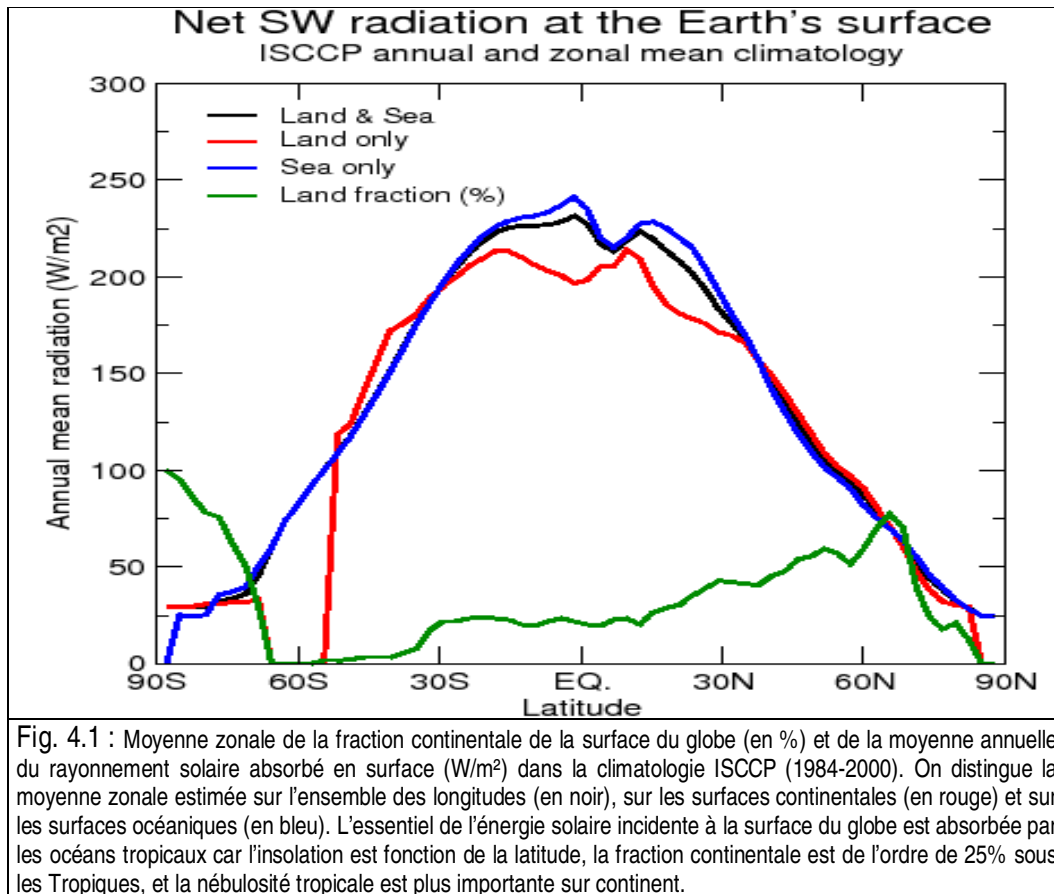


Fig. 4.1 : Moyenne zonale de la fraction continentale de la surface du globe (en %) et de la moyenne annuelle du rayonnement solaire absorbé en surface (W/m^2) dans la climatologie ISCCP (1984-2000). On distingue la moyenne zonale estimée sur l'ensemble des longitudes (en noir), sur les surfaces continentales (en rouge) et sur les surfaces océaniques (en bleu). L'essentiel de l'énergie solaire incidente à la surface du globe est absorbée par les océans tropicaux car l'insolation est fonction de la latitude, la fraction continentale est de l'ordre de 25% sous les Tropiques, et la nébulosité tropicale est plus importante sur continent.

Enfin, le caractère dynamique des surfaces continentales est tout relatif. En dehors des échelles de temps supérieures au million d'années, où érosion et tectonique des plaques font des continents un élément véritablement moteur du système climatique, le rapport de force qui lie l'atmosphère aux continents est le plus souvent du type dominant-dominé. Il est donc par nature très différent du couplage océan-atmosphère. En effet l'océan possède une variabilité interne beaucoup plus forte que les surfaces continentales. La possibilité d'équilibres multiples et d'une sensibilité aux conditions initiales a bien été évoquée dans le cas particulier des modèles de végétation dynamique (Claussen 1998, Kleidon et al. 2007), mais cette sensibilité n'est obtenue qu'en couplant la végétation à des modèles atmosphériques, qui plus est simplifiés au regard des MCG et utilisant une classification relativement grossière des différents types de végétation. Cela ne signifie pas que le chaos soit totalement absent des surfaces continentales, mais qu'il explique une fraction très limitée de leur variabilité spatio-temporelle - aux échelles qui nous intéressent ici - étant donné l'importance des diverses contraintes que représentent d'une part les variables atmosphériques, d'autre part les paramètres pédo-morphologiques (substrat, altitude, orientation, pente, etc...). Ainsi, à précipitations identiques sur son aire de drainage, le débit d'un fleuve à son embouchure ne présente guère de variabilité. Seul l'homme, de par son action directe sur le sol et la végétation (déforestation, agriculture, urbanisation) ou sur les cours d'eau (barrages, irrigation) peut prétendre perturber cet « équilibre ». Certains y voient une raison d'inclure *homo sapiens* dans les modèles du système Terre. Dans la pratique, et en raison même de la capacité de l'homme à s'affranchir (au moins temporairement) des contraintes environnementales, il me semble plus judicieux de considérer les activités humaines comme un forçage externe appliqué aux modèles climatiques.

4.1.2. Nature du couplage avec l'atmosphère

Nous avons au chapitre 2.1 que la variabilité temporelle haute-fréquence des variables continentales, notamment de la température de surface, ne permet pas de prescrire une climatologie mensuelle à la limite inférieure des modèles atmosphériques à l'instar de ce qui est couramment utilisé pour les conditions aux limites océaniques. Le mode couplé est donc un passage quasi-obligé pour gérer les interactions continent-atmosphère de manière réaliste. La nature des interactions océan-atmosphère et continent-atmosphère est-elle pour autant fondamentalement différente ?

Pour répondre à cette question, il faut sans doute distinguer l'usage de la théorie. En pratique, rien n'empêche de prescrire l'évolution des variables continentales dans un modèle atmosphérique. Nous avons déjà évoqué le projet d'inter-comparaison GLACE au cours duquel de telles expériences ont été réalisées. Le protocole expérimental initial (Koster et al. 2002) consistait à prescrire à chaque pas de temps l'ensemble des variables de surface issues d'une simulation de référence. Peut-être à la suite des remarques que j'avais formulées sur cet article, des expériences complémentaires ont été proposées dans lesquelles seules les variables lentes sont prescrites. Je n'ai pas été surpris de constater que ceux sont les résultats de ces dernières expériences qui ont été publiés (Koster et al. 2004). En effet, quel sens y'a t'il à prescrire des variables de surface telles que la température ou l'humidité du sol superficiel qui sont intimement liées au forçage atmosphérique ? Cela revient à calculer des flux de surface aberrants car on supprime alors la cohérence spatio-temporelle entre les surfaces continentales et la couche limite atmosphérique (Douville 2003, Fig. 4.2). C'est pourquoi la relaxation des variables hydrologiques « lentes » (humidité de sub-surface et/ou contenu équivalent en eau du manteau neigeux) me paraît une meilleure solution pour contrôler les flux. C'est aussi la raison pour laquelle le sol superficiel ne fait pas l'objet d'une analyse dans les modèles de prévision numérique. A quoi bon initialiser des variables qui, après quelques pas de temps, s'ajusteront de toute façon aux contraintes exercées par l'atmosphère ?

Notons au passage que les problèmes techniques liés au couplage continent-atmosphère ne sont pas aussi spécifiques qu'il peut sembler de prime abord. Ainsi, les TSM montrent également une variabilité haute-fréquence non négligeable, qui est généralement ignorée lorsqu'un modèle atmosphérique est forcé avec des températures observées. Ce forçage prend généralement la forme de moyennes mensuelles, mais en pratique il est possible d'appliquer un forçage hebdomadaire voire quotidien (ce protocole a notamment été testé avec Arpège-Climat en collaboration avec F. Chauvin). Une telle expérience n'a cependant pas plus de sens que de prescrire les fluctuations haute-fréquence des variables continentales. Elle tend en effet à augmenter la variabilité des flux de surface de manière irréaliste et ne permet pas de mieux reproduire la variabilité atmosphérique observée. Dans les MCG couplés, les TSM sont en général calculées une fois par jour. Certains travaux récents visent aujourd'hui à accroître la fréquence de couplage de manière à mieux représenter le cycle diurne de la température dans la couche de mélange océanique. Les observations indiquent en effet que l'amplitude de ce cycle peut atteindre en surface plusieurs dixièmes de degré sous les Tropiques (Clayson et Weitlich 2007). Des tests de ce type sont notamment en cours d'analyse au LOCEAN et au CERFACS et semblent révéler des impacts non négligeables, que ce soit sur la persistance des anomalies de TSM dans l'Atlantique Nord ou sur la variabilité inter-annuelle du Pacifique Tropical. Ainsi, la progression des moyens de calcul et de nos exigences quant à leur précision pourrait rapidement rendre caduque l'approximation consistant à négliger le cycle diurne du couplage océan-atmosphère, à l'instar de ce qui s'est passé quelques décennies auparavant en ce qui concerne le couplage continent-atmosphère.

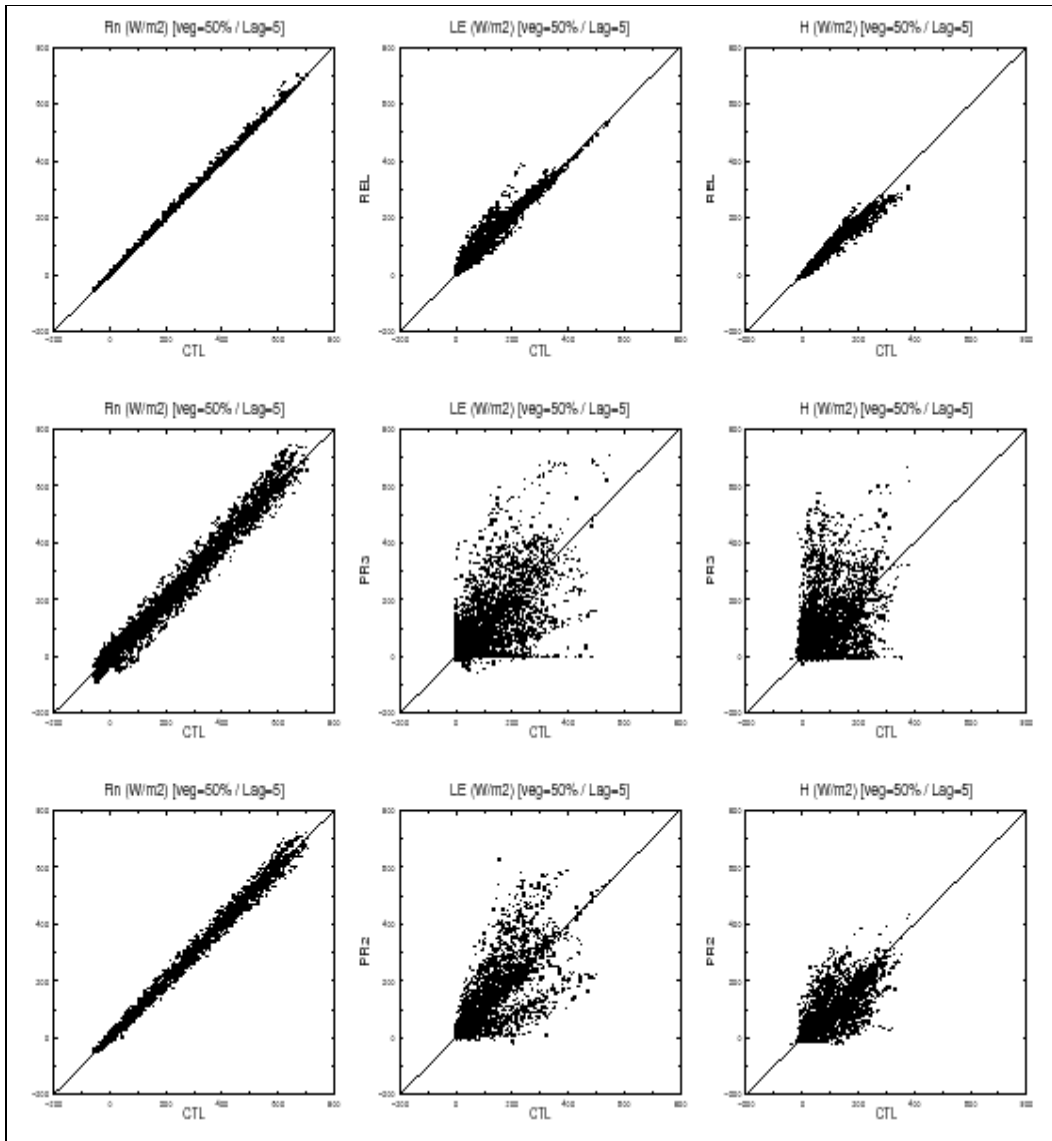


Fig. 4.2: Impact sur le rayonnement net (Rn), le flux de chaleur latente (LE) et le flux de chaleur sensible (H) d'un contrôle plus ou moins strict des variables de surface dans une simulation locale « off-line » (données du site MUREX de janvier à décembre 1995) dont le forçage atmosphérique est décalé de 5 jours (Lag=5) par rapport à l'expérience de contrôle. Les flux instantanés de l'expérience de contrôle (CTL) sont en abscisse, tandis que ceux des expériences perturbées (REL, PR1, PR2) sont en ordonnées. Le décalage de 5 jours est un moyen de tester de manière approximative l'impact du contrôle des surfaces continentales dans une simulation atmosphérique. Trois protocoles expérimentaux sont comparés : REL) relaxation de l'humidité du sol profond vers la climatologie mensuelle de CTL (i.e. la méthode utilisée par Douville 2003 et 2004), PR1) remplacement à chaque pas de temps de l'ensemble des variables pronostiques par les valeurs issues de CTL (protocole du projet GLACE avant que ne soit aussi proposé de ne contraindre que les variables « lentes »), PR2) remplacement à chaque pas de temps de l'ensemble des variables hydrologiques par les valeurs issues de CTL (mais pas de la température de surface). On constate à quel point ces protocoles sont différents. Seule la relaxation (en haut) permet de contrôler la variabilité basse-fréquence (mensuelle) des surfaces continentales sans perturber outre mesure la variabilité haute-fréquence des flux turbulents dont le réalisme est au contraire compromis lorsque la température de surface (voire l'humidité superficielle) ne peut pas s'ajuster au forçage atmosphérique, cet effet étant malgré tout ici exagéré puisque les simulations sont « off-line » (Douville 2003).

Lorsqu'on s'intéresse à la variabilité basse-fréquence, il n'y a pas, là non plus, de clivage fondamental entre les couplages continent-atmosphère et océan-atmosphère. Si l'océan apparaît de prime abord comme une composante lente du système climatique relativement aux surfaces continentales, il faut se méfier de cette image un peu réductrice. Nous avons vu par exemple que l'HS ou la neige accumulée en surface peuvent montrer des fluctuations inter-annuelles importantes. A plus longue échéance, les glaciers, le permafrost et la végétation doivent également être traités de manière pronostique si l'on veut décrire la variabilité continentale de manière réaliste. Ainsi, selon le ratio entre l'échelle de temps caractéristique du processus considéré et l'échéance de la prévision ou la durée de la simulation, se pose ou non le problème de l'initialisation. A titre d'exemple, la répartition du couvert végétal est fixée en prévision numérique, alors qu'elle doit être initialisée dans les simulations paléoclimatiques avec végétation dynamique. Où se situe alors la limite ? On peut ainsi arguer que certains événements météorologiques (tempêtes) ou climatiques (sécheresses) ont des effets dévastateurs sur la végétation dont il faudrait rendre compte dans la plupart des simulations évoquées dans ce mémoire. Il faut cependant hiérarchiser les problèmes. L'inflation des couplages et degrés de liberté mis en œuvre dans les modèles de climat dissimule mal nos difficultés à affronter des problèmes plus importants.

Pour conclure sur la question initialement posée, à savoir ce qui différencie fondamentalement le couplage continental du couplage océanique du point de vue de l'atmosphère, il faut à mon avis revenir sur le caractère dynamique des océans, qui s'oppose non pas tant au caractère statique des continents qu'à leur relatif « déterminisme ». Ce contraste est évident, mais est-il toujours à l'esprit des apprentis sorciers - dont je suis - lorsqu'ils prescrivent les conditions aux limites dans un modèle atmosphérique ? S'il s'agit des continents, cette expérience consiste essentiellement à couper des rétroactions. S'il s'agit des océans, on néglige également les modes de variabilité interne à l'océan ainsi que les modes couplés océan-atmosphère (tels que l'ENSO dont on peut légitimement douter qu'il existe un équivalent en terme de couplage continent-atmosphère). C'est une différence essentielle, car la variabilité résiduelle de l'atmosphère ainsi isolée est dans le second cas amputée de manière beaucoup plus sensible. C'est d'ailleurs ce qui explique que la plupart des expériences numériques visant à montrer l'influence des surfaces continentales aient été réalisées avec des TSM prescrites.

Rares sont les travaux où le rôle des surfaces continentales a été étudié dans un cadre plus réaliste, incluant notamment la variabilité océanique. On peut toutefois signaler l'article de Hu et al. (2004) dans lequel une ET climatologique est prescrite sur l'ensemble des continents dans un modèle couplé océan-atmosphère. En dehors du voisinage immédiat des surfaces continentales, les résultats montrent un impact très limité sur la variabilité totale du système climatique, bien que les auteurs soulignent une légère modulation de la fréquence de l'ENSO. On peut également citer les travaux de Bonan et al. (1992) et de Voltaire et Royer (2005) qui montrent que l'impact régional d'une déforestation massive n'est guère différent selon que l'on travaille avec TSM prescrites ou interactives, même si l'impact du couplage est significatif lorsqu'il s'agit d'une déforestation des régions boréales (Bonan et al. 1992). Globalement, ces quelques expériences suggèrent que l'utilisation de TSM prescrites n'est pas un problème pour analyser la réponse atmosphérique à une perturbation continentale, tant que cette perturbation n'induit pas de modification importante de la circulation atmosphérique. Elles soulignent non pas la faiblesse des rétroactions océaniques, mais l'influence limitée des surfaces continentales sur la variabilité atmosphérique.

Ainsi, la contribution des surfaces continentales à la variabilité du système climatique est loin d'être comparable à celle des océans. Si elle ne peut être totalement ignorée, notamment à l'échelle régionale, il semble dans la pratique bien souvent illusoire de vouloir en rendre compte de manière fine, tant l'évolution du système couplé océan-atmosphère est elle-même incertaine. C'est pourquoi il est notamment si difficile de montrer l'intérêt d'une meilleure représentation et/ou initialisation des surfaces continentales pour la prévision saisonnière (chapitre 4.2.1). De manière similaire, et même si dans ce cas la vérification est plus problématique, une description plus sophistiquée des rétroactions continentales n'est pas la garantie d'une projection plus réaliste du climat du 21^{ème} siècle (chapitre 4.2.2).

4.2. Continents et prévision saisonnière : mythe ou réalité ?

Précisons d'emblée qu'il ne s'agit pas ici de nier les progrès réalisés au cours des dernières décennies dans la compréhension de l'influence des surfaces continentales sur la variabilité et la prévisibilité climatique à l'échelle saisonnière (chapitre 3.2). L'objectif est plutôt d'illustrer combien cette influence est parfois mise en avant de manière exagérée, en s'appuyant sur des expériences numériques idéalisées ou des considérations purement statistiques, et en ayant parfois recours à des mécanismes physiques dont la pertinence reste à démontrer. Les climats de mousson, auxquels j'ai pu m'intéresser à l'occasion des projets européens WAMP, SHIVA, PROMISE et AMMA, se prêtent bien à cet exercice. Nous avons vu que les maxima de prévisibilité à longue échéance se situent sous les Tropiques. Bien que la persistance des anomalies de TSM puissent *a priori* suffire à expliquer cette répartition, il est légitime de s'interroger sur la contribution possible d'un effet mémoire continental. Cette hypothèse semble étayée par plusieurs études, mais elle a bien du mal à se concrétiser par des avancées significatives sur les scores de prévision.

4.2.1. Mousson Indienne

Commençons par balayer devant notre porte et revenons d'abord sur l'influence de la couverture neigeuse du continent Eurasiatique sur la mousson Indienne. Rappelons que cette influence a d'abord été suggérée par l'analyse statistique de séries observées (Blanford 1884, Hahn et Shukla 1976, Dey et Bhanu Kumar 1982, Dickson 1984), avant de faire l'objet de simulations numériques (Barnett et al. 1989, Yasunari et al. 1991). On peut cependant s'interroger sur le caractère réel ou accidentel de ce lien statistique en raison du nombre limité d'observations dont on dispose concernant la variabilité spatio-temporelle du manteau neigeux. Les données de hauteur de neige collectées par le réseau hydrométéorologique de l'ex-URSS (1966-1990) sont-elles suffisamment représentatives pour permettre une cartographie à l'échelle continentale ? Les observations satellitaires de l'extension du manteau neigeux (1972-actuel) couvrent-elles une période suffisante pour garantir la robustesse des corrélations ? De ce point de vue, l'étude de Gershunov et al. (2000) portant sur le déclin apparent de la relation entre l'ENSO et la mousson Indienne est édifiante : la variabilité multi-décennale observée de la corrélation entre l'ENSO et les pluies de mousson est finalement limitée au regard de ce qu'on peut attendre d'un effet purement stochastique. Ce résultat, s'il ne dit rien sur la réalité du lien entre neige et mousson, met en garde contre l'interprétation hâtive de corrélations obtenues sur une période limitée.

Bien qu'essentielle à la démarche déductive, l'analyse statistique des séries observées n'est donc pas suffisante pour asseoir une théorie, surtout lorsque les relations empiriques obtenues s'avèrent peu efficaces pour anticiper le futur, comme c'est souvent le cas en prévision saisonnière. C'est pourquoi il est en général important de réfléchir aux mécanismes qui peuvent sous-tendre de telles relations et d'en tester la pertinence grâce au laboratoire numérique, pour peu qu'on l'utilise de manière rigoureuse et sans *a priori*. Dans la pratique, la rigueur n'est pas toujours garantie. La sensibilité obtenue dépend de l'amplitude de la perturbation introduite, parfois difficile à déterminer à partir des observations. C'est pourquoi on commence en général par des expériences idéalisées dans lesquelles la variabilité totale du système climatique est volontairement restreinte et l'anomalie continentale est parfois exagérée. C'est notamment le cas de l'étude de Douville et Royer (1996) : le modèle atmosphérique est forcé par des TSM climatologiques et les anomalies initiales de hauteur de neige prescrites en fin d'hiver excèdent la variabilité inter-annuelle observée.

Des expériences plus réalistes ont cependant été proposées depuis quelques années, au fur et à mesure de la progression des moyens de calcul et/ou de l'apparition de nouveaux jeux de données concernant l'enneigement du continent Eurasiatique. Ose (1996) réalise des ensembles de simulations

atmosphériques dans lesquels il ajoute 50 kg/m² de neige au 1^{er} Mars sur différents domaines régionaux, soit deux fois moins que dans mes propres expériences et sur un domaine plus limité. Seules les anomalies ajoutées sur le plateau Tibétain ont un effet persistant sur la température de surface et un impact significatif sur la mousson Indienne, bien que les études statistiques suggèrent l'influence de régions situées plus au nord (Kripalani et al. 1996, Kripalani et Kulkarni 1999). Ferranti et Molteni (1999) utilisent des ensembles de simulations hivernales forcées par des TSM observées pour générer des anomalies initiales d'épaisseur de neige, puis poursuivre les simulations jusqu'en Octobre en utilisant des TSM climatologiques. Les résultats suggèrent un impact significatif sur la mousson Indienne et indépendant de la variabilité ENSO puisque le signal TSM est supprimé d'Avril à Octobre.

Ce résultat contredit donc l'hypothèse de Meehl (1994) selon laquelle le lien apparent entre neige et mousson traduirait en fait une perturbation plus globale de la circulation atmosphérique en réponse à des anomalies tropicales de TSM. De même, l'étude statistique de Robock et al. (2003), basée sur des séries observées et sur une reconstruction empirique de l'enneigement Eurasiatique à partir d'un l'indice NAO, indique que la relation entre neige et mousson est faible en ce qui concerne l'Eurasie et qu'elle est l'inverse de celle suggérée à la fin du 19^{ème} siècle par Blanford (1884) lorsqu'on limite l'analyse à l'enneigement du Plateau Tibétain. Robock et al. (2003) montrent également que les anomalies de neige sur le continent Asiatique ne peuvent guère persister au printemps puis en été via l'HS, en accord avec les travaux de Shinoda (2001) et de Ueda et al. (2006). Faut-il voir dans cette remarque une raison aux résultats contradictoires obtenus sur la téléconnexion neige-mousson ? Il se peut en effet que la sous-estimation du ruissellement simulé en période de fonte (manque de variabilité sous-maille, gel du sol non pris en compte ou sans effet sur la conductivité hydraulique) puisse conduire à surestimer les anomalies d'HS liées à la variabilité de l'enneigement hivernal, et ainsi aboutir à une surestimation de l'impact de cette variabilité sur l'atmosphère dans les modèles de climat.

Néanmoins, et afin d'embrouiller encore un peu plus les esprits, citons pour finir les travaux de Fasullo (2004) cherchant à réconcilier modèles et observations. L'analyse de la variabilité inter-annuelle de la couverture neigeuse observée et de ses liens avec l'ENSO d'une part et la mousson Indienne d'autre part montre un effet dominant de l'ENSO, mais suggère une influence résiduelle de l'enneigement observé sur le Sud-Ouest de l'Asie et sur le Tibet sur les pluies de mousson lorsque le signal ENSO est faible. Ce résultat, s'il ré-habilite en quelque sorte l'hypothèse de Blanford (1884), indique néanmoins que la variabilité du manteau neigeux exerce une influence secondaire sur la mousson Indienne, tant l'ENSO représente un mode de variabilité dominant sous les Tropiques.

4.2.2. Mousson Africaine

La mousson Africaine fournit un deuxième exemple du caractère parfois spéculatif des études s'attachant à montrer l'influence des surfaces continentales sur la variabilité climatique. On peut de ce point de vue distinguer deux échelles temporelles: d'une part la variabilité multi-décennale, d'autre part la variabilité inter-annuelle.

Le premier thème de recherche a été motivé par la sécheresse persistante qui a sévi au Sahel entre les années 1960 et la fin des années 1980, et qui a culminé entre 1982 et 1984 avec les conséquences tragiques que l'on connaît. Cette sécheresse exceptionnelle est souvent citée comme ayant fait l'objet des premiers travaux de modélisation visant à souligner la contribution des continents à la variabilité climatique. Le mécanisme radiatif de désertification de Charney (1975) ne peut cependant à lui seul expliquer la variabilité observée des précipitations, dont le signal ne concerne pas seulement les régions sub-Sahariennes mais une grande partie de l'Afrique de l'Ouest. Walker et Rowntree (1977) proposent un second mécanisme susceptible de contribuer à la persistance du déficit pluviométrique observé sur le Sahel : une rétroaction positive entre l'évapo-transpiration et les précipitations pourrait contribuer à amplifier la perturbation initiale. On est cependant loin du compte puisque la mémoire de l'HS mise en évidence par cette étude est de l'ordre de quelques semaines alors que la sécheresse observée est multi-décennale.

Ces travaux fondateurs ont néanmoins marqué les esprits et ont été le point de départ d'une « école de pensée » visant à privilégier la contribution des surfaces continentales dans l'explication de la variabilité de la mousson Africaine. A l'inverse, d'autres chercheurs se sont penché sur le rôle des conditions aux limites océaniques et ces études ont donné lieu à une abondante littérature qu'il est difficile de résumer en quelques lignes (lire le rapport de thèse de C. Caminade pour une synthèse sur ce thème). En bref, ces travaux montrent que la sécheresse Sahélienne peut être simulée par des modèles atmosphériques forcés par des TSM observées (ex : Giannini et al. 2003), mais ils fournissent des résultats contradictoires quant à l'influence respective de chaque bassin (Lu et Delworth 2005, Hoerling et al. 2006, Zhang et Delworth 2006). Par ailleurs, l'amplitude du signal obtenu est généralement inférieure à la tendance observée. Bien que ceci puisse s'expliquer par une contribution non négligeable de la variabilité interne de l'atmosphère (filtrée par la moyenne d'ensemble des simulations) ou de certains forçages radiatifs (gaz à effet de serre et/ou aérosols), certains chercheurs ont cru y voir la preuve d'une contribution continentale au déficit pluviométrique observé. Rares sont pourtant les simulations qui viennent étayer cette hypothèse. Les travaux les plus souvent cités sont ceux de Zeng et al. (1999) indiquant que les rétroactions de l'HS d'une part et du couvert végétal d'autre part pourraient amplifier de manière importante le signal climatique causé par le forçage océanique. Cette étude est cependant basée sur un modèle atmosphérique tropical simplifié (QTCM) dans lequel il est plus aisé de contrôler la variabilité climatique et sa sensibilité à la végétation (Zeng et Neelin 2000). A ma connaissance, seuls Wang et al. (2004) ont réussi à obtenir un résultat similaire avec un MCG atmosphérique. On peut toutefois douter de la robustesse de la rétroaction végétation-climat obtenue tant elle semble sensible au choix de la troncature du modèle.

Faut-il alors s'engouffrer dans la brèche ? Je ne le pense pas, et ceci pour plusieurs raisons. Premièrement, les explications données à l'influence de la végétation, lorsqu'elle existe, reposent essentiellement sur le recyclage régional des précipitations via l'évapo-transpiration (ET). Malheureusement, nous savons peu de chose sur la variabilité de l'HS à l'échelle continentale. Ainsi, si cette variabilité semble contribuer à la tendance multi-décennale des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest, est-elle correctement reproduite par les modèles ou au contraire surestimée en raison notamment d'une sous-estimation du ruissellement des régions arides via le mécanisme de Horton ? Surestimer les anomalies d'HS peut conduire à amplifier l'impact de la végétation lorsque la relation HS – ET est correctement calibrée. La sous-estimer peut *a contrario* conduire à une mauvaise calibration de cette relation et aboutir au même résultat, à savoir une forte sensibilité de l'ET à la végétation masquant une réponse insuffisante aux variations d'HS. C'est donc chaque maillon de la chaîne qui relie la variabilité des précipitations à celle de la végétation qui doit être validé, et pas seulement le résultat final.

Deuxièmement et de manière plus importante, le mode forcé repose sur une hypothèse forte, à savoir la relative passivité de l'atmosphère au sein du système climatique aux échelles de temps saisonnière à décennale. Cette approximation est régulièrement remise en cause depuis quelques années et le caractère fondamental du couplage océan-atmosphère pour la simulation de la variabilité climatique (notamment tropicale) devient de plus en plus flagrant (ex : Douville 2005). Il est ainsi légitime de se demander s'il faut attendre d'une simulation forcée par des TSM mensuelles réalistes qu'elle reproduise précisément la variabilité multi-décennale observée. Par ailleurs, les études contradictoires quant à la contribution des différents bassins océaniques à la sécheresse observée (Lu et Delworth 2005, Hoerling et al. 2006, Zhang et Delworth 2006) témoignent de la complexité des interactions entre la mousson Africaine et l'océan global et de la difficulté des modèles - forcés et couplés - à reproduire de telles téléconnexions (Joly et al. 2007). Dans ces conditions, le recours à une forte rétroaction des surfaces continentales ne peut t'il pas simplement combler les lacunes d'une modélisation irréaliste du couplage océan-atmosphère ?

Troisièmement, les TSM ne représentent pas l'unique forçage de l'atmosphère sur la période incriminée. En effet, la deuxième moitié du 20^{ème} siècle a vu une accélération des émissions anthropiques de GES et d'aérosols, ainsi qu'une utilisation toujours plus intensives des surfaces cultivables (IPCC 2001). Ecartons dès maintenant ce dernier facteur dont plusieurs études (ex : Taylor

et al. 2002) indiquent qu'il ne peut prétendre jouer un rôle important, même s'il a pu contribué de manière marginale à la sécheresse observée. L'influence des émissions anthropiques sur la réponse transitoire de la mousson Africaine a été récemment évaluée dans des simulations couplées océan-atmosphère du GIEC AR4 (Biasutti et Giannini 2006). Les résultats indiquent que plusieurs modèles simulent un Sahel plus sec à la fin du 20^{ème} siècle relativement à la période pré-industrielle, et suggèrent que près de 30% du déficit pluviométrique observé serait lié aux forçages radiatifs, en particulier aux aérosols dont l'importance avait déjà été soulignée par l'étude de Rotstayn et Lohmann (2002). Analysant plus particulièrement les résultats des modèles couplés du GFDL, Held et al. (2006) confirment l'influence des forçages anthropiques sur l'évolution de la mousson Africaine, mais indiquent au contraire un effet prépondérant des GES.

Quoiqu'il en soit, les expériences de Zeng et al. (1999) ou de Wang et al. (2004), visant à souligner la contribution de la végétation à la variabilité des précipitations sur le Sahel, font abstraction des forçages anthropiques. Elles doivent donc être interprétées avec beaucoup de précautions et des analyses plus exhaustives doivent être entreprises pour comparer et hiérarchiser les différentes sources de variabilité sur l'Afrique de l'Ouest. Une étude de ce type vient d'être publiée par Yoshioka et al. (2007). Elle conclut à un effet marginal (non significatif) des changements de végétation et souligne l'importance d'un forçage radiatif rarement pris en compte : celui des poussières désertiques qui pourrait expliquer 30% de la réduction des précipitations sur le Sahel au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle.

Passons maintenant à la variabilité inter-annuelle et à la prévision saisonnière des précipitations de mousson, qui représente un enjeu majeur pour la plupart des pays d'Afrique de l'Ouest. Dans la plupart des études, la végétation est prescrite et l'intérêt se porte essentiellement sur la mémoire de l'HS. Rowell et Blondin (1990) soulignent par exemple l'intérêt d'une initialisation réaliste du réservoir sol pour des prévisions météorologiques à 5 jours sur l'Afrique de l'Ouest. Plus récemment, Clark et al. (2004) soulignent l'importance de la rétroaction sol-précipitation aux échelles convectives. L'inter-comparaison GLACE de Koster et al. (2004), déjà plusieurs fois évoquée dans ce rapport, suggère que l'Afrique de l'Ouest est l'une des « hot spots » où la plupart des modèles atmosphériques globaux convergent sur l'importance du couplage continent-atmosphère à l'échelle intra-saisonnière.

Aucune de ces études ne prouve cependant que l'HS puisse jouer un rôle important pour la prévision saisonnière. Et franchir ce pas sans argument supplémentaire est un raccourci doublement critiquable. Premièrement, la variabilité inter-annuelle des précipitations est généralement dominée par les fluctuations de la convergence d'humidité (Brubaker et al. 1993, Trenberth 1999) et donc de la circulation de grande échelle. Deuxièmement, si la variabilité intra-saisonnière de l'HS a une influence notable sur les pluies de mousson, cela ne signifie pas nécessairement qu'il en est ainsi à l'échelle inter-annuelle où la variabilité océanique dans le Golfe de Guinée ou le Pacifique Tropical peut largement brouiller le signal continental. C'est d'ailleurs ce que souligne la plupart des travaux évoqués au chapitre 3.2. Qu'il s'agisse des résultats de Koster et al. (2000), Dirmeyer (2003) ou Douville (2003, 2004), la prévisibilité tropicale apparaît toujours comme étant largement dominée par le forçage océanique, tandis que le forçage continental s'exprime essentiellement en été aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord.

Au delà du recyclage de la vapeur d'eau, l'ET contribue également au bilan d'énergie en surface et influence directement les gradients de température qui pilotent les climats de mousson. Cet effet, déjà évoqué dans le cas de la réponse de la mousson indienne à une modification de l'HS sur l'Inde (Douville et al. 2001), a également fait l'objet d'une attention particulière sur l'Afrique de l'Ouest. Fontaine et Philippon (2000) soulignent en effet que le cycle annuel et la variabilité inter-annuelle de la mousson africaine peuvent s'expliquer en terme de gradients horizontaux (notamment méridiens) d'énergie statique humide dans la couche limite atmosphérique. Cela les amène à proposer un nouveau schéma statistique de prévision saisonnière des précipitations sahéliennes, dans lequel des prédicteurs classiques de TSM sont complétés par un indice d'énergie statique humide à 1000 hPa sur la côte guinéenne et un indice d'humidité spécifique à 500 hPa sur l'équateur (Philippon et Fontaine 1999).

L'idée n'est cependant pas nouvelle puisque, quelques années plus tôt, Landsea et al. (1993) suggèrent déjà que les précipitations cumulées sur la côte Guinéenne entre Août et Novembre représentent un excellent prédicteur des pluies de mousson observées sur le Sahel l'année suivante. Philippon et Fontaine (2002) voient alors dans cette relation empirique une nouvelle preuve de l'influence du gradient méridien d'énergie statique humide sur la variabilité inter-annuelle de la mousson. Les anomalies de précipitations sur la côte guinéenne en fin de saison des pluies (Septembre à Novembre) se traduiraient par des anomalies continentales d'énergie statique humide jusqu'en Mars-Avril de l'année suivante, grâce à un effet mémoire de l'eau du sol qui représenterait ainsi la courroie de transmission entre les deux saisons des pluies. Ce scénario, bien que fondé sur des arguments physiques, soulève de nombreuses questions. Que sait-on de l'amplitude et de la persistance des anomalies d'eau du sol présentes en fin d'année sur la côte Guinéenne ? Sont elles suffisantes pour influencer durablement la mousson de l'année suivante sur le Sahel ? Quelle est la robustesse du lien apparent entre les deux saisons des pluies ? N'y a t'il pas une autre explication à cette relation ?

Douville et al. (2007) ont tenté de répondre à ces questions en se basant d'une part sur les simulations atmosphériques évoquées au chapitre 3.2 (Conil et Douville 2007a), d'autre part sur une analyse statistique des TSM et des précipitations observées au 20^{ème} siècle. Les expériences consistent en des ensembles de 10 simulations couvrant la période 1986-1995 pour laquelle on dispose d'une climatologie d'eau du sol (GSWP-2) cohérente avec le modèle Arpège. L'expérience de contrôle utilise des TSM mensuelles observées et une HS interactive, tandis que les expériences perturbées voient le réservoir profond d'ISBA rappelé vers la climatologie GSWP et des TSM observées ou climatologiques. La relaxation n'aboutit à aucune amélioration de la prévisibilité potentielle ou réelle des précipitations cumulées sur la saison de mousson (Juin à Septembre). Un effet mémoire apparaît cependant en fin de mousson et après la saison des pluies, au moment où le niveau moyen et la variabilité inter-annuelle de l'HS sont les plus forts (Fig. 4.3). Par ailleurs, la comparaison de la climatologie GSWP avec la réanalyse ERA40 indique une forte similarité de la variabilité du contenu en eau de la zone racinaire et de l'ET sur l'Afrique de l'Ouest (Fig. 2.9), suggérant une relative robustesse des anomalies d'humidité prescrites dans le modèle Arpège-Climat. Cette comparaison révèle également que les anomalies d'HS sont beaucoup plus persistantes que les anomalies d'ET, notamment en saison sèche. Ce résultat est cohérent avec l'absence d'une mémoire inter-annuelle dans nos simulations. Quand bien même l'HS montre une variabilité inter-annuelle résiduelle en saison sèche, celle-ci ne se traduit pas par une variabilité de l'ET et ne peut donc contribuer à un effet mémoire de l'HS sur les précipitations d'une saison des pluies à la suivante (à condition que les aquifères, ignorées dans la plupart des modèles, ne jouent pas un rôle important à cette échelle).

Il faut évidemment considérer avec prudence de tels résultats, tant le couplage continent-atmosphère diffère d'un modèle à l'autre (Koster et al. 2005) et en raison des biais qui entachent la climatologie de la mousson Africaine dans le modèle Arpège-Climat (même si ce dernier n'a pas à rougir d'une comparaison multi-modèles dans ce domaine). On peut toutefois s'interroger sur le bien-fondé de l'hypothèse initiale, à savoir le rôle joué par une région continentale de quelques degrés de latitude, lorsqu'on sait l'importance du forçage océanique sur la variabilité tropicale (Giannini et al. 2003). Ne peut on pas imaginer que le lien inter-annuel identifié entre les deux saisons des pluies puisse être un artéfact stochastique traduisant simplement l'influence des océans sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest ? C'est en tout cas ce que suggère les résultats d'une analyse statistique des séries observées (Douville et al. 2007). Premièrement, lorsqu'on analyse de plus près la corrélation entre les deux saisons des pluies sur l'ensemble du 20^{ème} siècle, on constate qu'elle s'explique en grande partie par la variabilité multi-décennale de la pluviométrie. Cette échelle temporelle est difficilement conciliable avec un effet mémoire du contenu en eau du sol, à moins d'y ajouter un effet végétation cependant peu crédible en raison de la faible variabilité du couvert végétal sur la côte Guinéenne. Deuxièmement, lorsqu'on isole la composante inter-annuelle des séries observées, une corrélation résiduelle subsiste d'une année sur l'autre entre les pluies sur la côte Guinéenne et le Sahel, mais elle peut s'expliquer par l'influence conjuguée des TSM du Golfe de Guinée et du Pacifique équatorial sur l'Afrique de l'Ouest (Fig. 4.4). Ce scénario permet non seulement de comprendre le lien apparent entre les deux saisons des pluies, mais également la modulation de ce lien entre la première et la seconde moitié du 20^{ème} siècle.

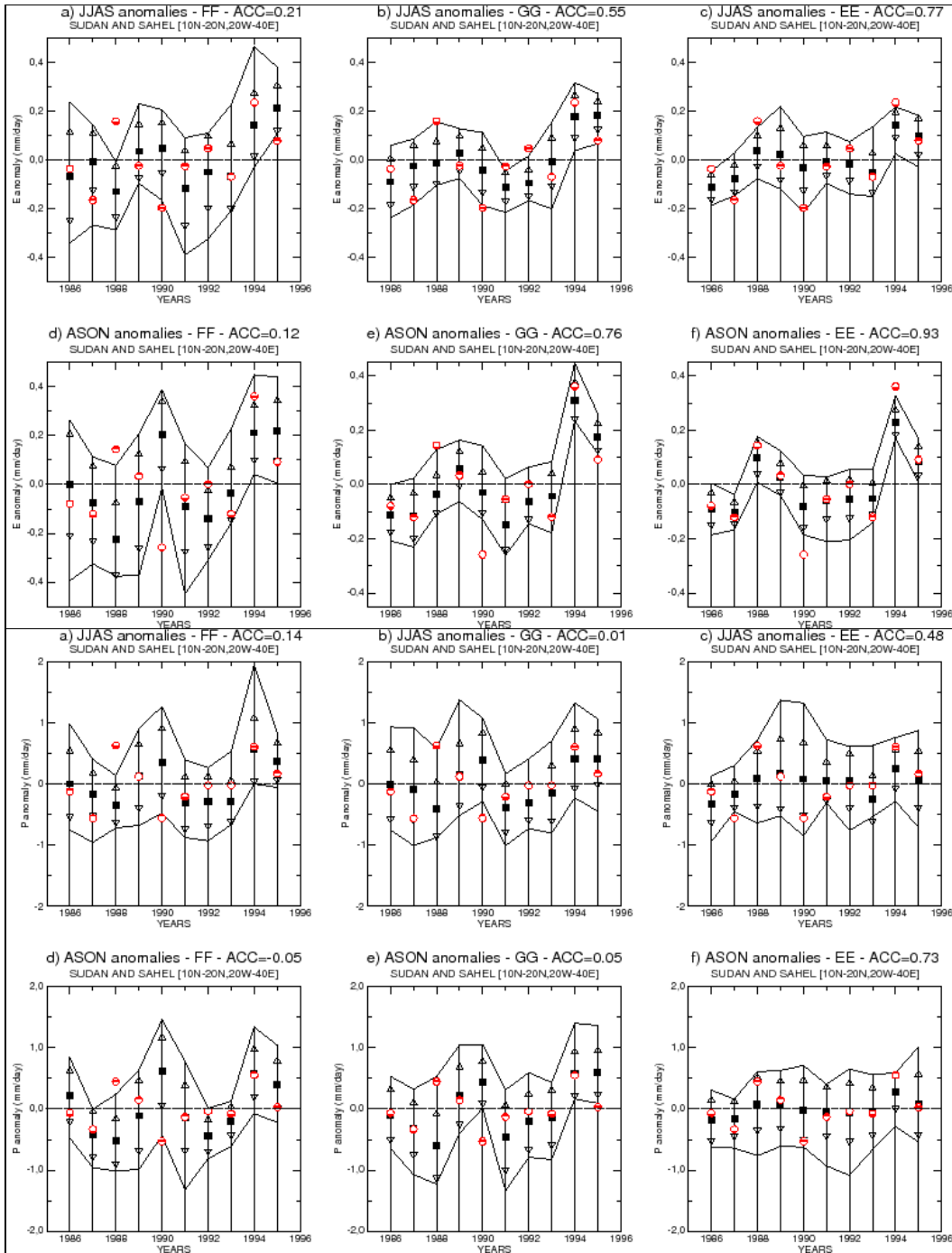
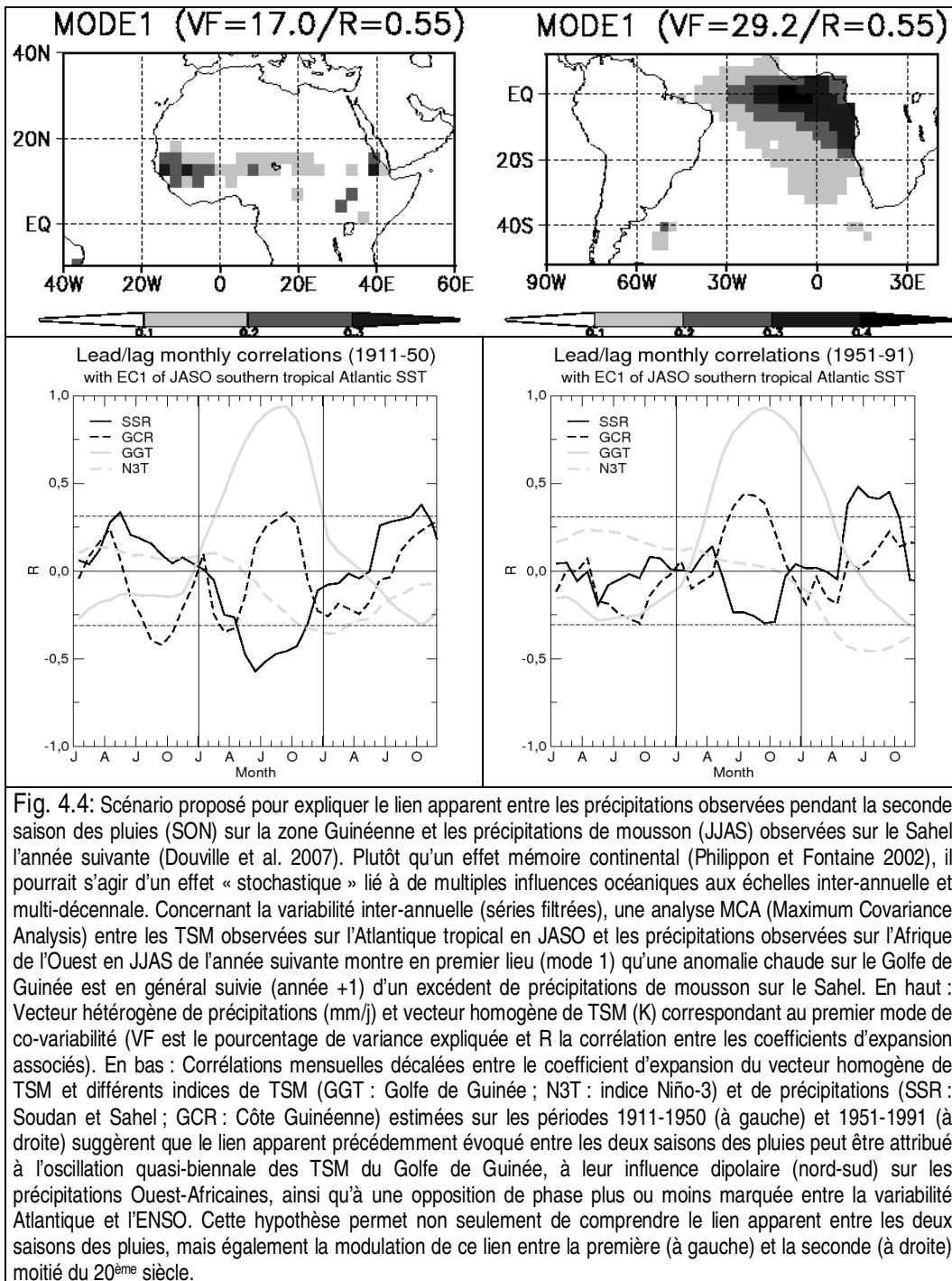


Fig. 4.3: Evolution de 1986 à 1995 d'anomalies saisonnières (mm/j) d'évapo-transpiration (en haut) et de précipitations (en bas) moyennées sur l'Afrique sub-Saharienne de Juin à Septembre (JJAS) ou d'Août à Novembre (ASON). Cercles rouges : les anomalies observées (GSWP2 et CRU2). Carrés noirs : la moyenne d'ensemble des anomalies simulées. Figurent également les valeurs min et max, (traits noirs) et la moyenne ± 1 écart-type (triangles) issues des simulations. De gauche à droite, on compare les résultats des expériences FF (HS interactive et TSM observées), GG (HS relaxée vers GSWP-2 et TSM observées) et EE (HS relaxée vers GSWP-2 et TSM climatologiques). L'ACC (Anomaly Correlation Coefficient) indique la corrélation temporelle entre les anomalies observées et la moyenne d'ensemble des anomalies simulées. Bien que le signal HS ait clairement une influence positive sur la simulation de la variabilité inter-annuelle de l'évapo-transpiration, les précipitations de mousson restent peu sensibles à ce signal dans le modèle Arpège-Climat, si ce n'est à la fin de la saison (ASON) lorsque le recyclage régional de la vapeur d'eau commence à prendre le pas sur la convergence d'humidité à grande échelle (Douville et al. 2007).



4.3. Continents et changement climatique : un rôle surestimé ?

Qu'il s'agisse des simulations paléoclimatiques ou des scénarios du 21^{ème} siècle dont il est ici question, les adeptes d'une influence importante des surfaces continentales, notamment de la végétation, font également preuve d'une grande pugnacité pour faire passer leur message. Il faudra par exemple m'expliquer (et me démontrer) en quoi un modèle de végétation dynamique est indispensable à la réalisation de scénarios climatiques limités à l'horizon 2030 comme il est aujourd'hui encore préconisé dans les documents de préparation au prochain exercice d'inter-comparaison du GIEC ? Autre exemple, j'ai récemment eu une discussion houleuse à l'Académie d'Agriculture à l'issue de présentations sur l'influence de l'utilisation des sols et de l'irrigation sur le climat global. J'ai apparemment créé la surprise en refusant de mettre ces forçages anthropiques sur un pied d'égalité avec la question de l'accroissement des émissions de gaz à effet de serre. Il ne s'agit pas ici de minimiser la qualité scientifique des travaux réalisés par mes collègues, mais de relativiser l'importance des processus étudiés au regard des multiples incertitudes qui pèsent sur les projections climatiques et de l'urgence qu'il y a aujourd'hui à préciser les conséquences régionales du réchauffement global, notamment en terme d'hydrologie et de ressources en eau. Il s'agit aussi d'affirmer qu'on ne pourra pas lutter efficacement contre l'accroissement de l'effet serre, même à l'échelle régionale, en tentant d'optimiser l'utilisation des sols et les pratiques agricoles, tant les ordres de grandeur sont différents en terme de forçage radiatif et malgré les limites de ce concept (Davin et al. 2007).

4.3.1. Retour sur les projets LSPCR et CEFIPRA

Le projet européen LSPCR (Land Surface Processes and Climate Response) coordonné par J. Polcher a déjà été mentionné au chapitre 3.3. Lancé à la fin des années 1990, il visait essentiellement à évaluer l'influence de la paramétrisation des surfaces continentales dans des expériences de changement climatique à l'équilibre et à la comparer à l'influence des différents MCG atmosphériques impliqués dans cette inter-comparaison. Chaque équipe était supposée réaliser deux paires de simulations à l'équilibre (climats actuel et futur) en utilisant deux schémas de surface ou deux versions distinctes d'un même schéma. Outre l'analyse des rétroactions potentielles de la végétation dans les simulations Arpège-Climat, j'ai profité de ce projet pour étudier la robustesse de la réponse de la mousson Indienne dans les 4 modèles ayant participé au projet (Douville et al. 1999). Malgré l'utilisation d'anomalies de TSM identiques issues d'un scénario transitoire du Met Office, la réponse des précipitations de mousson est très variable d'une expérience à l'autre et n'est pas fortement contrainte par le réchauffement continental simulé au printemps (Fig. 4.5a). Au delà du choix du modèle atmosphérique, il semble donc que la paramétrisation des surfaces continentales représente une incertitude majeure pour prévoir les conséquences régionales d'un doublement de CO₂.

Lorsqu'on compare les résultats du projet LSPCR avec la réponse de la mousson Indienne simulée par 14 modèles couplés ayant participé aux simulations du GIEC AR4 (Fig. 4.5b), on est frappé de constater que la dispersion des anomalies de précipitations est faible au regard de celle obtenue dans les expériences LSPCR, malgré une incertitude beaucoup plus forte sur le réchauffement en surface. Ceci témoigne à mon sens de l'importance des rétroactions océaniques, ignorées dans les expériences LSPCR, et cependant fondamentales à la compréhension de l'ajustement de la mousson aussi bien au forçage radiatif lié aux GES qu'à une modification du MSC et donc des températures continentales. Les travaux récents de Sutton et al. (2007) sur le contraste terre-mer dans le réchauffement en surface simulé dans les scénarios du GIEC montrent qu'il ne relève pas tant du différentiel d'inertie thermique entre les océans et les continents que de la réponse contrastée du flux de chaleur latente, en raison du contenu en eau limité des sols. Ils indiquent par ailleurs que le ratio Φ des anomalies de température continentale et océanique est relativement stable et ne dépend guère de la température moyenne du globe à l'échelle multi-décennale. A plus courte échéance, on pourrait

cependant s'attendre à un effet plus net du différentiel d'inertie thermique et à des variations plus marquées de Φ . Lambert et Chiang (2007) montrent qu'il n'en est rien et expliquent ce résultat par l'importance des variations rapides du stock d'énergie dans l'océan superficiel. Ce résultat souligne à nouveau le caractère fondamental du couplage océan-atmosphère et son importance pour prévoir les conséquences régionales du réchauffement global. De par leur protocole, les expériences LSPCR aboutissent à une perturbation exagérée du ratio Φ , et donc à une réponse probablement irréaliste des circulations de mousson et des précipitations associées.

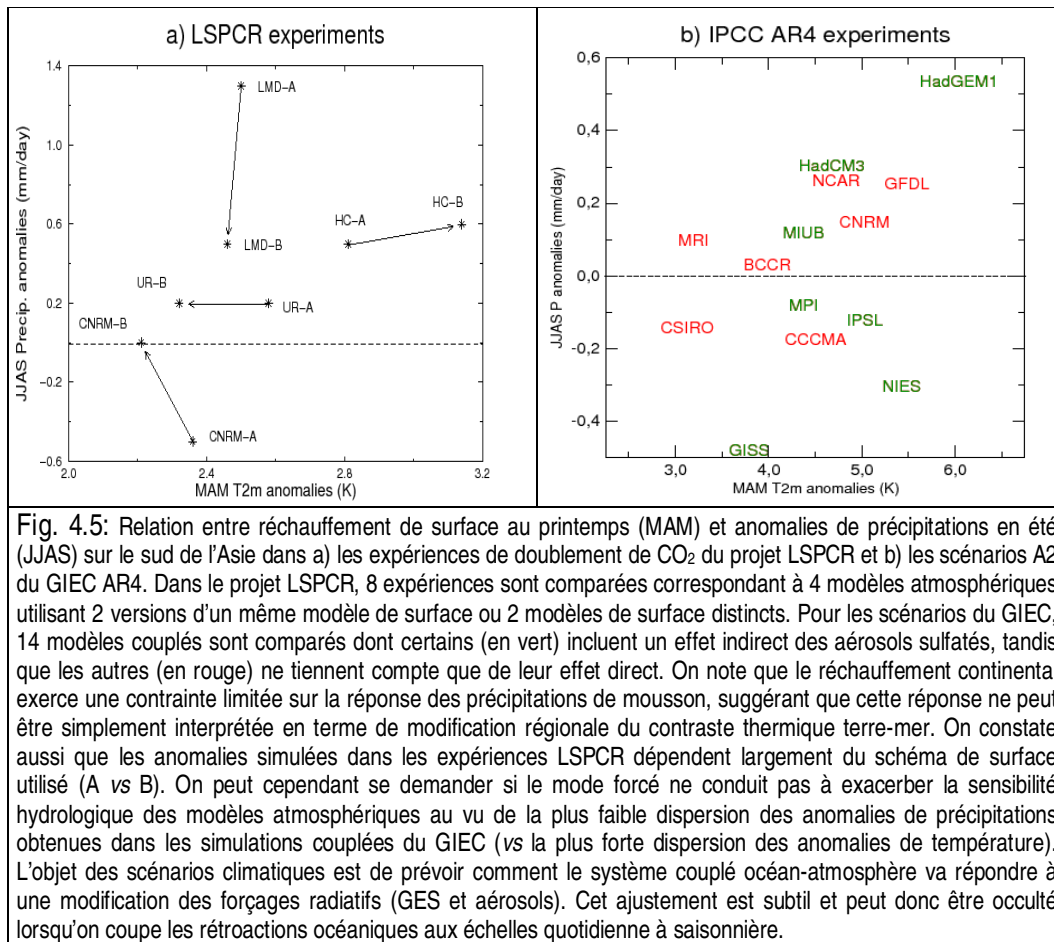


Fig. 4.5: Relation entre réchauffement de surface au printemps (MAM) et anomalies de précipitations en été (JJAS) sur le sud de l'Asie dans a) les expériences de doublement de CO_2 du projet LSPCR et b) les scénarios A2 du GIEC AR4. Dans le projet LSPCR, 8 expériences sont comparées correspondant à 4 modèles atmosphériques utilisant 2 versions d'un même modèle de surface ou 2 modèles de surface distincts. Pour les scénarios du GIEC, 14 modèles couplés sont comparés dont certains (en vert) incluent un effet indirect des aérosols sulfatés, tandis que les autres (en rouge) ne tiennent compte que de leur effet direct. On note que le réchauffement continental exerce une contrainte limitée sur la réponse des précipitations de mousson, suggérant que cette réponse ne peut être simplement interprétée en terme de modification régionale du contraste thermique terre-mer. On constate aussi que les anomalies simulées dans les expériences LSPCR dépendent largement du schéma de surface utilisé (A vs B). On peut cependant se demander si le mode forcé ne conduit pas à exacerber la sensibilité hydrologique des modèles atmosphériques au vu de la plus faible dispersion des anomalies de précipitations obtenues dans les simulations couplées du GIEC (vs la plus forte dispersion des anomalies de température). L'objet des scénarios climatiques est de prévoir comment le système couplé océan-atmosphère va répondre à une modification des forçages radiatifs (GES et aérosols). Cet ajustement est subtil et peut donc être occulté lorsqu'on coupe les rétroactions océaniques aux échelles quotidienne à saisonnière.

Les résultats du projet LSPCR m'ont cependant incité à poursuivre l'analyse des incertitudes sur la réponse de la mousson Indienne au réchauffement global dans le cadre d'un projet CEFIPRA¹ soumis conjointement avec R. Kumar Kolli alors directeur adjoint de l'IITM². En raison des moyens de calcul limités dont je disposais et afin d'étayer mon intuition sur les limitations importantes de cette technique, je me suis à nouveau appuyé sur des expériences de type « time-slice », mais en récupérant des anomalies de TSM directement produites par notre modèle couplé (CNRM-CM2) de manière à pouvoir comparer ces expériences à un scénario de référence (Ashrit et al. 2003) utilisant la même version du modèle Arpège et les mêmes forçages radiatifs. Outre l'étude de la rétroaction de l'HS décrite au chapitre 3.3, le projet CEFIPRA fut surtout pour moi l'occasion de faire écho à l'article de May

¹ Centre Franco-Indien de Promotion de la Recherche Avancée

² Indian Institute of Tropical Meteorology

et Roeckner (2001) dont j'avais été « reviewer » sans que mes recommandations aient été véritablement suivies d'effet. Basée sur la comparaison d'un scénario couplé à basse résolution et d'une expérience de changement climatique « à l'équilibre » forcée par les TSM brutes de la simulation couplée, cette étude montre des différences significatives dans la réponse de la mousson Indienne, qu'elle attribue à l'accroissement de résolution du modèle atmosphérique sans se soucier le moins du monde des conséquences possibles du mode forcé. C'est pourquoi j'avais suggéré de réaliser une expérience intermédiaire, à savoir une paire de simulations atmosphériques à l'équilibre mais à la résolution du modèle couplé servant de référence.

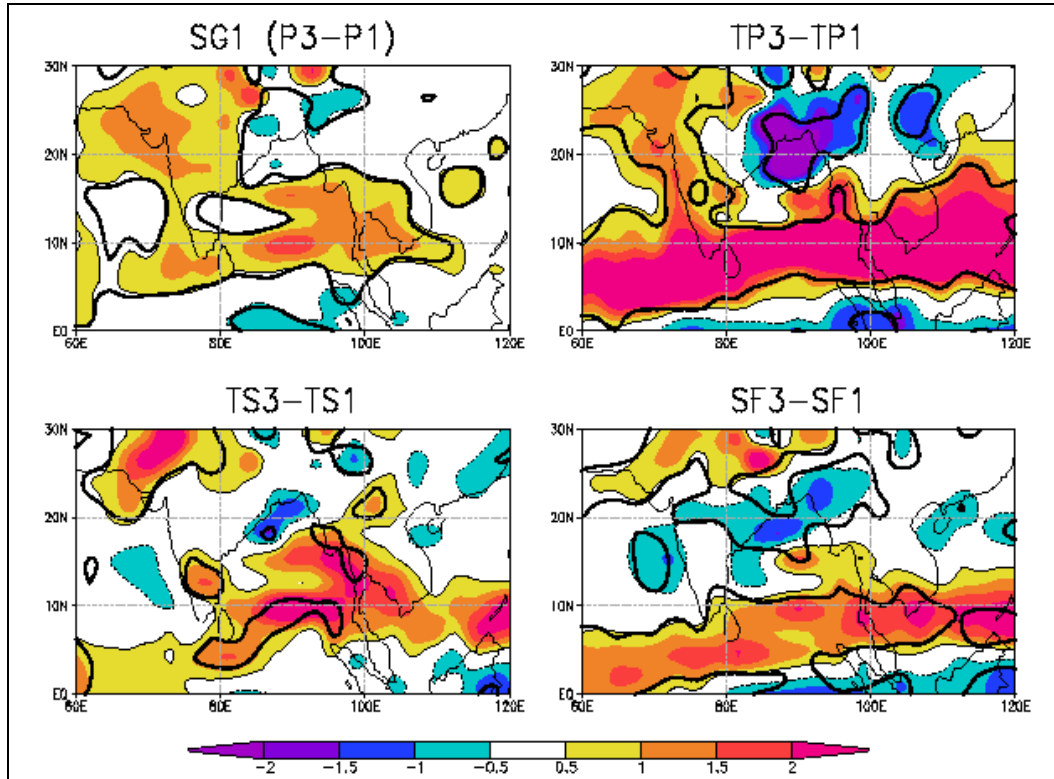


Fig. 4.6: Anomalies estivales de précipitations (mm/j) simulées sur le sud de l'Asie entre les périodes P1 (2050-2099) et P3 (1950-1999) dans un scénario transitoire de référence (SG1) réalisé avec le modèle couplé CNRM-CM2 et dans 3 paires d'expériences de changement climatique à l'équilibre utilisant un forçage radiatif identique mais des conditions aux limites de TSM différentes : TP1/TP3) climatologies mensuelles P1 et P3 directement issues du modèle couplé, TS1/TS3) superposition des anomalies mensuelles climatologiques P3-P1 du modèle couplé à la climatologie mensuelle observée, SF1/SF3) superposition des anomalies mensuelles climatologiques P3-P1 du modèle couplé aux TSM observées de 1950 à 1999 (en conservant la variabilité inter-annuelle). Les anomalies significatives sont indiquées par un trait noir épais. Aucune des expériences « time-slice » ne permet de reproduire précisément la réponse du modèle couplé, surtout lorsque la variabilité inter-annuelle des TSM est conservée dans le forçage océanique (Douville 2005).

N'obtenant pas gain de cause, j'ai décidé de m'attaquer moi même à cette question et de comparer les différents protocoles couramment utilisés pour réaliser des simulations de changement climatique à l'équilibre : TSM climatologiques ou non, corrigées ou non des biais systématiques du modèle couplé (Douville 2005). Les résultats montrent d'une part qu'aucun protocole ne permet réellement de reproduire les anomalies de précipitations de mousson simulées par le modèle couplé CNRM-CM2 (Fig. 4.6). Ils suggèrent d'autre part que, bien que l'utilisation de TSM climatologiques soit un obstacle pour comprendre la réponse du modèle couplé, conserver la variabilité inter-annuelle des

TSM dans les conditions aux limites des simulations à l'équilibre n'est pas une solution sous les Tropiques tant cette variabilité résulte fondamentalement du couplage océan-atmosphère. Je relate ici cet épisode pour souligner à nouveau les risques d'une interprétation subjective des simulations lorsqu'on a en tête les conclusions de l'étude avant de l'avoir réalisée. Je veux aussi, sans amertume, faire remarquer à quel point la rigueur scientifique est parfois mise en danger. J'aurais pu me contenter de valoriser mes résultats sur les rétroactions associées à l'assèchement estival des moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, et ainsi ajouter une page originale à la littérature déjà abondante sur le rôle des surfaces continentales dans les scénarios climatiques. Au lieu de quoi, j'ai publié un article à mon avis aussi important mais moins « dans l'air du temps » car la critique, même lorsqu'elle est constructive, passe bien souvent pour un manque d'enthousiasme voire un excès de pessimisme.

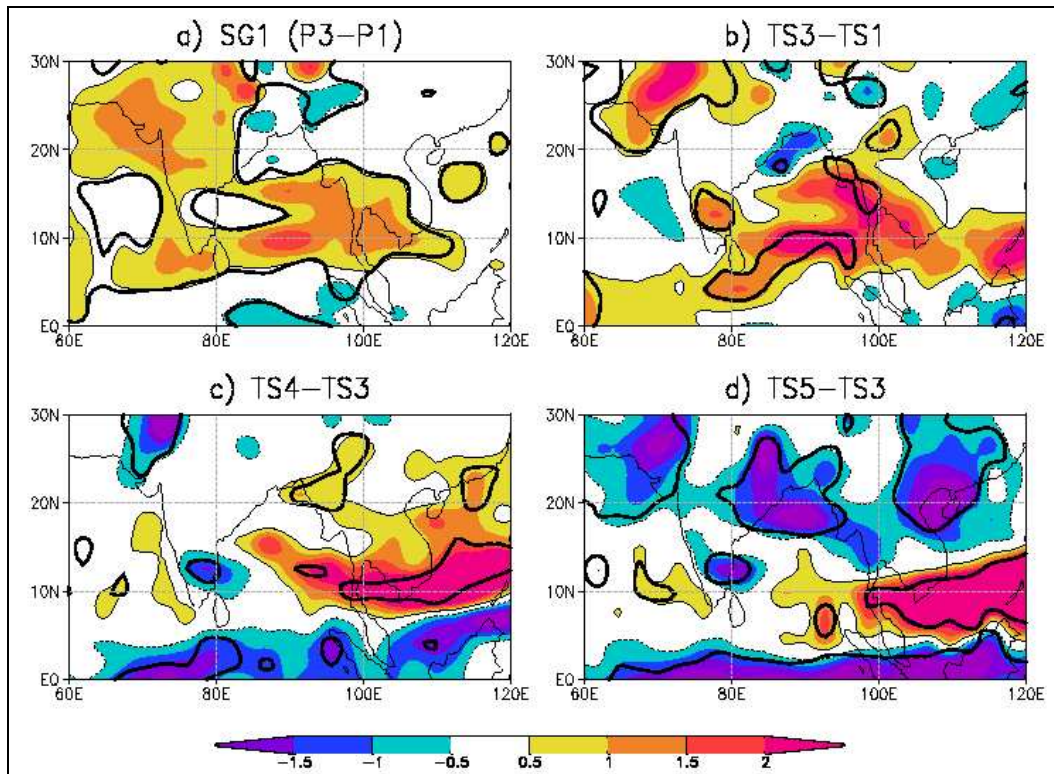


Fig. 4.7: a) Anomalies estivales de précipitations (mm/j) simulées sur le sud de l'Asie entre les périodes P3 (2050-2099) et P1 (1950-1999) dans un scénario transitoire de référence (SG1) réalisé avec le modèle couplé CNRM-CM2 ; b) Anomalies obtenues dans une paire d'expériences de changement climatique à l'équilibre dans laquelle l'expérience de contrôle (TS1) est forcée par la climatologie mensuelle des TSM observées tandis que l'expérience perturbée (TS3) est forcée par les anomalies mensuelles de TSM climatologiques P3-P1 du modèle couplé superposée à la climatologie mensuelle observée ; c) Effet sur la projection du climat futur de la suppression du gradient zonal d'anomalies de TSM dans le Pacifique tropical (TS4 vs TS3) ; Effet sur la projection du climat futur d'un renforcement artificiel de la rétroaction de la banquise Antarctique sur les TSM de l'Océan Austral (TS4 vs TS3). La structure asymétrique ou non du réchauffement prescrit sur le Pacifique tropical a notamment un effet dramatique sur les précipitations de mousson, du même ordre de grandeur mais généralement de signe opposé aux changements de précipitations simulés dans le scénario climatique SG1 et plus ou moins bien reproduits par les expériences « time-slice » de référence TS1 et TS3 (Douville 2006a).

L'autre inconvénient de cet article est qu'il rend en partie caduque certains de mes propres travaux, y compris ceux effectués en parallèle dans le cadre du projet CEFIPRA. Un autre volet du projet a effectivement consisté à tester l'influence de modifications régionales des anomalies de TSM sur la réponse de la mousson, dans des secteurs (Pacifique tropical, pourtour du continent Antarctique)

où le réchauffement océanique simulé par le modèle couplé CNRM-CM2 me semblait particulièrement incertain (Douville 2006a). Ces expériences supplémentaires sont probablement moins critiquables que celles consistant à couper la rétroaction de l'HS car elles correspondent à des perturbations limitées des TSM, sans modification notable du ratio Φ évoqué précédemment. Elles ont notamment permis de souligner la forte sensibilité des changements de précipitations prévus sur le sud de l'Asie à la distribution zonale des anomalies de TSM prescrites sur le Pacifique tropical (Fig. 4.7). Bien que le fait de prescrire une moyenne zonale du réchauffement simulé par le modèle couplé sur le Pacifique tropical induise des anomalies supplémentaires de TSM toujours inférieure à 0.5°C, cette perturbation des conditions aux limites océaniques suffit à générer des anomalies de précipitations du même ordre de grandeur que celles induites par les forçages anthropiques dans le scénario climatique de référence. Ainsi, bien qu'une majorité de modèles couplés ayant participé aux simulations GIEC AR4 indique que le Pacifique tropical pourrait subir un réchauffement asymétrique (de type « El Niño ») au cours du 21^{ème} siècle, ce contraste Est-Ouest est loin d'être systématique et demeure une incertitude majeure pour prévoir les changements de précipitations sous les Tropiques (Douville 2006a).

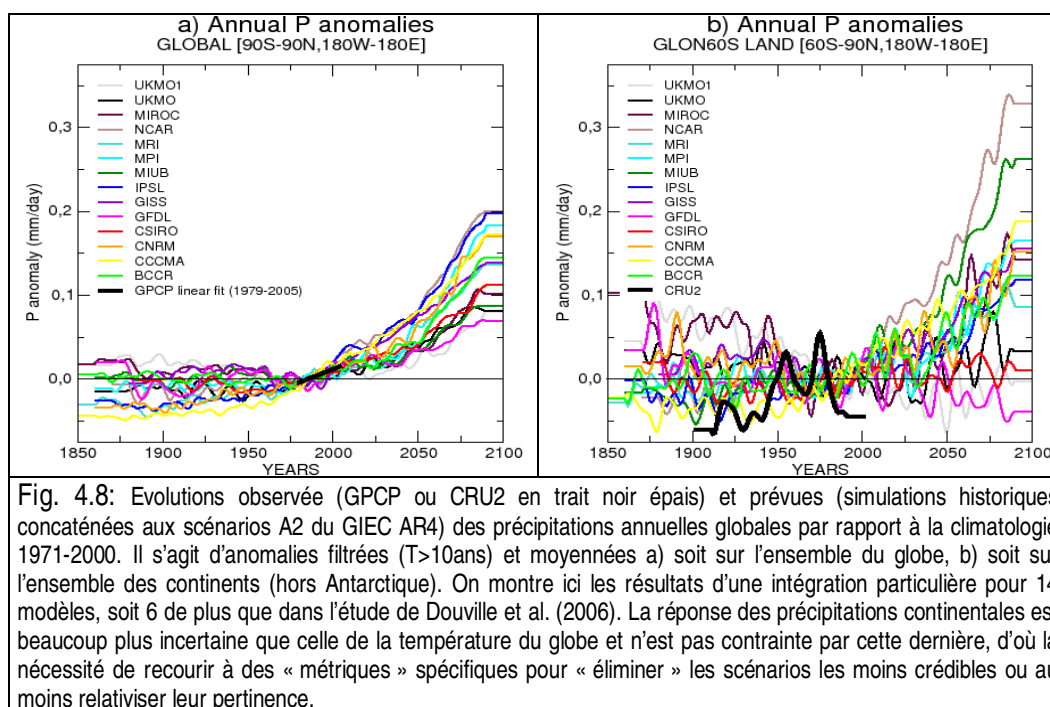
En résumé, si le mode « time-slice » permet d'identifier à moindre coût les signaux atmosphériques liés à une modification des conditions aux limites océaniques ou continentales, le caractère idéalisé de ces expériences ne doit pas être oublié, ni le fait qu'elle ne permettent pas réellement de comparer le rôle des continents à celui des océans en tant que conditions aux limites du modèle atmosphérique. C'est un point qui me semble avoir été trop souvent sous-estimé. Il est par exemple très exagéré d'affirmer que le projet LSPCR ait permis de déterminer (je cite ici le rapport de HDR de J.Polcher) « lequel des deux systèmes - continent ou atmosphère - contribue le plus aux incertitudes » dans les scénarios climatiques. Si les expériences avaient été réalisées avec des modèles couplés océan-atmosphère, les conclusions de ce projet auraient probablement été très différentes car les anomalies de TSM se seraient ajustées selon le modèle atmosphérique et/ou continental utilisé, et ceci de manière beaucoup plus radicale en ce qui concerne le choix du modèle atmosphérique dont l'impact sur les flux océaniques est à l'évidence beaucoup plus important.

4.3.2. Analyse des scénarios GIEC AR4

L'impact des émissions anthropiques de gaz à effet de serre (GES) sur le climat constitue à n'en pas douter un défi majeur pour les scientifiques et plus généralement pour l'humanité. Alors que la contribution de ces émissions au réchauffement planétaire observé depuis le début de l'ère industrielle est avéré et que son accélération au cours des prochaines décennies est inéluctable, l'amplitude du réchauffement prévu à la fin du 21^{ème} siècle dépend d'une part des hypothèses que l'on peut formuler quant à la capacité de nos sociétés à réagir à cette menace (scénarios économiques), d'autre part des nombreux processus physiques, chimiques et biologiques mis en oeuvre dans les modèles climatiques.

Ces deux sources d'incertitudes sont trop souvent considérées comme « équivalentes » dans la mesure où elles génèrent des barres d'erreur similaires sur la température du globe (IPCC 2001). C'est oublier qu'elles sont de nature très différente. Les GES se caractérisent en général par un temps de résidence atmosphérique relativement long. C'est d'ailleurs ce qui les rend particulièrement dangereux car une molécule émise aujourd'hui pourra avoir des effets pendant plusieurs décennies, voire plusieurs siècles si l'on tient compte des rétroactions positives du système climatique. En revanche, une conséquence plus heureuse de cette longévité est la relative uniformité de la distribution des principaux GES d'origine anthropique, tels que le dioxyde de carbone (CO₂), le méthane (CH₄) ou le protoxyde d'azote (N₂O). En effet, cette homogénéité spatiale simplifie singulièrement la tâche des scientifiques puisque passer d'un scénario économique (c'est à dire d'un scénario d'émission) à un autre revient *grosso modo* à modifier le niveau global des concentrations de GES. Ainsi, les « patterns » du changement climatique ne sont guère modifiés et c'est surtout l'amplitude des signaux régionaux qui est modulée et peut donc assez aisément être interpolée ou extrapolée à partir d'un nombre restreint de scénarios de référence.

Il faut noter par ailleurs que la température moyenne du globe ne dit pas tout, loin s'en faut, sur les climats régionaux, notamment sur la réponse du cycle hydrologique. Ainsi, si de nombreuses études ont cherché à préciser la sensibilité du système climatique au forçage radiatif que représentent les émissions anthropiques de GES, ainsi qu'à évaluer les différentes rétroactions climatiques susceptibles de moduler la réponse à la perturbation initiale (Bony et al. 2006), cette sensibilité et ces rétroactions sont trop souvent définies en terme de température et pas assez en terme de précipitations ou de ressources en eau. Dans ce domaine, il reste beaucoup à faire et les résultats issus des simulations réalisées en vue du GIEC AR4 indiquent que les progrès réalisés depuis le précédent rapport (IPCC 2001) sont plutôt limités (Douville et al. 2006). Le lecteur pourra se référer au chapitre 5 du livre blanc ESCRIME (Douville et Terray 2007) pour une synthèse sur ce sujet. Notons simplement ici que les incertitudes sont réparties de manière très hétérogène et qu'elles restent substantielles lorsqu'on isole la fraction continentale de la moyenne globale des précipitations annuelles (Fig. 4.8).



Dans ce contexte, il est évidemment crucial de hiérarchiser les problèmes et de déterminer quels sont les principaux processus responsables des divergences entre les modèles. Les principales sources d'incertitude recensées dans la littérature concernent notamment la paramétrisation des effets directs et indirects des aérosols anthropiques (Liepert et al. 2004, Ramanathan et al. 2006), la répartition spatiale des anomalies de TSM sous les tropiques (Barsugli et al. 2006, Douville 2006a), ainsi que la simulation des téléconnexions entre précipitations et TSM tropicales (Douville et al. 2006, Joseph et Nigam 2006, Joly et al. 2007). Une autre interrogation majeure concerne la réponse de l'évaporation globale. La plupart des modèles s'accordent sur un renforcement de l'évaporation océanique dès le 20^{ème} siècle, mais cette tendance reste difficile à vérifier dans les observations (Liu and Curry 2006). La réponse continentale est quant à elle très variable d'un modèle à l'autre, non seulement en raison des incertitudes déjà évoquées sur les précipitations, mais également en raison de l'introduction de nouvelles paramétrisations dans les modèles, tel que l'effet anti-transpirant du CO_2 atmosphérique (Gedney et al. 2006).

Devant de telles incertitudes, il est urgent de réfléchir aux moyens de contraindre la réponse hydrologique des modèles couplés dans les scénarios climatiques (Allen et Ingram 2002, Held et Soden 2006). Les simulations paléo-climatiques permettent notamment de tester la sensibilité des modèles à des forçages externes relativement importants, même si la validation ne repose alors que sur des observations indirectes et partielles. Les forçages radiatifs, surtout liés aux paramètres astronomiques, sont malheureusement d'une autre nature que ceux pris en compte dans les expériences du GIEC et les rétroactions climatiques ne sont pas nécessairement linéaires. Ainsi, la sensibilité globale des modèles aux forçages anthropiques est faiblement contrainte par celle obtenue dans les simulations couplées du dernier maximum glaciaire (Crucifix 2006), une époque à laquelle la température moyenne du globe était inférieure de 4 à 7°C à celle que nous connaissons aujourd'hui.

Les études de détection-attribution représentent une solution potentiellement plus efficace dans la mesure où les forçages radiatifs considérés sont alors directement ceux qui piloteront l'essentiel des changements climatiques du 21^{ème} siècle. On peut néanmoins critiquer cet argument car le rôle des aérosols semble primordial pour comprendre la variabilité des températures observées depuis 1900 mais secondaire dans le réchauffement prévu au cours du 21^{ème} siècle (Dufresne et al. 2005). De plus, le caractère limité des observations disponibles au cours du 20^{ème} siècle et l'importance de la variabilité naturelle des précipitations sont des obstacles majeurs. Une étude récente, basée sur la moyenne globale des précipitations continentales, indique que le signal anthropique n'est détecté que dans la moitié des modèles étudiés (Lambert et al. 2005). La formulation des modèles paraît ainsi plus importante que le raffinement des forçages utilisés pour mettre en évidence une modification du cycle hydrologique. En ce qui concerne la répartition géographique des changements climatiques, la méthode classique des « empreintes climatiques » a rarement été appliquée aux précipitations, même si quelques études ont été réalisées à l'échelle régionale (Spagnoli et Planton 2002). Le rapport signal sur bruit est en effet généralement beaucoup plus faible que pour la température de surface. Les travaux de Hegerl et al. (2004) redonnent cependant un peu d'espoir car ils suggèrent que les changements prévus sur les queues de distribution pourraient être plus robustes que la réponse des précipitations en moyenne annuelle ou saisonnière.

Au delà des études de détection, la validation de la variabilité inter-annuelle apparaît comme une alternative intéressante pour contraindre la sensibilité des modèles. Douville et al. (2006) montrent par exemple que les relations précipitations-températures globales mises en évidence à l'échelle inter-annuelle ont un lien apparent avec la sensibilité hydrologique des modèles au renforcement de l'effet de serre (Fig. 4.9). Ils suggèrent ainsi que l'ENSO, qui domine la variabilité naturelle du cycle hydrologique global, pourrait représenter un substitut intéressant au réchauffement global pour tester les modèles. L'étude semble notamment discréditer les modèles le plus sensibles en terme de précipitations continentales. La méthode demeure cependant critiquable dans la mesure où les anomalies inter-annuelles de TSM liées à l'ENSO sont réparties de façon beaucoup moins uniforme que dans le cas des scénarios du 21^{ème} siècle. Douville et al. (2006) tentent de répondre à cette critique en stratifiant les anomalies interannuelles selon leur ressemblance avec les structures tropicales du réchauffement global en surface. Cette stratégie originale s'avère parfois payante, mais reste inopérante lorsque le changement climatique ne se projette pas sur les modes de variabilité inter-annuelle des TSM. Une autre critique que l'on peut formuler à l'égard de cette étude est le fait que la variabilité strictement inter-annuelle n'ait pas été séparée de la variabilité multi-décennale. Les tests effectués *a posteriori* montrent que ce filtrage ne remet pas en cause la distinction entre les 3 catégories de modèles, mais le caractère aberrant des modèles les plus sensibles devient alors moins tangible. Enfin et surtout, l'analyse demeure très intuitive et n'est pas étayée par l'identification d'un mécanisme physique susceptible d'expliquer la relative similarité des réponses des modèles à l'accroissement des GES et à l'ENSO. Parmi les hypothèses que l'on peut formuler à cet égard, le fait qu'un événement chaud dans le Pacifique est rapidement suivi d'un réchauffement atmosphérique qui peut conduire à une stabilisation plus ou moins prononcée de la troposphère tropicale (Chiang et Sobel 2002) pourrait faire l'objet d'une étude plus approfondie.

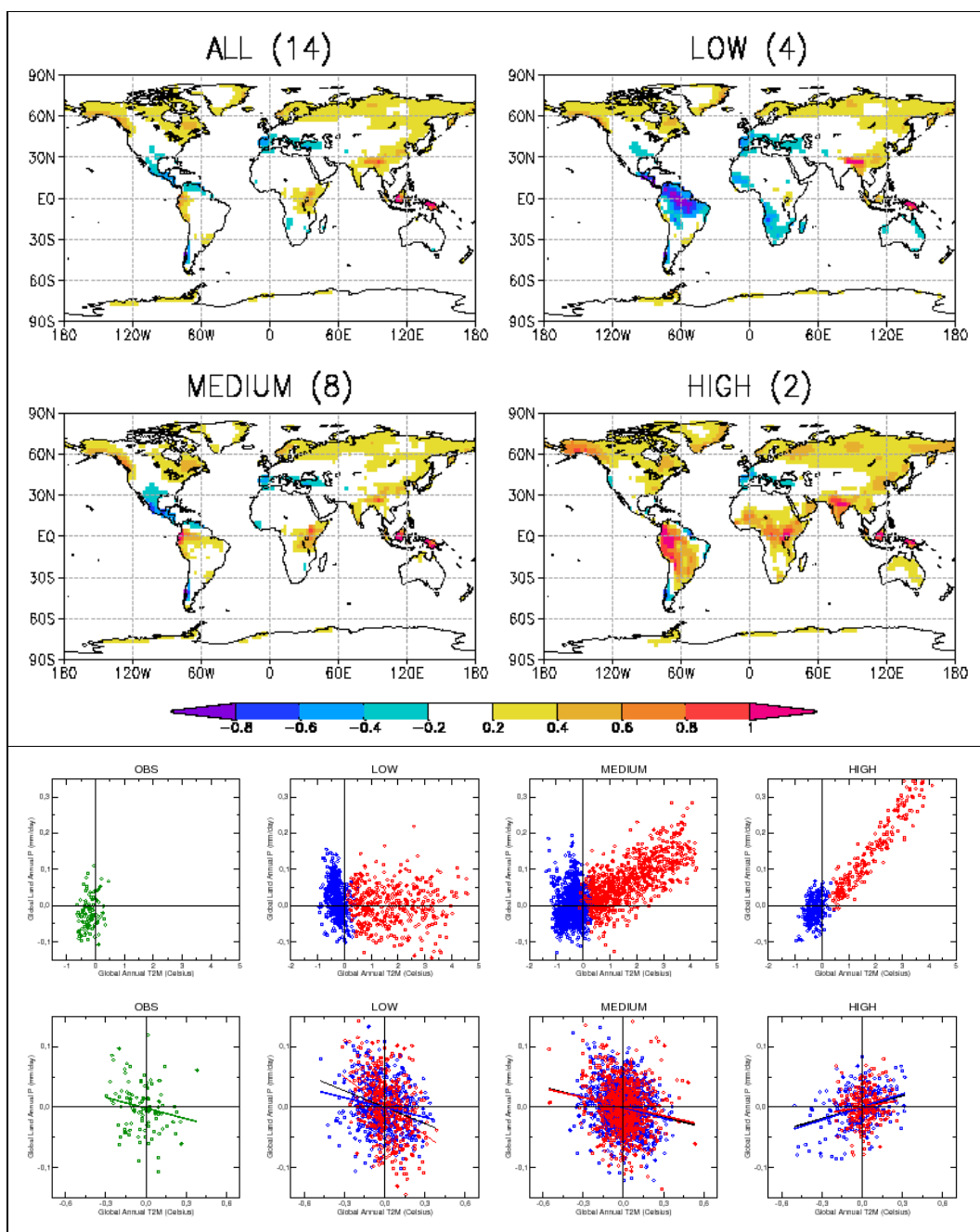


Fig. 4.9: En haut : Composites (moyennes d'ensemble) des anomalies (différences entre les périodes 2071-2100 et 1971-2000 en mm/j) annuelles de précipitations continentales pour trois catégories de modèles couplés distinguées selon leur réponse plus ou moins forte (Low, Medium, High) dans les scénarios SRES-A2 (cf Fig. 4.8b). En bas : Relation entre anomalies de la température globale et des précipitations continentales en moyenne annuelle. En haut : anomalies brutes par rapport à la climatologie 1971-2000. En bas : anomalies filtrées après retrait d'une tendance linéaire (observations) ou polynomiale d'ordre 3 (modèles). En vert : les anomalies observées. En bleu : les anomalies issues des simulations historiques (1860-2000). En rouge : les anomalies issues des scénarios A2 (2001-2100). On note un lien apparent entre la sensibilité hydrologique aux forçages anthropiques (en haut) et celle, moins nette mais significative, liée à la variabilité naturelle (en bas). Ce résultat suggère que la variabilité inter-annuelle (et notamment l'ENSO) peut être utilisée pour contraindre la réponse hydrologique des modèles dans les scénarios climatiques. La figure porte sur 14 modèles couplés du GIEC AR4 (une seule simulation par modèle) et généralise donc l'analyse de Douville et al. (2006) effectuée sur seulement 8 modèles.

4.4. Bilan et perspectives

Ce chapitre 4 se présente comme l'anti-thèse du chapitre 3 et remet en question de nombreux résultats publiés sur l'influence climatique des surfaces continentales. Je me suis ici limité à la variabilité des climats de mousson de l'échelle saisonnière à celle du changement climatique. Précisons d'emblée que ce regard critique peut également s'appliquer à d'autres travaux. Evoquons par exemple le rôle de la végétation dans les simulations paléo-climatiques, qui a connu ses heures de gloire au cours des années 1990. Qu'il s'agisse de comprendre les mécanismes d'une entrée en glaciation (Rind et al. 1989, De Noblet et al. 1996, Gallimore et Kutzbach 1996, Crowley et Baum 1997) ou l'existence du « Sahara vert » au Moyen-Holocène (Foley et al. 1994, Texier et al. 1997, Ganopolski et al. 1998), les premières études sur l'importance des surfaces continentales ont été réalisées soit avec des modèles couplés de complexité intermédiaire, soit en imposant des TSM de l'époque moderne à la limite inférieure de MCG atmosphériques dont on perturbe simplement l'insolation.

Que reste t-il aujourd'hui de ces travaux ? La progression des moyens de calcul et le développement des MCG couplés océan-atmosphère ont amené certains à nuancer les résultats des expériences antérieures en soulignant le rôle conjoint des rétroactions océaniques et continentales (Braconnot et al. 1999, Khodri et al. 2001). D'autres études aboutissent néanmoins à une interprétation très différente des nouvelles expériences puisque le couplage végétation-climat apparaît comme secondaire aussi bien pour expliquer les fluctuations abruptes du « Sahara vert » pendant l'Holocène (Liu et al. 2006) que pour simuler le climat du dernier âge glaciaire (Abe-Ouchi et al. 2007). Ainsi, là aussi, le fait de limiter la variabilité interne de l'atmosphère (en limitant la complexité et la résolution du modèle atmosphérique) et/ou de supprimer la variabilité de certaines composantes du système climatique (océan et/ou calotte polaires) a pu conduire à exagérer la contribution des surfaces continentales, même si celle-ci n'est pas totalement évacuée des études les plus récentes.

Concernant la variabilité inter-annuelle et la prévision saisonnière, revenons brièvement sur les principaux éléments de ce chapitre. La variabilité et la prévisibilité des précipitations de mousson a fait l'objet de nombreux travaux, les uns portant essentiellement sur le rôle des forçages océaniques (TSM), les autres s'intéressant plutôt à l'influence des surfaces continentales. Dans les systèmes de prévision opérationnels, qu'ils soient basés sur des modèles empiriques ou dynamiques, les anomalies tropicales de TSM précédant la saison de mousson représentent la principale source de prévisibilité. La contribution continentale apparaît donc au mieux comme une source secondaire qui peut accroître la prévisibilité potentielle. Aucune étude n'a cependant permis de quantifier précisément ce que l'on peut attendre d'une meilleure initialisation des surfaces continentales dans un contexte opérationnel et sur une période de vérification suffisamment longue pour qu'une telle estimation ait du sens.

Au cours du chapitre 3, la contribution des surface continentales à la prévisibilité saisonnière est apparue comme étant aussi voire plus importante que celle du forçage océanique aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, notamment en été. Cependant, il faut là aussi relativiser ce résultat et s'interroger sur les priorités en terme de recherche et développement. D'une part, le bénéfice d'une meilleure initialisation continentale risque d'être limité tant que le couplage océan-atmosphère ne permet pas de simuler correctement la persistance des anomalies de TSM et leur impact sur la circulation atmosphérique de grande échelle. On peut notamment montrer que cette persistance est particulièrement insuffisante dans l'Atlantique Nord, du printemps à l'automne, en raison d'un « damping » trop important par les flux de surface dans le modèle CNRM-CM3. D'autre part, le potentiel de prévisibilité lié aux TSM tropicales est probablement largement sous-exploité aux moyennes latitudes en raison des difficultés du modèle à reproduire la dynamique de l'ENSO et les téléconnexions associées. L'étude de ces téléconnexions fait notamment l'objet du projet IRCAAM³ que j'ai soumis à l'ANR en 2006 et dont les premiers résultats suggèrent en effet que les ondes de Rossby forcées par la convection tropicale exercent une influence importante sur la circulation extra-tropicale.

³ Influence Réciproque des Climats d'Afrique de l'ouest, du sud de l'Asie et du bassin Méditerranéen

Concernant les scénarios climatiques du 21^{ème} siècle, il faut à nouveau souligner que le rôle du couplage climat-carbone n'a pas été ici discuté bien qu'il semble devoir contribuer à une amplification significative (+0.1 à 1.5°C dans un scénario de type A2) du réchauffement global prévu en surface à l'horizon 2100 (Friedlingstein et al. 2006). Cette omission relève d'un choix délibéré dont le lecteur, à ce stade de mon rapport et s'il en a lu l'intégralité, me sera certainement reconnaissant. Le rapport de HDR de P. Friedlingstein (IPSL/LSCE) ou le rapport de thèse d'A-L. Gibelin (CNRM) pourront être consultés par ceux que le cycle de l'eau n'a pas suffi à rassasier. Précisons simplement ici que, si on se limite aux effets biophysiques (albédo, rugosité, résistance stomatique, indice foliaire) et à la répartition spatiale (migration naturelle et land-use) de la végétation terrestre, force est de reconnaître que la paramétrisation des surfaces continentales ne représente pas la principale incertitude pour évaluer la sensibilité du système climatique à l'accroissement de l'effet de serre (Bony et al. 2006).

Par ailleurs, les travaux de nos collègues anglais (Betts et al. 2007) concernant l'importance de l'effet anti-transpirant dans les scénarios climatiques doivent être considérés avec beaucoup de prudence. D'une part, la démonstration qu'ils en proposent via la simulation « off-line » des débits continentaux à la fin du 20^{ème} siècle (Gedney et al. 2006) passe sous silence les difficultés liées à la reconstruction d'un forçage atmosphérique global et des débits observés au cours de cette période (Decharme et Douville 2007). Curieusement, c'est d'ailleurs sur l'Europe, c'est à dire là où on dispose d'un maximum d'observations, que l'on constate une divergence importante entre l'évolution des débits observés et les tendances simulées en tenant compte de l'effet anti-transpirant. D'autre part, différentes observations suggèrent que l'évapo-transpiration continentale n'a pas diminué au cours des dernières décennies (Huntington 2007), contrairement à ce que simule le modèle de surface du Met Office.

En revanche, il n'y a guère de doute sur le fait que le retrait de la couverture neigeuse puisse induire une amplification importante du réchauffement en surface aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord. De plus, nous avons vu que l'HS peut également contribuer à certaines rétroactions positives, puisque l'assèchement estival simulé aux moyennes latitudes au cours du 21^{ème} siècle est susceptible de renforcer (voire d'inverser) la tendance sur les précipitations et d'amplifier le réchauffement continental (Clark et al. 2006). Une fois encore, il faut rappeler que la plupart des travaux dédiés à l'analyse des rétroactions continentales ont toutefois été menés via des expériences de changement climatique à l'équilibre, ce qui a pu contribuer à exacerber la sensibilité des modèles. Par ailleurs, on peut s'interroger sur le fait que cet assèchement estival n'apparaisse pas dans les enregistrements locaux dont on dispose sur la seconde moitié du 20^{ème} siècle (Robock et al. 2005). Outre l'effet anti-transpirant et l'influence des aérosols sur le rayonnement net, on peut notamment s'interroger sur la capacité du réservoir sol dans la plupart des modèles de climat, qui ne traitent pas explicitement des aquifères et de leur possible effet tampon sur l'assèchement des couches superficielles.

On peut enfin rappeler que les paramétrisations des nuages, de la turbulence ou de la convection représentent des sources d'incertitudes globalement plus importantes que les surfaces continentales dans les scénarios climatiques du 21^{ème} siècle, notamment lorsqu'il s'agit de prévoir l'évolution de la température du globe (Bony et al. 2006). Ainsi, s'il est légitime de poursuivre des études originales sur le rôle des rétroactions continentales, il ne faut pas oublier le fait que ces travaux ne feront guère avancer la confiance que l'on peut accorder aux scénarios climatiques du CNRM si celui-ci n'investit pas encore d'avantage dans le développement et la validation de son modèle couplé océan-atmosphère. L'inclusion récente d'une rubrique « changement climatique » dans l'organe de communication interne de la direction de Météo-France (je veux ici parler du mensuel « Objectifs ») peut sembler de bonne augure de ce point de vue. Dommage cependant qu'il ait fallu attendre que le GIEC reçoive un prix Nobel pour susciter cet intérêt et espérons qu'il ne s'agit pas là d'un simple effet d'aubaine et que cette décision symbolique sera suivie d'engagements plus substantiels dans un futur pas trop lointain !

« Que sera l'an 2000 du point de vue néphologique ? Il serait présomptueux de l'affirmer. On peut toutefois, raisonnablement, le prévoir. Sans excès d'optimisme, on peut d'ors et déjà affirmer qu'en ce temps là il n'y aura plus de déserts. Nous saurons déplacer les nuages et maîtriser les pluies »

W.S. Williamson, 1889

Chapitre 5

Conclusions

Nous arrivons au terme de ce mémoire qui se veut à la fois une synthèse de mes travaux de recherche et un bilan de « l'état de l'art » sur le thème de l'influence des surfaces continentales sur la variabilité climatique. Le plan suivi est bien entendu discutable dans la mesure où la présentation des outils, en l'occurrence des MSC utilisés dans les modèles de climat, a précédé celle de leur finalité, à savoir la prévision saisonnière et les scénarios climatiques. Ce choix reflète la position dominante qu'occupent aujourd'hui les outils numériques en climatologie et en hydrologie, car ils représentent d'une part un laboratoire essentiel à la compréhension des systèmes dynamiques étudiés et permettent d'autre part d'anticiper l'évolution de ces systèmes, en s'appuyant sur des lois physiques et une approche mécaniste plutôt que sur des relations empiriques. Il faut cependant se garder de tout triomphalisme. La modélisation des surfaces continentales, à l'instar de celle des autres composantes du système climatique, a beaucoup progressé au cours des dernières décennies, mais il lui reste beaucoup de chemin à parcourir pour réellement contribuer à l'amélioration des scores de prévision saisonnière et/ou à l'évaluation des risques climatiques associés à l'accroissement de l'effet de serre.

En ce qui concerne la **prévision à longue échéance**, les modèles de circulation générale n'ont pas encore réellement supplanté les méthodes empiriques, y compris dans les régions tropicales où leurs performances sont pourtant les plus élevées. L'atelier sur la prévision saisonnière récemment organisé par le WCRP¹ est parti du constat que les scores semblent connaître un pallier depuis environ une dizaine d'années et qu'il est donc nécessaire de rechercher de nouvelles sources de prévisibilité pour donner un second souffle à la prévision dynamique. Heureux que cette réunion me donne l'occasion de présenter mes travaux sur la contribution de l'hydrologie continentale, j'ai cependant été surpris de ce parti-pris qui semble considérer qu'on a d'ores et déjà exploité la majeure partie du gisement de prévisibilité lié à l'initialisation océanique. Les débats qui ont eu lieu en fin d'atelier m'ont en partie rassuré dans la mesure où d'autres chercheurs ont manifesté les mêmes inquiétudes.

L'un des principaux problèmes de la prévision saisonnière dynamique est à mon sens la difficulté à simuler correctement l'évolution des anomalies de TSM et leur influence sur les terres émergées. En particulier, les téléconnexions entre le Pacifique tropical et de nombreuses régions du globe restent très mal reproduites dans la plupart des modèles couplés (Joly et al. 2007). L'amélioration au sens large de ces modèles, notamment de leur climatologie, est donc indispensable pour concrétiser le potentiel de prévisibilité mis en évidence dans les expériences de type « modèle parfait ». De ce point de vue, la modélisation des surfaces continentales a évidemment un rôle à jouer, qu'il ne faut cependant pas surestimer tant la plupart des biais systématiques des modèles couplés océan-atmosphère semblent résister aux modifications des MSC et/ou des paramètres sol-végétation dont ils se nourrissent. C'est pourquoi il m'a semblé important de rétablir un certain équilibre dans les études menées au sein de l'équipe UDC, et notamment de proposer à M. Joly de poursuivre son stage de fin d'étude IT par une FCPLR² consacrée à l'étude de l'influence des océans tropicaux sur la variabilité de la mousson africaine et à la compréhension des faiblesses du modèle couplé CNRM-CM3 dans ce domaine. Préférant ne pas me disperser outre mesure, j'ai laissé le soin à J-F. Royer et A. Voldoire d'encadrer cette FCPLR dont je suis cependant les résultats prometteurs avec beaucoup d'intérêt.

¹ World Climate Research Program, Workshop on Seasonal Prediction, Barcelone, 4-7 Juin 2007

² Formation Complémentaire Par La Recherche

Concernant la contribution directe des surfaces continentales à la prévisibilité saisonnière, plusieurs études suggèrent qu'elle justifie aujourd'hui d'améliorer l'initialisation et la simulation des variables lentes des MSC dans les modèles. Les impacts sont essentiellement locaux et dépendent de l'amplitude et de l'étendue spatiale des anomalies continentales considérées, mais ils semblent pouvoir compléter utilement l'influence des TSM, notamment lors des saisons et dans les régions où le forçage océanique a un effet très limité. C'est notamment le cas en Europe, comme le suggère à nouveau une étude récente de Vautard et al. (2007) indiquant que les étés les plus chauds sur l'Europe de l'Ouest sont généralement précédés d'un déficit pluviométrique hivernal sur le pourtour Méditerranéen. La plupart des expériences de sensibilité menées sur ce thème ont cependant été réalisées en mode « hindcast » (TSM observées plutôt que prévues) et les résultats obtenus dépendent encore largement des modèles atmosphérique et continental utilisés, ainsi que de leur degré de couplage. On est donc encore loin de pouvoir évaluer précisément le gain associé à une meilleure initialisation des réservoirs continentaux dans un système opérationnel de prévision multi-modèles. Un tel objectif aurait pu être atteint dans le cadre du projet européen ENSEMBLES, mais je n'ai pas eu cette ambition et je ne suis pas persuadé que la communauté concernée était convaincue de l'intérêt d'une telle proposition.

Je compte maintenant élargir et approfondir ce thème de recherche selon plusieurs directions. Premièrement, de nouveaux ensembles de simulations saisonnières ont été récemment réalisés afin d'évaluer l'influence des conditions initiales d'HS (à la fin du printemps) plutôt que celle de conditions aux limites parfaitement anticipées. A l'instar des travaux déjà effectués avec les ré-analyses ERA15 (Douville 2004), il s'agit ici d'étudier la persistance des anomalies initiales et de se placer dans un cadre un peu plus proche du contexte de la prévision opérationnelle. Ces simulations ont été analysées non seulement en terme de moyennes saisonnières, mais également sous l'angle de la distribution quotidienne des régimes de temps, des températures et des précipitations (Conil et al. 2008). L'objectif *in fine* est de comparer l'influence des TSM et de l'hydrologie continentale sur la fréquence, la durée et la sévérité des événements extrêmes (canicules, sécheresses, fortes précipitations). Les résultats suggèrent une contribution significative de l'initialisation du sol à la prévisibilité des risques de canicules estivales aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord (Conil et al. 2008). Ils indiquent par ailleurs que le recours à une prévision statistique des anomalies d'HS n'est pas nécessaire dans la mesure où le modèle Arpège se comporte globalement aussi bien qu'un processus auto-régressif en la matière³.

Ainsi, il est temps de se lancer dans des travaux plus concrets concernant la mise en œuvre d'une analyse de surface globale en temps réel, en collaboration avec les domaines de la prévision météorologique et hydrologique. Le retour de J-F. Mahfouf au CNRM sera l'occasion d'avancer sur ce sujet, tout en profitant des collaborations extérieures mise en place avec la communauté de l'hydrologie spatiale, par exemple dans le cadre du projet CYMENT⁴. Au plan international, la suite du projet d'inter-comparaison GLACE devrait permettre de relativiser les résultats obtenus au CNRM. Elle vise en effet à comparer dans différents modèles l'impact de l'initialisation de l'HS sur des prévisions à 2 mois couvrant la période GSWP-2. Cette initiative intéressante arrive malheureusement un peu tard et consiste une fois encore (à l'instar de ce que j'ai pu faire jusqu'ici) à maximiser l'impact potentiel de l'initialisation continentale puisque l'expérience de contrôle préconisée n'utilise aucune observation directe ou indirecte du cycle hydrologique pour contraindre les états initiaux (dès lors plus ou moins aléatoires) alors que l'expérience initialisée grâce aux ré-analyses GSWP-2 représente probablement une version optimiste des états initiaux que l'on est capable de produire en temps réel.

Deuxièmement, je souhaite m'intéresser à d'autres sources potentielles de prévisibilité climatique à l'échelle saisonnière. Des expériences supplémentaires ont d'ores et déjà été réalisées afin d'analyser l'influence de la couverture neigeuse de l'hémisphère Nord (collaboration possible avec Y. Orsolini en Norvège). Le protocole suivi est semblable à celui utilisé pour l'HS, c'est à dire basé sur une relaxation du modèle ISBA vers la climatologie GSWP-2. Les premiers résultats sont encourageants, même s'ils

³ Néanmoins, il serait possible de combiner une telle approche statistique à une méthode purement dynamique dans les prévisions opérationnelles, par exemple en maintenant un terme de nudging vers des HS prévues de manière statistique dans les régions où le couplage continent-atmosphère induit une dissipation prématurée des anomalies initiales.

⁴ Cycle de l'eau et de la matière dans les bassins versants : de l'observation spatiale à la modélisation en hydrologie, projet RTRA coordonné par A. Cazenave

suggèrent que les impacts des anomalies de neige sont essentiellement confinés à la basse troposphère en raison de la relative stabilité de la couche limite hivernale. Ces travaux préliminaires seront prolongés et approfondis dans le cadre de la thèse que je viens de proposer à Y. Peings. Il s'agira non seulement de revisiter les nombreux travaux publiés à propos de l'influence de la neige sur la variabilité de la mousson Indienne, mais également de s'intéresser au lien possible entre l'enneigement de la Sibérie à l'automne et les modes de variabilité AO/NAO⁵ en hiver (Gong et al. 2003, Cohen et al. 2005). Ces questions seront d'abord examinées à partir des réanalyses ERA40 et des nouvelles climatologies de la neige du NSIDC⁶, puis en utilisant les résultats des simulations du GIEC, enfin en réalisant des expériences de sensibilité avec le modèle Arpège-Climat. Par ailleurs, j'envisage également d'étudier l'influence de la variabilité inter-annuelle de la végétation, qui peut amplifier certains signaux liés à l'hydrologie continentale. Des travaux spécifiques pourront être menés sur ce thème en collaboration avec mes collègues A-L. Gibelin, A. Voltaire et C. Delire. Enfin, je compte m'intéresser au rôle de la stratosphère, dont l'influence sur la NAO est de plus en plus évoquée comme une voie d'amélioration des prévisions saisonnières sur l'Europe et dont certaines études mentionnent le lien éventuel avec le forçage de la circulation extra-tropicale hivernale par la neige (Fletcher et al. 2007).

Troisièmement, je compte revenir à des expériences idéalisées pour évaluer le potentiel d'amélioration des prévisions saisonnières sur l'Europe lié à une meilleure simulation de la circulation atmosphérique tropicale et de sa sensibilité aux anomalies de TSM. Ces simulations seront réalisées dans le cadre du projet IRCAAM (Influence Réciproque des Climats d'Afrique de l'ouest, du sud de l'Asie et du bassin Méditerranéen) que j'ai soumis à l'ANR⁷ en 2006 avec pour principaux partenaires le LOCEAN (S. Janicot), le LMD (L. Li), le CERFACS (C. Cassou) et le LEGOS (N. Hall). Le protocole expérimental proposé est original dans la mesure où il consiste à nudger le modèle Arpège-Climat (ou LMD-Z) vers les ré-analyses ERA40 sur tout ou partie de la ceinture tropicale. Ce nudging en point de grille concerne non seulement le vent, mais également la température et l'humidité, ce qui permet d'imposer un forçage diabatique aussi réaliste que possible. Au delà de l'impact sur la variabilité inter-annuelle extra-tropicale, nous évaluerons les principaux mécanismes qui sous-tendent les téléconnexions avec les Tropiques, qu'ils soient dynamiques ou liés à des rétroactions océaniques ou continentales. L'importance relative de ces rétroactions sera estimée via la réalisation d'expériences complémentaires dans lesquelles l'atmosphère sera couplée à une couche de mélange océanique ou soumise à une HS climatologique. Enfin, on accordera une attention particulière à la variabilité intra-saisonnière, aussi bien en terme de forçage tropical (ex : MJO⁸) que de réponse extra-tropicale (analyse en régimes de temps). Entre la prévision saisonnière et la prévision météorologique, on voit en effet poindre un intérêt croissant pour la prévision à 10-30 jours. Le protocole expérimental proposé dans IRCAAM permettra d'estimer le potentiel de prévisibilité mensuelle sur l'Europe lié aux ondes tropicales dont la phase peut être anticipée soit de manière dynamique, soit de manière statistique (C. Cassou, communication personnelle). Par ailleurs, ce cadre d'étude nous permettra de travailler sur les interactions d'échelles et de mieux comprendre comment se construit la variabilité inter-annuelle.

Passons maintenant aux **projections climatiques du 21^{ème} siècle**. Je ne suis pas loin de penser, qu'à l'instar de ce qui vient d'être mentionné en matière de prévision saisonnière, notre capacité à anticiper le climat du 21^{ème} siècle connaît elle aussi un pallier depuis quelques années. En effet, je ne vois guère d'avancée majeure quant à la dispersion des résultats entre le 3^{ème} et le 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC, alors que l'influence de l'homme sur le climat du 20^{ème} siècle est aujourd'hui quasi-certaine en raison des progrès réalisés en matière de détection-attribution des changements climatiques. Ce paradoxe souligne les non-linéarités du système climatique, dont la sensibilité simulée au cours des dernières décennies ne contraint que partiellement la réponse à la fin du 21^{ème} siècle. Le problème est exacerbé en ce qui concerne le cycle hydrologique, car le signal est généralement beaucoup plus faible que pour les températures (relativement au bruit lié à la variabilité naturelle) et n'a

⁵ Artic Oscillation / North Atlantic Oscillation

⁶ National Snow and Ice Data Center

⁷ Agence Nationale de la Recherche

⁸ Madden-Julian Oscillation

pas toujours été clairement identifié. En conséquence, la projection des précipitations est un véritable test « à l'aveugle » pour les modèles de climat, ce qui n'est pas le cas pour la simulation des températures (cf. Fig. 4.9 du chapitre précédent).

Nos difficultés à réduire les incertitudes sur les scénarios climatiques, bien que rarement évoquées de manière explicite dans le 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC, sont malgré tout perceptibles parmi les chercheurs européens (réflexion sur les fameuses « métriques » au sein du projet FP6 ENSEMBLES) et commencent à faire l'objet de certaines publications (ex : Räisänen 2007). Avant de savoir comment progresser dans ce domaine, il faut sans doute se mettre d'accord sur l'origine et la hiérarchie des incertitudes. J'ai tenté de contribuer à ce débat, notamment lors de l'atelier organisé sur ce thème par l'INSU⁹ au cours de l'année 2005 (cf. Annexe B). Je voudrais à nouveau ici mettre en garde mes collègues face à la tentation d'agrèger trop rapidement les connaissances accumulées autour des différentes composantes du système Terre. La figure 5.1 issue du 3^{ème} rapport d'évaluation du GIEC, mais toujours d'actualité, me semble très révélatrice à cet égard. L'évolution des modèles climatiques ressemble de plus en plus à un empilement de modules dont les fondations (notamment le cycle hydrologique) ne sont pas encore consolidées. Cet emballage prend parfois des proportions inquiétantes et on peut se demander si les projections climatiques ainsi produites ne relèvent pas de la science-fiction (ex : Mikolajewicz et al. 2006).

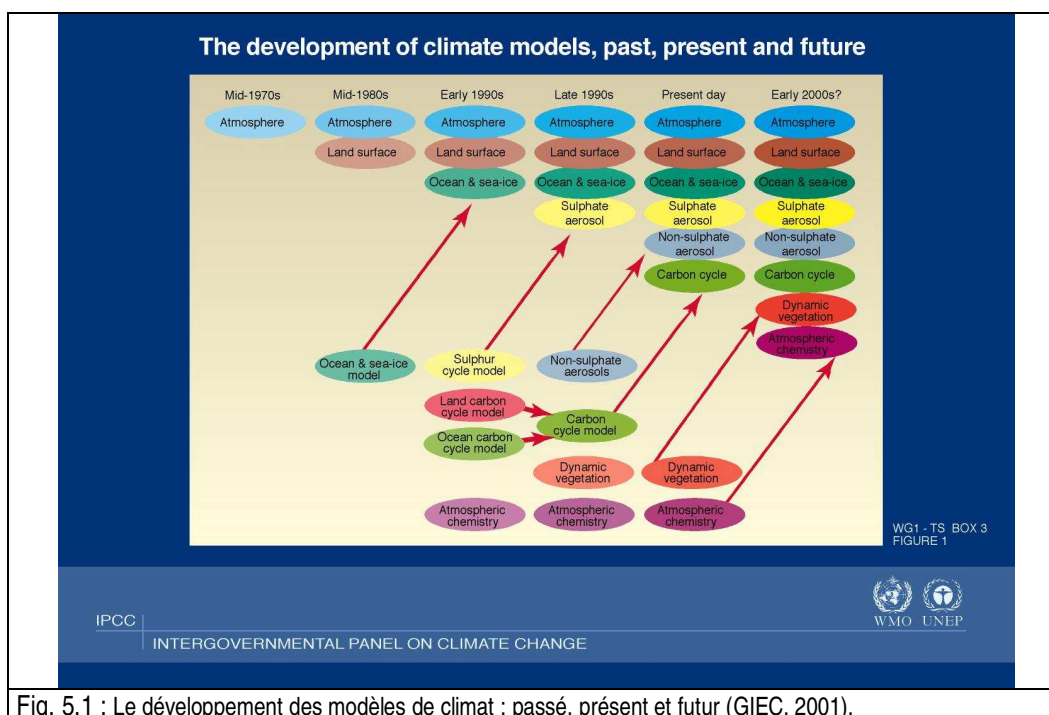


Fig. 5.1 : Le développement des modèles de climat : passé, présent et futur (GIEC, 2001).

Gardons nous cependant de jeter le bébé avec l'eau du bain. Il faut en effet distinguer différentes échelles de temps et il est clair par exemple que les travaux engagés sur le cycle du carbone doivent être poursuivis et approfondis tant ils représentent un enjeu réel lorsqu'on se projette à la fin du 21^{ème} siècle ou au delà. Il en va probablement de même pour le couplage avec les modèles de végétation dynamique, qui permettent de faire évoluer la carte de végétation naturelle, avant de la modifier en tenant compte des changements prévus d'utilisation des sols. Les recherches amorcées sur ce thème

⁹ Institut National des Sciences de l'Univers

par A-L. Gibelin et A. Voldoire seront poursuivies et je compte bien m'y associer, notamment en ce qui concerne les interactions entre le cycle du carbone et la branche continentale du cycle de l'eau (les fameux effets anti-transpirant et fertilisation). Le stage de Mastère de N. Saint Ramond évoqué au chapitre 3 fut un premier pas dans cette direction. Le projet ANR IMPACT-BOREAL¹⁰ consacré à la vulnérabilité des régions boréales au changement climatique, en particulier du point de vue du cycle hydrologique et de ses interactions avec les émissions naturelles de méthane, sera une autre occasion, et me permettra de poursuivre ma collaboration avec B. Decharme ainsi qu'avec la communauté « hydrologie spatiale ». Enfin, la participation du CNRM aux simulations du GIEC ne nous permet pas de rester au bord de la route et de voir se développer des modèles du système Terre sans participer à ces évolutions. J'espère simplement que nous saurons adapter le rythme de ces développements aux moyens humains et de calcul mis à la disposition du GMGEC, afin d'en tirer un réel bénéfice plutôt que de faire de la figuration.

Au delà des nouveaux couplages à mettre en œuvre, quel rôle peuvent jouer les surfaces continentales dans le contexte des scénarios climatiques? Bien qu'elles ne représentent pas la principale source d'incertitudes, elles sont suffisamment importantes pour mériter un tant soit peu d'attention, ne serait-ce qu'en raison des enjeux pratiques liés à une meilleure prévision des impacts régionaux du changement climatique. Par ailleurs, la « sensibilité climatique » ne doit pas se réduire à la réponse de la température du globe, car bien que celle-ci doive être précisée au vu de la fourchette encore très large fournie par les simulations du GIEC, nous avons montré qu'elle ne contraint guère la sensibilité du cycle hydrologique à l'échelle régionale. Or ce sont les impacts régionaux du changement climatique qui motivent ou motiveront la plupart des mesures d'adaptation. Il est donc important de réfléchir à des métriques plus spécifiques et de ne pas se limiter à l'étude des rétroactions nuageuses (Bony et al. 2006) pour augurer de la confiance que l'on peut accorder aux différents modèles ayant participé aux simulations du GIEC.

C'est pourquoi je compte poursuivre mes travaux sur les rétroactions liées à l'hydrologie continentale et à leur influence sur la fréquence d'occurrence et la sévérité des événements climatiques extrêmes. Outre les rétroactions de la neige et de l'HS déjà évoquées dans ce mémoire, on pourra notamment s'intéresser aux zones inondées, aux aquifères, et au permafrost qui peuvent à l'évidence moduler la sensibilité climatique à l'échelle régionale mais sont pourtant absents de la plupart des modèles de climat. Introduire ces nouveaux réservoirs dans le modèle de surface ISBA est l'un des principaux objectifs de la candidature CNRS de B. Decharme déjà évoquée au chapitre 3. Ce travail permettra à terme de tester différentes configurations de l'hydrologie continentale dans des expériences de changement climatique, et de couper certaines rétroactions afin d'en évaluer l'importance. Le nouveau super-calculateur de Météo-France devrait nous permettre de réaliser une partie des expériences en mode couplé océan-atmosphère en parallèle des simulations à réaliser pour le 5^{ème} rapport du GIEC, mais le recours à des expériences de changement climatique à l'équilibre n'est pas exclu, surtout si la possibilité d'un couplage avec un modèle de couche de mélange océanique se confirme (travaux en cours au sein de l'équipe UDC ainsi qu'au CERFACS dans le cadre du projet IRCAAM).

Ces tests de sensibilité seront évidemment précédés d'un effort important de **validation de la nouvelle version du modèle ISBA** ainsi développée. A l'instar des travaux amorcés dans le cadre du projet GSWP, des simulations hydrologiques globales seront réalisées en mode forcé afin de convertir le ruissellement produit par ISBA sur les grands bassins en débits que l'on pourra comparer à des observations *in situ*. La validation à l'échelle globale est en effet indispensable pour compléter les tests locaux et éviter le risque de sur-calibration que l'on rencontre fréquemment lorsqu'on travaille sur un site ou un bassin particulier (MacDonnell et al. 2007). Les limites de la validation par les débits sont cependant évidentes, puisqu'il s'agit d'une méthode indirecte (nécessitant l'utilisation d'un modèle de routage) et partielle (ne concernant qu'un seul terme du bilan hydrique). Pour franchir une étape supplémentaire, nous utiliserons les différents jeux d'observations satellitaires dédiés à l'hydrologie continentale. C'est en particulier l'objet de notre engagement dans les projets IMPACT-BOREAL et

¹⁰ Impact of climate on hydrology and methane production in anaerobic soils in boreal regions, projet coordonné par C. Prigent

CYMENT déjà évoqués dans ce chapitre. Il s'agira notamment de prolonger les simulations GSWP-2 au delà de 1995 afin de couvrir une période permettant de disposer d'un maximum de données spatiales, y compris celles de la mission gravimétrique GRACE lancée en 2003. Les variations de masse ainsi estimées à l'échelle des grands bassins permettront de mieux contraindre le cycle annuel et la variabilité inter-annuelle du bilan hydrique simulé par ISBA. La réponse à plus long terme de l'hydrologie continentale à la variabilité climatique ainsi qu'aux forçages anthropiques « directs » que représentent l'évolution de l'utilisation des sols et les effets de l'accroissement du CO₂ sur la transpiration des plantes pourra être analysée via des simulations couvrant la seconde moitié du 20^{ème} siècle.

A terme, il faudrait aller au delà d'une validation « off-line » pour décider de l'utilisation d'une nouvelle hydrologie dans les scénarios climatiques. Les questions de changement d'échelle, de couplage et de sensibilité devraient être systématiquement traitées pour évaluer la pertinence des choix effectués. Le projet d'inter-comparaison GLACE-1 allait dans ce sens, mais le critère de couplage considéré n'a pas de véritable équivalent dans les observations. La diversité des résultats obtenus reste par ailleurs difficile à interpréter car le protocole expérimental proposé comporte de trop nombreux degrés de liberté. De ce point de vue, on peut regretter qu'aucun exercice d'inter-comparaison de schémas de surface couplés à un modèle atmosphérique commun n'ait encore vu le jour. Un tel projet présente des obstacles techniques évidents que l'interface standard proposée par Polcher et al. (1998) et les travaux ultérieurs du projet PRISM n'ont pas réellement permis de lever malgré leur intention très louable. Au CNRM, la version 1D du modèle Arpège-Climat pourrait néanmoins représenter un outil intéressant pour commencer à valider les interactions continent-atmosphère via des études de cas, à l'instar des tests effectués sur la nébulosité dans le cadre du projet GCSS¹¹

En parallèle, les études de sensibilité basées sur la version 3D du modèle Arpège-Climat seront poursuivies. Plus ou moins idéalisées, elles devront être interprétées de manière rigoureuse. Je ne vais pas réitérer mes remarques sur les limites des simulations atmosphériques qui omettent d'autres sources de variabilité et de rétroaction climatique pour isoler un signal continental dont l'importance réelle demeure alors difficile à apprécier. Je préfère ici évoquer la crainte que la planète Gaïa (Lovelock 1972) n'exerce une attraction trop importante sur les recherches de certains de mes collègues. Bien que séduisante car cherchant à déterminer s'il existe un principe « universel » selon lequel la vie affecte notre planète et son climat à l'échelle globale, cette théorie a de nombreux détracteurs et semble concerner des échelles de temps beaucoup plus longues que celles considérées dans ce mémoire. On peut notamment se demander si cette théorie concerne aussi la vie « intelligente » à savoir le comportement humain et ses conséquences sur l'environnement ? Quoiqu'il en soit, elle est toujours d'actualité et semble encore inspirer de nombreuses études, y compris dans le domaine de la modélisation climatique. J'en veux pour exemple les travaux d'A. Kleidon (2000, 2004) très prolifique sur ce thème. Bien que je ne sois pas en mesure d'en évaluer précisément la portée, on peut être surpris du décalage qui existe entre leur ambition et leur caractère idéalisé. Outre l'utilisation d'une hydrologie continentale simplifiée, l'évaluation du rôle climatique de la végétation s'appuie à nouveau sur des simulations atmosphériques extrêmes (planète verte versus monde désertique) et pourtant forcées par des TSM climatologiques. Cette dernière approximation est toutefois levée dans les travaux les plus récents (Kleidon 2007) où le simulateur de planète PlaSim intègre un modèle de couche de mélange océanique.

Pour conclure, que savons nous aujourd'hui du rôle joué par les surfaces continentales dans la variabilité climatique des échelles mensuelle à séculaire qui nous intéressent ici ? Et quelle a été ma contribution à l'avancée des connaissances en la matière ? La réponse aux deux questions semble devoir être la même : peu de chose. Ce constat peut sembler pessimiste, mais il est aussi plein de promesses : il reste des chantiers à terminer et de nouvelles pistes à explorer en matière de modélisation des surfaces continentales et d'étude de leurs impacts sur la variabilité climatique. Par ailleurs, se cantonner à ce thème de recherche n'est pas une fatalité, et je compte bien poursuivre mes pérégrinations climatiques en suivant d'autres chemins et en faisant d'autres rencontres. Mes travaux

¹¹ GEWEX Cloud System Study

préliminaires sur les limites des expériences de changement climatique à l'équilibre (Douville 2005), l'utilisation de la variabilité inter-annuelle pour contraindre les scénarios climatiques (Douville et al. 2006), ou la manière d'amplifier le signal rapport sur bruit dans les études régionales de détection du réchauffement en surface (Douville 2006b) représentent un premier pas dans ce sens. La coordination du projet ANR IRCAAM est une nouvelle bouffée d'oxygène et je reste par ailleurs ouvert à toutes les suggestions que le lecteur arrivé au terme de ce mémoire pourra me faire.

Références

- Abe-Ouchi A., Segawa T., Saito F. (2007) Climatic conditions for modelling the northern hemisphere ice sheets throughout the ice age cycle. *Clim. Past.*, 3, 301-336.
- Aires F., Prigent C. (2006) Towards a new generation of satellite surface products. *J. Geophys. Res.*, 111, D22S10.
- Allen M.R., Ingram W.J. (2002) Constraints on future changes in the hydrological cycle. *Nature*, 419, 224-228.
- Allessandri A., Gualdi S., Polcher J., Navarra A. (2007) Effects of land surface-vegetation on the boreal summer surface climate of a GCM. *J. Climate*, 20, 255-278.
- Ambaum M.H.P., Hoskins B.J., Stephenson D.B. (2001) Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation ? *J. Climate*, 14, 3495-3507.
- Anderson M.C., Norman J.M., Mecikalski J.R., Otkin J.A., Kustas W.P. (2007) A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation. *J. Geophys. Res.*, 112, D10117.
- André J.-C., Goutorbe J.-P., Perrier A. (1986) HAPEX-MOBILHY : A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 67, 138-144.
- Arora V.K., Boer G.J. (1999) A variable velocity flow routing algorithm for GCMs. *J. Geophys. Res.*, 104, 30965-30979.
- Ashrit R.G., Douville H., Rupa Kumar K. (2003) Response of the Indian monsoon and ENSO-monsoon teleconnection to enhanced greenhouse effect in the CNRM coupled model. *J. Met. Soc. Japan*, 81, 779-803.
- Balsamo G., Bouyssel F., Noilhan J. (2004) A simplified bi-dimensional variational analysis of soil moisture from screen-level observations in a mesoscale NWP model. *Quat. J. Royal Met. Soc.*, 130A, 895-916.
- Balsamo G., Mahfouf J.-F., Bélair S., Deblonde G. (2006) A global root-zone soil moisture analysis using simulated L-band brightness temperature in preparation for the HYDROS satellite mission. *J. Hydrometeorol.*, 7, 1126-1146.
- Balsamo G., Mahfouf J.-F., Bélair S., Deblonde G. (2007) A land data assimilation system for soil moisture and temperature: an information content study. *J. Hydrometeorol.* (in press).
- Barnett T.P., Dümenil L., Schlese U., Röckner E., Latif M. (1989) The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J. Atmos. Sci.*, 46, 661-685.
- Barsugli J.J., Shin S.I., Sardeshmukh P.D. (2006) Sensitivity of global warming to the pattern of tropical ocean warming. *Climate Dyn.*, 27, 483-492.
- Beljaars A.C.M., Viterbo P., Miller M., Betts A.K. (1996) The anomalous rainfall over the USA during July 1993: sensitivity to land surface parametrization and soil moisture anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 362-383.
- Berger A.L. (1988) Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26(4), 624-657.
- Betts R.A., Cox P.M., Lee S.E., Woodward F.I. (1997) Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature*, 387, 796-799.
- Betts R.A. (2000) Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature*, 408, 187-190.
- Betts R.A. (2001) Biogeophysical impacts of land use on present-day climate: near surface temperature change and radiative forcing. *Atmospheric Sci. Lett.*, 1, doi:10.1006/asle.2001.0023.
- Betts R.A. and co-authors (2007) Projected increase in continental runoff due to plant responses to increasing carbon dioxide. *Nature*, 448, 1037-1041.
- Beven K.J., Kirby M.J. (1979) A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24, 43-69.
- Bhumralkar C.M. (1975) Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric GCM. *J. Appl. Meteorol.*, 14, 1246-1258.

- Biasutti M., Giannini A. (2006) Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11706.
- Blanford H.F. (1884) On the connection of the Himalaya snowfall with dry winds and seasons of drought in India. *Proc. Roy. Soc. London*, 37, 3-22.
- Bonan G.B., Chapin F.S., Thompson S.L. (1992) Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, 359, 716-718.
- Bony S. and co-authors (2006) How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J. Climate*, 19, 3445-3482.
- Boone A., Calvet J-C., Noilhan J. (1999) Inclusion of a third layer in a land surface scheme using the force-restore method. *J. Appl. Meteorol.*, 38, 1611-1630.
- Boone A., Masson V., Meyers T., Noilhan J. (2000) The influence of the inclusion of soil freezing on simulation by a soil-atmosphere transfer scheme. *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1544-1569.
- Boone A., Etchevers P. (2001) An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local scale evaluation at an Alpine site. *J. Hydrometeorol.*, 2, 374-394.
- Boone A. and co-authors (2004) The Rhône-Aggregation land surface scheme intercomparison project: An overview. *J. Climate*, 17, 187-208.
- Boone A., Mognard N., Decharme B., Douville H., Grippa M., Kerrigan K. (2006) The impact of simulated soil temperatures on the estimation of snow depth over Siberia from SSM/I. *Remote Sensing of Environment*, 101, 482-494.
- Bounoua L., Collatz G.J., Los S.O., Sellers P.J., Dazlich D.A., Tucker C.J., Randall D.A. (2000) Sensitivity of climate to changes in NDVI. *J. Climate*, 13, 2277-2292.
- Bouttier F., Mahfouf J-F., Noilhan J. (1993) Sequential assimilation of soil moisture from atmospheric low-level parameters. Part I: Sensitivity and calibration studies. *J. Appl. Meteorol.*, 32, 1335-1351.
- Braconnot P., Joussaume S., Marti O., de Noblet N. (1999) Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation. *Geophys Res Lett*, 26(16), 2481-2484.
- Bretherton C.S., Battisti D.S. (2000) An interpretation of the results from atmospheric general circulation models forced by the time history of the observed sea surface temperature distribution. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 767-770.
- Brovkin V., Ganopolski A., Claussen M., Kubatzki C., Petoukhov V. (1999) Modelling climate response to historical land cover change. *Global Ecology and Biogeography Letters*, 8, 509-517.
- Brown R.D. (2000) Northern Hemisphere snow cover variability and change, 1915-1997. *J. Climate*, 13, 2339-2355.
- Brubaker K.L., Entekhabi D., Eagleson P.S. (1993) Estimation of continental precipitation recycling. *J. Climate*, 6, 1077-1089.
- Budyko M. (1958) The heat balance of the Earth's surface. U.S. Dept of Commerce, Washington.
- Budyko M. (1974) *Climate and Life*. Elsevier, New-York.
- Calvet J-C. and co-authors (1998) An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasted sites. *Agric. Forest Meteorol.*, 92, 73-95.
- Calvet J-C., Soussana J-F. (2001) Modelling CO₂-enrichment effects using an interactive vegetation SVAT scheme. *Agric. Forest Meteorol.*, 108, 129-152.
- Calvet J-C., Gibelin A-L., Roujean J-L., Martin E., Le Moigne P., Douville H., Noilhan J. (2007) Past and future scenarios of the effect of carbon dioxide effect on plant growth and transpiration for three vegetation types of southwestern France. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 4761-4779.
- Cazenave A., Remy F., Dominh K., Douville H. (2000) Global ocean mass variation, continental hydrology and the land mass balance of Antarctica ice sheet at seasonal time scale. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3755-3758.
- Cazenave A., Milly P.C.D., Douville H., Benveniste J., Kosuth P., Lettenmaier D. (2004) Space techniques used to measure change in the terrestrial waters. EOS meeting report.
- Cess R.D. and co-authors (1991) Interpretation of snow-climate feedback as produced by 17 General Circulation Models. *Science*, 253, 888-892.
- Chalita S., Le Treut H. (1994) The albedo of temperate and boreal forests and the northern hemisphere climate : a sensitivity experiment using the LMD GCM. *Climate Dyn.*, 10, 213-240.

- Chapelon N., Douville H., Kosuth P., Oki T. (2002) Off-line simulation of the Amazon water balance: a sensitivity study with implications for the Global Soil Wetness Project. *Climate Dyn.*, 19, 141-154.
- Charney J.G. (1975) Dynamics of desert and drought in the Sahel. *Quat. J. Royal Met. Soc.*, 101, 193-202.
- Chase T.N., Pielke R.A., Kittel T.G.F., Zhao M., Pitman A.J., Running S.W., Nemani R.R. (2001)
- Chen T.H. and co-authors (1997) Cabauw experimental results from the Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes. *J. Climate*, 10, 1194-1215.
- Chiang J., Sobel A. (2002) Tropical tropospheric temperature variations caused by ENSO and their influence on the remote tropical climate. *J. Climate*, 15, 2616-2631.
- Clark D.B., Taylor C.M., Thorpe A.J. (2004) Feedback between the land surface and rainfall at convective scales. *J. Hydrometeorol.*, 5, 625-639.
- Clark R.T., Brown S.J., Murphy J.M. (2006) Modelling boreal summer heat extreme changes and their uncertainties using a physics ensemble of climate sensitivity experiments. *J. Climate*, 19, 4418.
- Claussen M. (1994) On coupling global biome models with climate models. *Climate Res*, 4, 203-221.
- Claussen M. (1998) On multiple solutions of the atmosphere-vegetation system in present-day climate. *Global Change Biol.*, 4, 549-559.
- Claussen M., Brovkin V., Ganopolski A. (2001) Biophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change. *Geophys. Res. Lett.*, 28(6), 1011-1014.
- Clayson C.A., Weitlich D. (2007) Variability of tropical diurnal sea surface temperature. *J. Climate*, 20, 334-352.
- Coe M.T. (2000) Modeling terrestrial hydrological systems at the continental scale : testing the accuracy of an atmospheric GCM. *J. Climate*, 13, 686-704.
- Cohen J., Rind D. (1991) The effect of snow on the climate. *J. Climate*, 4, 689-706.
- Cohen J., Entekhabi D. (1999) Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 345-348.
- Cohen J., Saito K. (2003) Eurasian snow cover, more skillful in predicting U.S. winter climate than the NAO/AO ? *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2190.
- Cohen J., Frei A., Rosen R.D. (2005) The role of boundary conditions in AMIP-2 simulations of the NAO. *J. Climate*, 18, 973-981.
- Cole J.J. and co-authors (2007) Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems* (in press).
- Conil S., Douville H., Tyteca S. (2007) The relative influence of soil moisture and SST in climate predictability explored within ensembles of AMIP type experiments. *Climate Dyn.*, 28, 125-145.
- Conil S., Douville H., Tyteca S. (2008) Contribution of realistic SM initial conditions to the boreal summer predictability ? (in press).
- Cook B.J., Bonan G.B., Levis S. (2006) Soil moisture feedbacks to precipitation in southern Africa. *J. Climate*, 19, 4198-4206.
- Cordisco E., Prigent C., Aires F. (2006) Snow characterization at a global scale with passive microwave satellite observations. *J. Geophys. Res.*, 111, D19102.
- Crossley J.F., Polcher J., Cox P.M., Gedney N., Planton S. (2000) Uncertainties linked to land-surface processes in climate change simulations. *Clim. Dyn.*, 16, 949-961.
- Crowley T., Baum S. (1997) Effect of vegetation on an ice-age climate model simulation. *J. Geophys. Res.*, 102, 16463-16480.
- Crucifix M., Betts R., Cox P. (2005) Vegetation and climate variability: a GCM modelling study. *Climate Dyn.*, 24, 457-467.
- Danby R.K., Hik D.S. (2007) Variability, contingency and rapid change in recent subarctic alpine tree line dynamics. *J. Ecology*, 95, 352-363.
- Dash S.K., Parth Sarthi P., Panda S.K. (2006) A study on the effect of Eurasian snow on the summer monsoon circulation and rainfall using a spectral GCM. *Int. J. Climatol.*, 26, 1017-1025.
- Davin E.L., de Noblet-Ducoudré N., Friedlingstein P. (2007) Impact of land cover change on surface climate: Relevance of the radiative forcing concept. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L13702.
- Deardorff J.W. (1978) Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 20, 1889-1903.

- Decharme B. (2005) Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous-maille et la représentation des zones inondées. Thèse de Doctorat. Université Paul Sabatier, Toulouse III, 254p.
- Decharme B., Douville H., Boone A., Habets F., Noilhan J. (2006) Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM : simulations over the Rhône basin. *J. Hydrometeorology*, 7, 61-80.
- Decharme B., Douville H. (2006a) Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Climate Dyn.*, 26, 65-78, doi:10.1007/s00382-005-0059-7.
- Decharme B., Douville H. (2006b) Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. *Climate Dyn.*, 27, 695-713, doi:10.1007/s00382-006-0160-6.
- Decharme B., Douville H. (2007) Global Validation of the ISBA Sub-Grid Hydrology. *Climate Dyn.*, 29, 21-37, doi : 10.1007/s00382-006-0216-7.
- Decharme B., Douville H., Prigent C., Papa F., Aires F. (2008) A new global river flooding scheme: Off-line validation over South America. *Climate Dyn.* (in press).
- De Fries R., Bounoua L., Collatz G. (2002) Human modification of the landscape and surface climate in the next fifty years. *Global Change Biol.*, 8, 838-858.
- Delire C., Levis S., Bonan G., Foley J., Coe M., Vavrus S. (2002) Comparison of the climate simulated by the CCM3 coupled to two different land surface models. *Climate Dyn.*, 19, 657-669.
- Delire C., Foley J.A., Thompson S. (2004) Long-term variability in a coupled atmosphere-biosphere model. *J. Climate*, 17(20), 3947-3959.
- Delworth T., Manabe S. (1989) The influence of soil wetness on near-surface atmospheric variability. *J. Climate*, 2, 1447-1462.
- De Noblet N., Prentice C.I., Joussaume S., Texier D., Botta A., Haxeltine A. (1996) Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. *Geophys. Res. Lett.*, 23(22), 3191-3194.
- De Noblet-Ducoudré N., Poutou E., Chapellaz J., Coe M.T., Krinner G. (2002) Indirect relationship between surface water budget and wetland extent. *Geophys. Res. Lett.*, 29(4), 10.129/2001GL013929.
- De Rosnay P., Polcher J., Laval K., Sabre M. (2003) Integrated parametrization of irrigation in the land surface model ORCHIDEE. Validation over the Indian Peninsula. *Geophys. Res. Lett.*, 30(19), 10.129/2003GL018024.
- Dey B., Bhanu Kumar O. (1982) An apparent relationship between Eurasian spring snow cover and the advance period of the Indian summer monsoon. *J. Appl. Meteorol.*, 21, 1929-1932.
- Dickinson R.E., Henderson-Sellers A., Kennedy P.J., Wilson M.F. (1986) Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Model. Report NCAR/TN275+STR, NCAR Technical Note.
- Dickson R.R. (1984) Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall – An extension of the Hahn-Shukla results. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 23, 171-173.
- Dirmeyer P.A., Dolman A.J., Sato N. (1999) The Global Soil Wetness Project: A pilot project for global land surface modeling and validation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 851-978.
- Dirmeyer P.A. (2000) Using a global soil wetness dataset to improve seasonal climate simulations. *J. Climate*, 13, 2900-2922.
- Dirmeyer P.A. (2001) An evaluation of the strength of land-atmosphere coupling. *J. Hydrometeorol.*, 2, 329-344.
- Dirmeyer P.A. (2003) The role of the land surface background state in climate predictability. *J. Hydrometeorol.*, 4, 599-610.
- Dirmeyer P.A. (2006) The hydrological feedback pathway for land-climate coupling. *J. Hydrometeorol.*, 7, 857-867.
- Dirmeyer P.A. (2006) Do global models properly represent the feedback between land and atmosphere? *J. Hydrometeorol.*, 7, 1177-1198.
- D'Odiroco P., Porporato A. (2004) Preferential states in soil moisture and climate dynamics. *Proc. Nat. Acad. Sc.*, 101, 8848-8851.
- Donohue R.J., Roderick M.L., McVicar T.R. (2006) On the importance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 3, 1517-1551.

- Douville H., Royer J-F., Mahfouf J-F. (1995a) A new snow parameterization for the Météo-France climate model, Part I: Validation in stand-alone experiments. *Climate Dyn.*, 12, 21-35.
- Douville H., Royer J-F., Mahfouf J-F. (1995b) A new snow parameterization for the Météo-France climate model, Part II: Validation in a 3D GCM experiment. *Climate Dyn.*, 12, 37-52.
- Douville H. and J-F. Royer (1996) Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the METEO-FRANCE GCM, *Climate Dyn.*, 12, 441-448.
- Douville H. and J-F. Royer (1996) Influence of the temperate and boreal forests on the Northern Hemisphere climate in the METEO-FRANCE climate model, *Climate Dyn.*, 13, 57-74.
- Douville H. (1998) Validation and sensitivity of the global hydrological budget in stand-alone simulations with the ISBA land surface scheme. *Climate Dyn.*, 14, 151-171.
- Douville H., Planton S., Royer J-F., Tyteca S. (1998) Climatic impact of CO₂ doubling : Uncertainties related to the land surface processes. Note de Centre du CNRM, 61, 34pp.
- Douville H., Bazile E., Caille P., Giard D., Noilhan J., Peirone L., Taillefer F. (1999) Global Soil Wetness Project: forecast and assimilation experiments performed at Météo-France, *J. Meteorol Soc. Japan*, 77, 305-316.
- Douville H., Viterbo P., Mahfouf J-F., Beljaars A.C.M. (2000) Validation of the optimum interpolation technique for sequential soil moisture analysis using FIFE data. *Monthly Weather Review*, 128, 1733-1756.
- Douville H., Chauvin F. (2000) Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions: a preliminary study. *Climate Dyn.*, 16, 719-736.
- Douville H., Planton S., Royer J-F., Stephenson D.B., Tyteca S., Kergoat L., Lafont S., Betts R.A. (2000) Importance of vegetation feedbacks in doubled-CO₂ climate experiments. *J. Geophys. Res.*, 105, 14841-14861.
- Douville H., Chauvin F., Broqua H. (2001) Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: Mean monsoon and daily precipitation. *J. Climate*, 14:2381-2403.
- Douville H. (2002) Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: interannual variability. *J. Climate*, 15, 701-720.
- Douville H., Chauvin F., Planton S., Royer J-F., Salas-Mélia D., Tyteca S. (2002) Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dyn.*, 20, 45-68.
- Douville H. (2003) Assessing the influence of soil moisture on seasonal climate variability with AGCMs. *J. Hydromet.*, 4, 1044-1066.
- Douville H. (2004) Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions: Is it an initial value problem ? *Climate Dyn.*, 22, 429-446.
- Douville H., Laval K., Cariolle D., Planton S., André J-C. (2005) Eau et Climat. Chapitre 4 dans « Les Eaux Continentales ». Rapport sur la Science et la Technologie, Académie des Sciences, Editions Tech. & Doc.
- Douville H. (2005) Limitations of time-slice experiments for predicting regional climate change over South Asia. *Climate Dyn.*, 24, 373-391.
- Douville H. (2006a) Impact of regional SST anomalies on the Indian monsoon response to global warming in the CNRM climate model. *J. Climate*, 19, 2008-2024.
- Douville H., Salas-Mélia D., Tyteca S. (2006) On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Climate Dyn.*, 26, 367-385.
- Douville H. (2006b) Detection-attribution of global warming at the regional scale: How to deal with precipitation variability? *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02701.
- Douville H., Conil S., Tyteca S., Voltaire A. (2007) Soil moisture memory and West African monsoon predictability : artefact or reality ? *Climate Dyn.*, 28, 723-742.
- Douville H., Terray P. (2007) Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques : Que nous disent les dernières simulations du GIEC ? Chap. 5 du livre blanc ESCRIME.
- Douville H., André J-C., De Marsily G. (2007) Les impacts des changements climatiques sur le cycle hydrologique. *Annales des Mines « Responsabilité et Environnement »*, numéro spécial « Réchauffement climatique et effet de serre », Juillet 2007, 49-53.
- Drusch M., Viterbo P. (2007) Assimilation of screen-level variables in ECMWF's integrated forecast system: A study on the impact of the forecast quality and analyzed soil moisture. *Mon. Weather Rev.*, 135, 300-314.

- Ducoudré N., Laval K., Perrier A. (1993) SECHIBA, a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interfaces within the LMD atmospheric GCM. *J Climate*, 6, 248-273.
- Dufresne J.-L., Quaaas J., Boucher O., Denvil S., Fairhead L. (2005) Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21703.
- Dümenil L., Todini E. (1992) A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. *Advanced Theoretical Hydrol*, 9, 129-157.
- Eklundh L., Olsson L. (2003) Vegetation index trends for the African Sahel 1982-1999. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1430.
- Entekhabi D., Eagleson P.S. (1989) Land surface hydrology parameterization for atmospheric GCMs including subgrid spatial variability. *J Climate*, 2, 816-831.
- Essery R., Martin E., Douville H., Fernandez A., Brun E. (1998) A comparison of four snow models using observations from an alpine site. *Climate Dyn.*, 15, 583-593.
- Etchevers P. and co-authors (2002) SNOWMIP, an intercomparison of snow models: first results. *Proceedings. International Snow Science Workshop*, Penticton, 8p.
- Etchevers P. and co-authors (2004) Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project). *Annals of Glaciology*, 38, 150-158.
- Fasullo J. (2004) A stratified diagnosis of the Indian Monsoon – Eurasian snow cover relationship. *J. Climate*, 17, 1110-1122.
- Fennessy M., Shukla J. (1999) Impact of initial soil wetness on seasonal atmospheric prediction. *J. Climate*, 12, 3167-3180.
- Ferranti L., Molteni F. (1999) Ensemble simulations of Eurasian snow-depth anomalies and their influence on the summer Asian monsoon. *Quat. J. Royal Met. Soc.*, 125, 2597-2610.
- Ferranti L., Viterbo P. (2006) The European summer of 2003 : sensitivity to soil water initial conditions. *J. Climate*, 19, 3659-3680.
- Field C., Jackson R., Mooney H. (1995) Stomatal response to increased CO₂: Implications from the plant to the global scale. *Plant Cell Environ.*, 18, 1214-1255.
- Fischer E., Seneviratne S.I., Vidale P.L., Lüthi D., Schär C. (2007) Soil moisture – atmosphere interactions during the 2003 summer heatwave. *Climate Dyn.* (in press)
- Fletcher C.G., Kushner P.J., Cohen J. (2007) Stratospheric control of the extratropical circulation response to surface forcing. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21802.
- Foley J.A., Kutzbach J.E., Coe M.T., Levis S. (1994) Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch. *Nature*, 371, 52-54.
- Foley J.A., Prentice C.I., Ramankutty N., Levis S., Pollard D., Sitch S., Haxeltine A. (1996) An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 10, 603-628.
- Fontaine B., Philippon N. (2000) Seasonal evolution of boundary layer heat content in the West African monsoon from the NCEP/NCAR reanalysis (1968-1998). *Int. J. Climatol.*, 20, 1777-1790.
- Frei A., Robinson D.A. (1999) Northern hemisphere snow cover: regional variability 1972-1994. *Int. J. Climatol.*, 19, 1535-1560.
- Gallimore R., Kutzbach J. (1996) Role of orbitally induced changes in tundra area in the onset of glaciation. *Nature*, 381, 503-505.
- Gallimore R., Jacob R., Kutzbach J. (2005) Coupled atmosphere-ocean-vegetation simulations for modern and mid-Holocene climates: Role of extratropical vegetation cover feedbacks. *Climate Dyn.*, 25, 755-776.
- Ganopolski A., Kubatzki C., Claussen M., Brovkin V., Pethoukhov V. (1998) The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene. *Science*, 280, 1916-1919.
- Garratt J.R. (1993) Sensitivity of climate simulations to land surface and atmospheric boundary-layer treatments – A review. *J. Climate*, 6, 419-449.
- Gedney N., Cox P., Douville H., Polcher J., Valdes P. (2000) Characterizing GCM land surface schemes to understand their responses to climate change. *J. Climate*, 13, 3066-3079.
- Gedney N., Cox P.M. (2003) The sensitivity of global climate model simulations to the representation of soil moisture heterogeneity. *J Hydrometeorol.*, 4, 1265-1275.

- Gedney N., Cox P., Huntingford C. (2004) Climate feedback from wetland methane emissions. *Geophys. Res. Lett.*, 31, 21029/2004GL020919.
- Gedney N., Cox P.M., Betts R.A., Boucher O., Huntingford C., Stott P.A. (2006) Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, 439, 835-838.
- Gershunov A., Schneider N., Barnett T. (2000) Low-frequency modulation of the ENSO-Indian monsoon rainfall relationship: signal or noise? *J. Climate*, 14, 2486-2492.
- Ghan S.J., Bian X., Hunt A.G., Coleman A. (2002) The thermodynamic influence of subgrid orography in a global climate model. *Climate Dyn*, 20, 31-44.
- Giannini A., Saravan R., Chang P. (2003) Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal timescales. *Science*, 302, 1027-1030.
- Giard D., Bazile E. (2000) Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model. *Mon. Weather Rev.*, 128, 997-1015.
- Gibelin A-L., Calvet J-C., Roujean J-L., Jarlan L., Los S.O. (2006) Ability of the land surface model ISBA A-gs to simulate leaf area index at the global scale: comparison with satellite products. *J. Geophys. Res.*, 111, D18102.
- Giorgi F., Bi X. (2005) Updated regional precipitation and temperature changes for the 21st century from ensembles of recent AOGCM simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21715.
- Goldewijk K. (2001) Estimating global land use change over the past 300 years: the HYDE database. *Global Biogeochemical Cycles*, 15, 417-433.
- Gong G., Entekhabi D. (2002) A large-ensemble model study of the wintertime AO-NAO and the role of interannual snow perturbations. *J. Climate*, 15, 3488-3499.
- Gong G., Entekhabi D., Cohen J. (2003) Modeled Northern Hemisphere winter climate response to realistic Siberian snow anomalies. *J. Climate*, 16, 3917-3931.
- Guérémy J-F., Déqué M., Braun A., Piedelièvre J-P. (2005) Actual and potential skill of seasonal predictions using the CNRM contribution to DEMETER : coupled versus uncoupled model. *Tellus*, 57A, 308-319.
- Guo Z., Dirmeyer P.A., Hu Z-Z., Gao X., Zhao M. (2006) Evaluation of the second Global Soil Wetness Project soil moisture simulations: 2. Sensitivity to external meteorological forcing. *J. Geophys. Res.*, 111, D22S03.
- Guo Z., Dirmeyer P.A. (2006) Evaluation of the second Global Soil Wetness Project soil moisture simulations: 1. Intermode comparison. *J. Geophys. Res.*, 111, D22S02.
- Guo Z. and co-authors (2006) GLACE: The Global Land-Atmosphere Coupling Experiment. Part II: Analysis. *J. Hydrometeor.*, 4, 611-625.
- Gutzler D.S., Rosen R.D. (1992) Interannual variability of wintertime snow cover across the Northern Hemisphere. *J. Climate*, 5, 1441-1447.
- Habets F., Saulnier G.M. (2001) Subgrid runoff parameterization. *Phys. Chem. Earth*, 26, 455-459.
- Hall A., Qu X. (2006) Using the current seasonal cycle to constrain snow albedo feedback in future climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03502.
- Hahn D.G., Shukla J. (1976) An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *J. Atmos. Sci.*, 33, 2461-2462.
- Hegerl G.C., Zwiers F.W., Stott P.A., Khari V.V. (2004) Detectability of anthropogenic changes in annual temperature and precipitation extremes. *J. Climate*, 17, 3683-3700.
- Hegerl G.C. and co-authors (2006) Climate change detection and attribution: Beyond mean temperature signals. *J. Climate*, 19, 5028-5077.
- Held I., Soden B.J. (2006) Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Climate*, 19, 5686-5699.
- Held I., Delworth T.L., Lu J., Findell K.L., Knutson T.R. (2006) Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *PNAS*, 102, 17891-17896.
- Henderson-Sellers A., Dickinson R.E. (1992) Intercomparison of land surface parameterizations launched, *EOS*, 73, 195-196.
- Henderson-Sellers A. (1993) Continental vegetation as a dynamic component of a global climate model: A preliminary assessment. *Clim. Change*, 23, 337-377.
- Henderson-Sellers A., McGuffie K., Gross C. (1995) Sensitivity of global climate model simulation to increased stomatal resistance and CO₂. *J. Climate*, 8, 1739-1756.

- Hoerling M., Hurrell J., Eischeid J., Phillips A. (2006) Detection and attribution of 20th century northern and southern Africa monsoon change. *J. Climate*, 19, 3989-4008.
- Holdridge L.R. (1947) Determination of world formations from simple climatic data. *Science*, 105, 367-368.
- Houser P., Hutchinson M.F., Viterbo P., Douville H., Running S.W. (2004) Terrestrial Data Assimilation. Chapter C.4 of the BAHC synthesis book "Vegetation, Water, Humans and the Climate". Springer-Verlag, 545p.
- Hu Z-Z., Schneider E.K., Bhatt U.S., Kirtman B.P. (2004) Potential mechanism for response of El Niño-Southern Oscillation variability to change in land surface energy budget. *J. Geophys. Res.*, 109, D21113.
- Hulme M., Doherty R., Ngara T., New M., Lister D. (2001) African climate change: 1900-2100. *Clim. Res.*, 17, 145-168.
- Huntington T.G. (2007) CO₂-induced suppression of transpiration cannot explain increasing runoff. *Hydrological Processes*. doi:10.1002/hyp.6925.
- IPCC (2001) *Climatic Change 2001. The Scientific Basis*. Cambridge Univ Press.
- Jarvis P.G. (1976) The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, B273, 593-610.
- Joly M., Voltaire A., Douville H., Terray P., Royer J-F. (2007) African monsoon teleconnections with tropical SSTs in a set of IPCC4 coupled models. *Climate Dyn.*, doi:10.1007/s00382-006-0215-8.
- Joseph R., Nigam S. (2006) ENSO evolution and teleconnection in IPCC's twentieth-century climate simulations: Realistic representation? *J. Climate*, 19, 4360-4377.
- Iwasaki T. (1991) Year-to-year variation of snow cover area in the Northern Hemisphere. *J. Met. Soc. Japan*, 69, 209-217.
- Kanae S., Hirabayashi Y., Yamada T., Oki T. (2006) Influence of "realistic" land surface wetness on predictability of seasonal precipitation in boreal summer. *J. Climate*, 19, 1450-1460.
- Khodri M., Leclainche Y., Ramstein G., Braconnot P., Marti O., Cortijo E. (2001) Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation. *Nature*, 410, 570-574.
- Kleidon A., Fraedrich K., Heimann M. (2000) A green planet versus a desert world: Estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate. *Climatic Change*, 44, 471-493.
- Kleidon A. (2004) Beyond Gaïa: Thermodynamics of life and Earth system functioning. *Climatic Change*, 66, 271-319.
- Köppen W. (1936) *Das Geographisches System der Klimate*. In: Köppen W., Geiger R. (eds) *Handbuch der Klimatologie*, Berlin.
- Koster R.D., Suarez M.J. (1992) Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands. *J. Geophys. Res.*, 97, 2697-2715.
- Koster R.D., Suarez M.J. (1995) Relative contributions of land and ocean processes to precipitation variability. *J. Geophys. Res.*, 100, 13775-13790.
- Koster R.D., Milly P.C.D. (1997) The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *J. Climate*, 10, 1578-1591.
- Koster R.D., Suarez M.J., Heiser M. (2000) Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual timescales. *J. Hydrometeorol.*, 1, 26-46.
- Koster R.D. and co-authors (2002) Comparing the degree of land-atmosphere interaction in four atmospheric general circulation models. *J. Hydrometeorol.*, 3, 363-375.
- Koster R.D., Suarez M.J. (2004) Suggestions in the observational record of land-atmosphere feedback operating at seasonal timescales. *J. Hydrometeorol.*, 5, 567-572.
- Koster R.D. and co-authors (2004) Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305, 1138-1140.
- Koster R.D., Fekete B.M., Huffman G.J., Stackhouse Jr P.W. (2006) Revisiting a hydrological analysis framework with ISLSCP-2 rainfall, net radiation and runoff fields. *J. Geophys. Res.*, 111, D22S05.
- Krinner G. (2003) Impact of lakes and wetlands on boreal climate. *J. Geophys. Res.*, 108, 4520.
- Krinner G. and co-authors (2005) A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 19, doi:10.1029/2003GB002199.

- Krinner G., Magand O., Simmonds I., Genthon C., Dufresne J-L. (2006) Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the 20th and 21st centuries. *Climate Dyn.* (in press).
- Kripalani R.H., Singh S.V., Vernekar A.D., Thapliyal V. (1996) Empirical study on Nimbus-7 snow mass and Indian summer monsoon rainfall. *Int. J. Climatol.*, 16, 23-34.
- Kripalani R.H., Kulkarni A. (1999) Climatology and variability of historical Soviet snow depth data: some new perspectives in snow – Indian monsoon teleconnections. *Climate Dyn.*, 15, 475-489.
- Kumar A., Yang F. (2003) Comparative influence of snow and SST variability on extratropical climate in northern winter. *J. Climate*, 16, 2248-2261.
- Labat D., Godd ris Y., Probst J-L., Guyot J-L. (2004) Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Adv. Water Res.*, 27, 631-642.
- Laval K., Picon L. (1986) Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on Climate. *JAS*, 43, 2418-2429.
- Lambert F.H., Gillett N.P., Stone D.A., Huntingford C. (2005) Attribution studies of observed land precipitation changes with nine coupled models. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18704.
- Lambert F.H., Chiang J.C.H. (2007) Control of land-ocean temperature contrast by ocean heat uptake. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L13704.
- Ledoux E., Girard G., De Marsily G., Deschenes J. (1989) Spatially distributed modeling : conceptual approach coupling surface water and ground water. *NATO, ASI Series C*, 275, 435-454.
- Levis S., Bonan G.B., Bonfils C. (2004) Soil feedback drives the mid-Holocene North African monsoon northward in fully coupled CCSM2 simulations with a dynamic vegetation model. *Climate Dyn.*, 23, 791-802.
- Li H., Robock A., Wild M. (2007) Evaluation of IPCC AR4 soil moisture simulations for the second half of the twentieth century. *J. Geophys. Res.*, 112, D06106.
- Liang X., Lettenmaier D.P., Wood E.F. (1996) A one-dimensional statistical dynamic representation of subgrid spatial variability of precipitation in the 2-layer VIC model. *JGR*, 101, 21403-21422.
- Liepert B.G., Feichter J., Lohmann U., Roeckner E. (2004) Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world? *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06207.
- Liu J., Curry J.A. (2006) Variability of the tropical and subtropical ocean surface latent heat flux during 1989-2000. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L05706.
- Liu Y., Gupta H.V. (2007) Uncertainty in hydrologic modeling: Toward an integrated data assimilation framework. *Water Resources Res.*, 43, W07401.
- Liu Z., Notaro M., Kutzbach J. (2006) Assessing global vegetation-climate feedbacks from observations. *J. Climate*, 19, 787-814.
- Liu Z., Wang Y., Gallimore R., Notaro M., Prentice I.C. (2006) On the cause of abrupt vegetation collapse in North Africa during the Holocene: climate variability vs. vegetation feedback. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L22709.
- Long S.P., Ainsworth E.A., Leakey A.D.B., N sberger J., Ort D.R. (2006) Food for thought: Lower-than-expected crop yield stimulation with rising CO₂ concentrations. *Science*, 312, 1918-1921.
- Loth B., Graf H.F., Oberhuber J.M. (1993) Snow cover model for global climate simulations. *J. Geophys. Res.*, 98, 10451-10464.
- Lovelock J.E. (1972) *Gaia: A new look at life on Earth*. Oxford Univ. Press, Oxford.
- Lu J., Delworth T. (2005) Oceanic forcing of the late 20th century Sahel drought. *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2005GL023316.
- Lynch-Stieglitz (1994) The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM. *J. Climate*, 7, 1842-1855.
- Mahfouf J-F. (1991) Analysis of soil moisture from near-surface parameters: a feasibility study. *J. Appl. Meteorol.*, 30, 1534-1547.
- Mahfouf J-F., Manzi A.O., Noilhan J., Giordani H., D qu  M. (1995) The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Climate*, 8, 2039-2057.
- Mahfouf J-F., Noilhan J. (1996) Inclusion of a gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *J. Appl. Meteorol.*, 35, 987-992.
- Mahfouf J-F. (2007) L'analyse dans le sol   Météo-France. Partie 1: Evaluation et perspectives   l'échelle locale. Note de Centre du CNRM (en préparation).

- Manabe S. (1975) A study of the interaction between the hydrological cycle and the climate using a mathematical model of the atmosphere. Proc. Conf. on Weather and Food, MIT, Cambridge, 10pp.
- Manzi A.O., Planton S. (1994) Implementation of the ISBA parametrization scheme for land surface processes in a GCM – an annual cycle experiment. *J. Hydrology*, 155, 353-387.
- Masson V., Champeaux J-L., Chauvin F., Meriguet C., Lacaze R. (2003) A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Climate*, 16, 1261-1282.
- May W., Roeckner E. (2001) A time-slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution: the impact of horizontal resolution on annual mean climate change. *Clim. Dyn.*, 17, 407-420.
- Meeh G.A., Washington W.M. (1988) A comparison of soil moisture sensitivity in two global climate models. *J. Atm. Sc.*, 45, 1476-1492.
- Meehl G.A. (1994) Coupled land-ocean-atmosphere processes and South Asian monsoon variability. *Science*, 265, 263-267.
- Mialon A., Fily M., Royer A. (2005) Seasonal snow cover extent from microwave remote sensing data: comparison with existing ground and satellite based measurements. *EARSel eProceedings*, 4, 215-225.
- Mikolajewicz U., Gröger M., Maier-Reimer E., Schurgers G., Vizcaino M., Winguth A. (2006) Long-term effects of anthropogenic CO₂ emissions simulated with a complex earth system model. *Climate Dyn.*, 28, 599-633.
- Mintz Y., Serafini Y.V. (1992) A global monthly climatology of soil moisture and water balance. *Climate Dyn.*, 8, 13-27.
- Molod A., Salmun H., Waugh D.W. (2004) The impact on a GCM climate of an extended Mosaic technique for the land-atmosphere coupling. *J. Climate*, 17, 3877-3891.
- Muñoz-Sabater J., Jarlan L., Calvet J-C., Bouyssel F. (2007) From near-surface to root-zone soil moisture using different assimilation techniques. *J. Hydrometeorol.* (in press).
- Myneni R.B., Keling C.D., Tucker C.J., Asrar G., Nemani R.R. (1997) Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991. *Nature*, 386, 698-702.
- Namias J. (1985) Some empirical evidence for the influence of snow cover on temperature and precipitation. *Mon. Weather Rev.*, 113, 1542-1553.
- Nemani R.R. and co-authors (2003) Climate-driven increase in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *Science*, 300, 1560-1563.
- Nicolisky D.J., Romanovsky V.E., Alexeev V.A., Lawrence D.M. (2007) Improved modeling of permafrost dynamics in a GCM land surface scheme. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L08501.
- Niu G-Y., Yang Z-L. (2006) Assessing a land surface model's improvements with GRACE estimates. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07401.
- Niu G-Y., Yang Z-L., Dickinson R.E., Gulden L.E., Su H. (2007) Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data. *J. Geophys. Res.*, 112, D07103.
- Noilhan J., Lacarrère P. (1995) GCM gridscale evaporation from mesoscale modeling. *J. Climate*, 8, 206-223.
- Oki T., Sud Y.C. (1998) Design of Total Runoff Integrated Pathways (TRIP). A global river channel network. *Earth Interaction*, 2.
- Oki T., Kanae S. (2006) Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, 313, 1068-1072.
- Ose T. (1996) The comparison of the simulated response to the regional snow mass anomalies over Tibet, Eastern Europe and Siberia. *J. Met. Soc. Japan*, 74, 845-866.
- Paeth H., Feichter J. (2006) Greenhouse-gas versus aerosol forcing and African climate response. *Clim. Dyn.*, 26, 35-54.
- Pauwels V.R.N., De Lannoy G.J.M. (2006) Improvement of modeled soil wetness conditions and turbulent fluxes through the assimilation of observed discharge. *J. Hydrometeorol.*, 7, 458-477.
- Pellarin T., Wigneron J-P., Calvet J-C., Berger M., Douville H., Ferrazzoli P., Kerr Y.H., Lopez-Baeza E., Pulliainen J., Simmonds L.P., Waldteufel P. (2003) Two-year global simulation of L-brightness temperatures over land, *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, Vol. 41, No. 9, pp. 2135-2139.

- Philippon N., Fontaine B. (1999) Un nouveau schéma de prévision statistique des précipitations sahéliennes de juillet-septembre (1968-1994). *C.R. Acad. Sci.*, 329, 1-6.
- Philippon N., Fontaine B. (2002) The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness? *Annales Geophys.*, 20, 575-582.
- Piao S., Friedlingstein P., Ciais P., de Noblet N., Labat D., Zaehle S. (2007) Climate and land-use changes have a larger impact than rising CO₂ on global river runoff trends. *PNAS* (soumis).
- Pitman A. and co-authors (1996) Results from the off-line control simulation phase 1(c) of the Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Scheme (PILPS). *Climate Dyn.*, ????
- Polcher J., Laval K. (1994) The impact of African and Amazonian deforestation on tropical climate. *J. Hydrology*, 155, 389-405.
- Polcher J. and co-authors (1998) A proposal for a general interface between land surface schemes and general circulation models. *Global Planet. Change*, 19, 261-276.
- Polcher J., Crossley J., Bunton J., Douville H., Gedney N., Planton S., Rowntree P., Valdes P. (1998) Importance of land surface processes for the uncertainties of climate change: A European project. *GEWEX News*, 8, 11-13.
- Poutou E., Krinner G., Genthon C., de Noblet N. (2004) Role of soil freezing in future boreal climate change. *Climate Dyn.*, 23, 621-639.
- Prigent C., Matthews E., Aires F., Rossow W.B. (2001) Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 4631-4634.
- Prigent C., Aires F., Rossow W.B., Robock A. (2005) Sensitivity of satellite microwave and infrared observations to soil moisture at a global scale : Relationship of satellite observations to in situ satellite measurements. *J. Geophys. Res.*, 110, D07110.
- Qian B., Saunders M.A. (2003) Summer UK temperature and its link to preceding Eurasian snow cover, North Atlantic SSTs and the NAO. *J. Climate*, 16, 4108-4120.
- Qu W.Q., Henderson-Sellers A. (1998) Comparing the scatter in PILPS off-line experiments with that in AMIP I coupled experiments. *Global Planet. Change*, 19, 209-223.
- Raisänen J. (2007) How reliable are climate model ? *Tellus*, 59A, 2-29.
- Ramillien G., Cazenave A., Brunau O. (2004) Global time variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry. *Geophys. J. Int.*, 158, 813-826.
- Randall D.A. and co-authors (1994) Interpretation of snow feedbacks in 14 general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 99, 20757-20771.
- Reale O., Dirmeyer P. (2002) Modelling the effect of land surface evaporation variability on precipitation variability. Part I: General response. *J. Hydrometeor.*, 3, 433-450.
- Rind D., Peteet D., Kukla G. (1989) Can Milankovitch orbital variations initiate the growth of ice sheets in a GCM? *J. Geophys. Res.*, 94, 12851-12871.
- Robinson D., Kunzi K., Kukla G., Rott H. (1984) Comparative utility of microwave and shortwave satellite data for all-weather charting of snow cover. *Nature*, 312, 434-435.
- Robock A., Schlosser C.A., Vinnikov K.Y., Speranskaya N.A., Entin J.K. (1998) Evaluation of AMIP soil moisture simulations. *Glob. Planet. Change*, 19, 181-208.
- Robock A. and co-authors (2000) The global Soil Moisture Data Bank. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 1281-1299.
- Robock A., Mu M.Q., Vinnikov K., Robinson D. (2003) Land surface conditions over Eurasia and Indian summer monsoon rainfall. *J. Geophys. Res.*, 108, 4131.
- Robock A., Mu M., Vinnikov K., Trofimova I.V., Adamenko T.I. (2005) Forty-five years of observed soil moisture in the Ukraine: No summer dessication (yet). *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03401.
- Robock A., Li H. (2006) Solar dimming and CO₂ effects on soil moisture trends. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L20708.
- Rodell M. and co-authors (2004) The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 381-394.
- Roesch A. (2006) Evaluation of surface albedo and snow cover in AR4 coupled climate models. *J. Geophys. Res.*, 111, D15111.
- Rotstayn L.D., Lohmann U. (2002) Tropical rainfall trends and the indirect aerosol effect. *J. Climate*, 15, 2103-2116.
- Rowell D.P., Blondin C. (1990) The influence of soil wetness distribution on short-range rainfall forecasting in the West African Sahel. *Quat. J. Royal Met. Soc.*, 116, 1471-1485.

- Royer J-F., Déqué M., Pestiaux P. (1984) A sensitivity experiment to astronomical forcing with a spectral GCM : Simulation of the annual cycle at 125,000 BP and 115,000 BP. In Milankovitch and Climate, part 2, edited by A.L. Berger et al., pp. 733-763.
- Saito K., Cohen J., Entekhabi D. (2001) Evolution of atmospheric response to early-season Eurasian snow cover anomalies. *Mon. Weather Rev.*, 129, 2746-2760.
- Salas D. and co-authors (2005) Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model. *Note de Centre du CNRM*, 103.
- Saunders M.A., Qian B., Lloyd-Hughes B. (2003) Summer snow extent heralding of the winter North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1378.
- Schmidt R. and co-authors (2006) GRACE observations of changes in continental water storage. *Glob. Planet. Change*, 50, 112-126.
- Schlosser C.A. and co-authors (2000) Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdaï, Russia: PILPS Phase 2(d). *Mon. Weather Rev.*, 128, 301-321.
- Schmugge T.J., Kustas W.P., Ritchie J.C., Jackson T.J., Al Rango (2002) Remote sensing in hydrology. *Adv. Water Resour.*, 25, 1367-1385.
- Scialdone J., Robock A. (1987) Comparison of Northern Hemisphere snow cover data sets. *J. Climate Appl. Meteorol.*, 26, 53-68.
- Sellers P.J., Mintz Y., Sud Y.C., Dalcher A. (1986) A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 43, 505-531.
- Sellers P.J., Hall F.G., Asrar G., Strebel D.E., Murphy R.E. (1988) The First ISLSCP Field Experiment (FIFE). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69, 22-27.
- Sellers P.J. and co-authors (1996) Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ on climate. *Nature*, 271, 1402-1406.
- Seneviratne S.I. and co-authors (2006a) Soil moisture memory in AGCM simulations: Analysis of Global Land-Atmosphere Coupling Experiment (GLACE) data. *J. Hydrometeorol.*, 7, 1090-1112.
- Seneviratne S.I., Lüthi D., Litschi M., Schär C. (2006b) Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443, 205-209.
- Serafini Y.V. (1990) The time scale of land surface hydrology in response to initial soil moisture anomalies: a case study. *Tellus*, 42A, 390-400.
- Sheffield J., Goteti G., Wood E. (2006) Development of a 50-yr high resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *J. Climate*, 19, 3088-3111.
- Shindell D.T., Walter B.P., Faluvegi G. (2004) Impacts of climate change on methane emissions from wetlands. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L21202.
- Shinoda M. (2001) Climate memory of snow mass as soil moisture over Eurasia. *J. Geophys. Res.*, 106, 33393-33403.
- Shukla J., Mintz Y. (1982) Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate. *Science*, 215, 1498-1501.
- Shuttleworth J., Yang Z-L., Altaf Arain M. (1997) Aggregation rules for surface parameters in global climate models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2, 217-226.
- Spagnoli B., Planton S., Déqué M., Mestre O., Moisselin J-M. (2002) Detecting climate change at a regional scale: The case of France. *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2001GL014619.
- Sud Y.C., Mocko D.M., Lau K.M., Atlas R. (2003) Simulating the midwestern U.S. drought of 1988 with a GCM. *J. Climate*, 16, 3946-3965.
- Sutton R.T., Dong B., Gregory J.M. (2007) Land/sea warming ratio in response to climate change: IPCC AR4 model results and comparison with observations. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L02701.
- Swenson S., Wahr J. (2006) Estimating large-scale precipitation minus evaporation from GRACE satellite gravity measurements. *J. Hydrometeorol.*, 7, 252-269.
- Taylor C.M., Lambin E.F., Stephenne N., Harding R.J., Essery R.L.H. (2002) The influence of land use change on climate in the Sahel. *J. Climate*, 15, 3615-3629.
- Teuling A.J., Seneviratne S.I., Williams C., Troch P.A. (2006) Observed timescales of evapotranspiration response to soil moisture. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23403.
- Texier D. and co-authors (1997) Quantifying the role of biosphere-atmosphere feedbacks in climate change: coupled model simulations for 6000 years BP and comparison with palaeodata for northern Eurasia and northern Africa. *Climate Dyn.*, 13, 865-882.

- The IMAGE Project (1998) Global Change Scenarios of the 21st Century. Vol. Elsevier Science Ltd, Oxford.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M. (1998) The Arctic Oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- Trenberth K.E. (1999) Atmospheric moisture recycling: role of advection and local evaporation. *J. Climate*, 12, 1368-1381.
- Ueda H., Shinoda M., Kamahori H. (2006) Spring northward retreat of Eurasian snow cover relevant to seasonal and interannual variations of atmospheric circulation. *Int. J. Climatol.*, 23, 615-629.
- Uppala S.M. and co-authors (2005) The ERA40 re-analysis. *Quat. J. Royal Met. Soc.*, 131, 2961-3012.
- Vautard R. and co-authors (2007) Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07711.
- Vavrus S. (2007) The role of terrestrial snow cover in the climate system. *Climate Dyn.*, 29, 73-88.
- Verseghy D.L. (1991) CLASS – a Canadian Land Surface Scheme for GCMs. 1. Soil model. *Int. J. Climatol.*, 11, 111-133.
- Voldoire A., Royer J-F. (2004) Tropical deforestation and climate variability. *Climate Dyn.*, 22, 857-874.
- Voldoire A., Royer J-F. (2005) Climate sensitivity to tropical land surface changes with coupled versus prescribed SSTs. *Climate Dyn.*, 24, 843-862.
- Voldoire A. (2006) Quantifying the impact of future land-use changes against increase in GHG concentrations. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04701.
- Wagner W., Lemoine G., Rott H. (1999) A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sens. Environ.*, 70, 191-207.
- Wahr J., Swenson S., Velicogna I. (2006) Accuracy of GRACE mass estimates. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06401.
- Walker J., Rowntree P.R. (1977) The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. *Quat. J. Royal Met. Soc.*, 103, 29-46.
- Walland D.J., Simmonds I. (1996) Sub-grid-scale topography and the simulation of the northern hemisphere snow cover. *Int. J. Climatol.*, 16, 961-982.
- Wang G., Eltahir E.A.B. (2000) Ecosystem dynamics and the Sahel drought. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 795-798.
- Wang G., Eltahir E.A.B., Foley J.A., Pollard D., Levis S. (2004) Decadal variability of rainfall in the Sahel: results from the coupled GENESIS-IBIS atmosphere-biosphere model. *Climate Dyn.*, 22, 625-637.
- Wigley T.M.L., Jones P.D. (1985) Influences of precipitation changes and direct CO₂ effects on streamflow. *Nature*, 314, 149-152.
- Wild M., Ohmura A., Gilgen H., Rosenfeld D. (2004) On the consistency of trends in radiation and temperature records and implications for the global hydrological cycle. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11201.
- Wild M. and co-authors (2005) From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science*, 308, 847-850.
- Wild M., Ohmura A., Makowski K. (2007) Impact of global dimming and brightening on global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L04702.
- Wood E.F., Lettenmaier D.P., Zartarian V.G. (1992) A land surface hydrology parameterization with subgrid variability for GCMs. *JGR*, 97, 2717-2728.
- Wood E.F. and co-authors (1998) The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase 2c Red-Arkansas River basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons. *Global Planet. Change*, 19, 115-135.
- Woodward F.I. (1987) *Climate and plant distribution*. Cambridge Univ. Press, New York, 174pp.
- Yamaguchi K., Noda A., Kitoh A. (2005) The changes in permafrost induced by greenhouse warming: A numerical study applying multiple-layer ground model. *J. Met. Soc. Japan*, 83, 799-815.
- Yasunari T., Kitoh A., Tokioka. T. (1991) Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate – A study with the MRI GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 473-487.
- Yeh T.C., Wetherald R.T., Manabe S. (1983) A model study of the short-term climatic and hydrologic effects of sudden snow-cover removal. *Mon. Weather Rev.*, 111, 1013-1024.

- Yeh P.J-F., Swenson S.C., Famiglietti J.S., Rodell M. (2006) Remote sensing of groundwater storage changes in Illinois using the Gravimetry Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Water Resources Res.*, 42, W12203.
- Yoshioka M., Mahowald N.M., Conley A.J., Collins W.D., Fillmore D.W., Zender C.S., Coleman D.B. (2007) Impact of desert dust radiative forcing on Sahel precipitation: Relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes, and greenhouse gas warming. *J. Climate*, 20, 1445-1467.
- Yu Z. (2000) Assessing the response of subgrid hydrologic processes to atmospheric forcing with a hydrologic model system. *Global Planet. Change*, 25, 1-17.
- Zeng N., Neelin J.D., Lau K.M., Tucker C.J. (1999) Enhancement of interdecadal variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, 286, 1537-1540.
- Zeng N., Hales K., Neelin J.D. (2002) Non-linear dynamics in a coupled vegetation-atmosphere system and implications for forest-desert gradient. *J Climate*, 15, 3474-3487.
- Zhang R., Delworth T. (2006) Impact of Atlantic multi-decadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L17712.
- Zhao R.J. (1977) Flood forecasting method for humid regions of China. East China College of Hydraulic Engineering, Nanjing, China.

Annexe A :

Curriculum Vitae

Hervé Douville
Ingénieur en Chef des Ponts et Chaussées
CNRM/GMGEC/UDC
42 avenue Coriolis
31057 Toulouse Cedex 01
Tel : 05 61 07 96 25
Fax : 05 61 07 96 10
Email : herve.douville@meteo.fr

Formation :

- 1995 Doctorat de l'Université Paul Sabatier de Toulouse. *La neige et sa paramétrisation dans les simulations climatiques*. Spécialité Physique de l'Atmosphère, mention Très Honorable avec Félicitations.
- 1991 Diplôme d'Ingénieur de la Météorologie de l'Ecole Nationale de la Météorologie.
- 1990 Diplôme d'Ingénieur Agronome de l'Institut National Agronomique Paris-Grignon.
- 1986-87 Classes préparatoires, Lycée Malherbe, Caen.
- 1985 Baccalauréat Série C, mention Bien.

Stages, service national et expérience professionnelle :

- 1995- Chercheur dans l'équipe Unité Dynamique du Climat du CNRM.
- 1998 Consultant au Centre Européen de Météorologie à Moyen Terme (7 mois). *Test d'une méthode d'analyse de surface dans un modèle atmosphérique 1D grâce aux données de la campagne de mesure FIFE*.
- 1991-93 Service National en tant que Volontaire à l'Aide Technique au Service Météorologique de la Réunion. *Etude climatologique de la répartition des pluies et développement d'un outil de tracé automatique*.
- 1991 Stage de fin d'étude IM au sein de l'équipe ERAM du CNRM. *Etude des réchauffements stratosphériques soudains*.

Encadrement, comités et jurys de thèse :

- 2007 Encadrement de la thèse de Yannick Peings. *Influence de la couverture neigeuse de l'Hémisphère Nord sur la variabilité et la prévisibilité climatique*.
- 2007 Encadrement du postdoc de Virginie Lorient (6 mois, projet européen AMMA). *Etude des téléconnexions liées à la mousson Ouest-Africaine*.
- 2007 Encadrement du stage de Mastère de Nathalie Saint Ramond. *Influence directe et indirecte des forçages anthropiques sur les débits des grands fleuves*.
- 2006 Jury de thèse de Cyrille Caminade. *Rôle de l'océan et influence des émissions d'origine anthropique sur la variabilité climatique en Afrique*.

- 2006 Jury de thèse de Frédéric Frappart. *Hydrologie spatiale : Développement d'outils méthodologiques pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux.*
- 2005 Encadrement du postdoc de Sébastien Conil (12 mois, projet européen ENSEMBLES). *Influence de l'humidité du sol sur la variabilité et la prévisibilité climatique à l'échelle saisonnière.*
- 2006 Encadrement du stage de fin d'étude ITM de Mathieu Joly. *La mousson Africaine dans les scénarios du CNRM, variabilité naturelle et changement climatique.*
- 2005 Encadrement du stage de Mastère de Joan Ballester Claramunt. *Impact du réchauffement global sur les canicules et les vagues de froid.*
- 2004-07 Comité de thèse de Pascale Smith (doctorante LSCE-INRA).
- 2004-07 Comité de thèse d'Edouard Davin (doctorant LSCE).
- 2003-05 Encadrement de la thèse de Bertrand Decharme. *Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous-maille et la représentation des zones inondées.*
- 2001 Encadrement du postdoc de G. Garric (6 mois, projet européen WAMP). *Prévision saisonnière statistico-dynamique de la mousson Africaine.*
- 2001 Jury de thèse de François Bouyssel. *Analyse variationnelle des paramètres de surface.*
- 2001 Encadrement du stage de Mastère de Nicolas Chapelon. *Analyse des incertitudes sur les débits simulés par ISBA-TRIP sur le bassin Amazonien.*
- 2000 Encadrement du stage de fin d'étude ITM de Philippe Gaudin. *Validation du bilan hydrique continental simulé par ISBA à l'aide du modèle hydrologique TRIP.*
- 1999 Encadrement du stage de fin d'étude ITM d'Hervé Broqua. *Influence de l'humidité du sol sur la mousson Asiatique.*
- 1998 Encadrement du stage de fin d'étude ITM de Jérôme Lecou et Vivien Pourret. *Analyse de la réponse du cycle hydrologique dans des expériences de doublement de CO₂.*

Publications dans des revues à comité de lecture :

1. **Douville H.**, Royer J-F., Mahfouf J-F. (1995) A new snow parameterization for the Météo-France climate model, Part I: Validation in stand-alone experiments. *Climate Dyn.*, 12:21-35
2. **Douville H.**, Royer J-F., Mahfouf J-F. (1995) A new snow parameterization for the Météo-France climate model, Part II: Validation in a 3D GCM experiment. *Climate Dyn.*, 12:37-52
3. **Douville H.** and J-F. Royer (1996): Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the METEO-FRANCE GCM, *Climate Dyn.*, 12:441-448.
4. **Douville H.** and J-F. Royer (1996): Influence of the temperate and boreal forests on the Northern Hemisphere climate in the METEO-FRANCE climate model, *Climate Dyn.*, 13:57-74.
5. **Douville H.** (1997): Local and global stand-alone tests of the Météo-France snow parameterization, *Annals of Glaciology*, 25:165-169.
6. **Douville H.** (1998): Validation and sensitivity of the global hydrologic budget in stand-alone simulations with the ISBA land-surface scheme, *Climate Dyn.*, 14:151-171.
7. Essery R., Martin E., **Douville H.**, Fernandez A., Brun E. (1998): A comparison of four snow models using observations from an Alpine site. *Climate Dyn.*, 15:583-593.
8. **Douville H.**, Bazile E., Caille P., Giard D., Noilhan J., Peirone L., Taillefer F. (1999): Global Soil Wetness Project: forecast and assimilation experiments performed at Météo-France, *J. Meteorol Soc. Japan*, 77:305-316.
9. **Douville H.**, Viterbo P., Mahfouf J-F., Beljaars A.C.M. (2000): Validation of the optimum interpolation technique for sequential soil moisture analysis using FIFE data. *Monthly Weather Review*, 128:1733-1756.
10. **Douville H.**, Planton S., Royer J-F., Stephenson D.B., Tyteca S., Kergoat L., Lafont S., Betts R.A. (2000): Importance of vegetation feedbacks in doubled-CO₂ time-slice experiments. *J. Geophys. Res.*, 105:14841-14861.

11. Gedney N., Cox P.M., **Douville H.**, Polcher J., Valdes P.J. (2000): Characterising GCM land surface schemes to understand their responses to climate change. *J. Climate*, 13:3066-3079.
12. **Douville H.**, J-F. Royer, D.B. Stephenson, S.Tyteca, J. Polcher, P. Cox, N. Gedney, P. Valdes (2000): Impact of CO2 doubling on the Asian summer monsoon: robust versus model-dependent responses. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 78, 421-439.
13. **Douville H.** and F. Chauvin (2000): Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions: a preliminary study. *Climate Dyn.*, 16, 719-736.
14. Cazenave A., F. Remy, K. Dominh, **H. Douville** (2000): Global ocean mass variation, continental hydrology and the mass balance of Antarctica ice sheet at seasonal time scale. *Geophysical Research Letter*, 27:3755-3758.
15. Stephenson D.B., **H. Douville** and K. Rupa Kumar (2001): Searching for a fingerprint of global warming in the Asian summer monsoon, *special Y2K issue of Mausam*, 52, 213-220.
16. **Douville H.**, F. Chauvin, H. Broqua (2001): Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: Mean monsoon and daily precipitation. *J. Climate*, 14:2381-2403.
17. **Douville H.** (2002a): Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: interannual variability. *J. Climate*, 15, 701-720.
18. Garric G., **H. Douville** and M. Déqué (2002): Prospects for improved seasonal predictions of monsoon precipitation over Sahel. *International J. Climatol.*, 22 (3), 331-345.
19. Chapelon N., **H. Douville**, P. Kosuth and T. Oki (2002): Off-line simulation of the Amazon water balance: a sensitivity study with implications for the Global Soil Wetness Project. *Climate Dyn.*, 19, 141-154.
20. **Douville H.**, F. Chauvin, J-F. Royer, S. Salas-Mélia, S. Tyteca (2002): Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dyn.*, 20, 45-68.
21. Kergoat L., S. Lafont, **H. Douville**, B. Berthelot, G. Dedieu, S. Planton, J-F. Royer (2002): Impact of 2xCO2 on global scale leaf area index and evapotranspiration: Conflicting stomatal and LAI responses, *J. Geophys. Res.*, 107 (D24), 4808.
22. Pellarin T., J-P. Wigneron, J-C. Calvet, M. Berger, **H. Douville**, P. Ferrazzoli, Y.H. Kerr, E. Lopez-Baeza, J. Pulliainen, L.P. Simmonds, P. Waldteufel (2003): Two-year global simulation of L-brightness temperatures over land, *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, Vol. 41, No. 9, pp. 2135-2139.
23. Ashrit R.G., **H. Douville**, K. Rupa Kumar (2003) Response of the Indian Monsoon and ENSO-monsoon teleconnection to Enhanced Greenhouse Effect in the CNRM Coupled Model. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 81, 779-803.
24. **Douville H.** (2003): Assessing the influence of soil moisture on seasonal climate variability with AGCMs. *J. Hydrometeorology*, 4, 1044-1066.
25. Planton S., M. Déqué, **H. Douville**, B. Spagnoli (2004) Impact du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique. *Compte-rendus Géoscience*, 337, 193-202.
26. **Douville H.** (2004): Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions: Is it an initial value problem? *Climate Dyn.*, 22, 429-446.
27. Camberlin P., F. Chauvin, **H. Douville**, Y. Zhao (2004): Simulated ENSO-tropical rainfall teleconnections and their changes under enhanced greenhouse gases conditions. *Climate Dyn.*, 23, 641-657.
28. **Douville H.** (2005) Limitations of time-slice experiments for predicting regional climate change over South Asia in the CCM. *Climate Dyn.*, 24, 373-391.
29. Chauvin F., J-F. Royer, **H. Douville** (2005): Interannual variability and predictability of African easterly waves in a GCM. *Climate Dyn.*, 24, 523-544.
30. **Douville H.**, D. Salas-Mélia, S. Tyteca (2006) On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Climate Dynamics*, 26, 367-385, doi:10.1007/s00382-005-0088-2.
31. **Douville H.** (2006) Detection-attribution of global warming at the regional scale: How to deal with precipitation variability? *Geophys. Res. Letters*, 33, L02701, doi:10.1029/2005GL024967.

32. **Douville H.** (2006) Impact of regional SST anomalies on the Indian monsoon response to global warming in the CNRM climate model. *J. Climate*, 19, 2008-2024.
33. Decharme B., **H. Douville**, A. Boone, F. Habets, J. Noilhan (2006) Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM : simulations over the Rhône basin. *J. Hydrometeorology*, 7, 61-80.
34. Decharme B., **H. Douville** (2006a) Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Climate Dyn.*, 26, 65-78, doi:10.1007/s00382-005-0059-7.
35. Boone A., N. Mognard, B. Decharme, **H. Douville**, M. Grippa, K. Kerrigan (2006) The impact of simulated soil temperatures on the estimation of snow depth over Siberia from SSM/I. *Remote Sensing of Environment*, 101, 482-494.
36. Decharme B., **H. Douville** (2006b) Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. *Climate Dyn.*, 27, 695-713, doi:10.1007/s00382-006-0160-6.
37. Conil S., **H. Douville**, S. Tyteca (2007a) The relative roles of soil moisture and SST in climate variability explored within ensembles of AMIP-type simulations. *Climate Dyn.*, 28, 125-145, doi:10.1007/s00382-006-0172-2.
38. **Douville H.**, S. Conil, S. Tyteca, A. Voldoire (2006) Soil moisture memory and West African Monsoon predictability : artefact or reality ? *Climate Dyn.*, doi:10.1007/s00382-006-0207-8.
39. Terray P., F. Chauvin and **H. Douville** (2007) Impact of southeast Indian Ocean Sea Surface Temperature anomalies on monsoon-ENSO-dipole variability in a coupled ocean-atmosphere model. *Climate Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-006-0192.
40. Joly M., A. Voldoire, **H. Douville**, P. Terray, J-F. Royer (2007) African monsoon teleconnections with tropical SSTs in a set of IPCC AR4 coupled models. *Climate Dyn.*, 29, 1-20, doi:10.1007/s00382-006-0215-8.
41. Decharme B. and **H. Douville** (2007) Global Validation of the ISBA Sub-Grid Hydrology. *Climate Dyn.*, 29, 21-37, doi : 10.1007/s00382-006-0216-7.
42. Dufresne J-L. et al. (2007) Simulation de l'évolution récente et future du climat par les modèles du CNRM et de l'IPSL. *La Météorologie*, 55, 45-59.
43. **Douville H.**, P. Terray (2007) Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques : Que nous disent les dernières simulations du GIEC ? *La Météorologie*, 57, 31-36.
44. Ballester J., **H. Douville**, F. Chauvin (2008) Present-day climatology and projected changes of warm and cold days in the CNRM-CM3 global climate model. *Climate Dyn.*, doi : 10.1007/s00382-008-0371-0.
45. Calvet J-C., A-L. Gibelin, J-L. Roujean, E. Martin, P. Le Moigne, **H. Douville**, J. Noilhan (2008) Past and future scenarios of the effect of carbon dioxide effect on plant growth and transpiration for three vegetation types of southwestern France. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 8, 397-406.
46. Conil S., **H. Douville**, S. Tyteca (2008) Contribution of realistic soil moisture initial conditions to the boreal summer climate predictability. *Climate Dyn.* (in press)
47. Decharme B., **H. Douville**, C. Prigent, F. Papa, F. Aires (2008) A new global river flooding scheme : Off-line validation over South America. *Climate Dyn.* (in press)
48. Favre A., A. Gershunov, **H. Douville** (2008) North Pacific cyclonic / anticyclonic transients in a global warming context: possible consequences for Western North American daily precipitation and temperature extremes. *J. Climate* (soumis).

Actes de conférence (Proceedings) :

- Douville H.** (1995): Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the Météo-France GCM, Proceedings of the 2nd International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME, Pattaya, Thailand, 6-10 March 1995, pp 180-183.
- Douville H.** (1996): Sensitivity of the Asian summer monsoon to the Eurasian snow cover in the METEO-FRANCE GCM, Proceedings of the 2nd International Scientific Conference on the Global Energy and Water Cycle, Washington DC, USA, 17-21 June 1996, pp 527-528.

- Douville H.** (1996): Global snow depth climatology produced by the ISBA land-surface scheme, Proceedings of the 2nd International Scientific Conference on the Global Energy and Water Cycle, Washington DC, USA, 17-21 June 1996, pp 267-268.
- Douville H.** (1997): Sensitivity and validation of the global hydrologic budget produced by the ISBA land-surface scheme, Proceedings of the 77th AMS meeting, 13th Conference on Hydrology, Long Beach, USA, 2-7 February 1997, pp 323-326.
- Douville H.** (1998): Parameterization of snow in NWP and climate models: motivation, validation, application. Proceedings of the ECMWF and WCRP/GEWEX Workshop on Modelling and Data Assimilation for Land-Surface Processes, Reading, June 1998.
- Douville H.,** Planton S., Royer J-F., Stephenson D.B., Tyteca S., Kergoat L., Lafont S., Betts R.A. (1999): The importance of vegetation feedbacks for assessing the climatic impact of CO2 doubling on the Asian summer monsoon. Proceedings of the 3rd International GEWEX Conference, Beijing.
- Douville H.,** Viterbo P., Mahfouf J-F., Beljaars A.C.M. (1999): Sequential soil moisture analysis in the presence of internal and prescribed errors using the ECMWF single column model. Proceedings of the 3rd International GEWEX Conference, Beijing.
- Douville H.** (1999): Snow parametrizations in GCMs: current status and prospects. Proceedings of GEWEX/INSU workshop, Gif/Yvette, 4-8 Oct. 1999.
- Douville H.** (2006) De l'utilisation de la variabilité interannuelle pour contraindre les simulations des changements climatiques récents et futurs. Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère. Toulouse 18-20, Jan. 2006.

Notes de Centre (Technical reports) :

- Douville H.,** Planton S., Royer J-F., Tyteca S. (1998): Climatic impact of CO2 doubling: Uncertainties related to the land surface processes. Note de Centre, n°61.
- Douville H.,** Mahfouf J-F., Saarinen S., Viterbo P. (1998): The ECMWF surface analysis: diagnostics and prospects. Part I: Current status of the ECMWF operational soil moisture analysis. Part II: Off-line analysis of screen-level temperature and humidity. ECMWF Technical Memorandum, 256, Reading, UK.
- Douville H.,** Viterbo P., Mahfouf J-F., Beljaars A.C.M. (1998): Sequential soil moisture analysis in the presence of internal and prescribed errors using the ECMWF single column model. ECMWF Technical Memorandum, 257, Reading, UK.
- Douville H.,** J-F. Royer, D.B. Stephenson, S.Tyteca, J. Polcher, P. Cox, N. Gedney, P. Valdes (2000): Impact of CO2 doubling on the Asian summer monsoon: robust versus model-dependent responses. Note de Centre du CNRM, n°70.
- Douville H.** and F. Chauvin (2000): Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions: a preliminary study. Note de Centre du CNRM, n°69.
- Douville H.,** J-M. Moisselin, J. Noilhan (2004) : Impact des changements climatiques d'origine anthropique sur les eaux continentales. Note de Centre du CNRM, n°89.
- Douville H.** (2004) On the limitations of time-slice experiments for predicting climate change at the regional scale. Note de Centre du CNRM, n°91.
- Salas-Méla D., F. Chauvin, M. Déqué, **H. Douville,** J-F. Guérémy, P. Marquet, S. Planton, J-F. Royer, S. Tyteca (2005) Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model. Note de Centre du CNRM, n°103.

Autres publications :

- Douville H.** (1995): La neige et sa paramétrisation dans les simulations climatiques, *PhD Thesis, Université Paul Sabatier,* Toulouse, pp 268.
- Polcher J., Crossley J., Bunton C., **Douville H.,** Gedney. N, Laval K., Planton S., Rowntree P.R., Valdes P. (1998): Importance of land-surface processes for the uncertainties of climate change: a European project. *GEWEX news,* 8.

- Houser P., M.F. Hutchinson, P. Viterbo, **H. Douville** and S.W. Running (2004): Terrestrial Data Assimilation. *Chapter C.4 of the BAHC synthesis book entitled "Vegetation, Water, Humans and the Climate"*. Springer-Verlag, 545 pp.
- Cazenave A., P.C.D. Milly, **H. Douville**, J. Benveniste, P. Kosuth and D. Lettenmaier (2004): Space techniques used to measure change in the terrestrial waters. *EOS meeting report*.
- Planton S., M. Déqué, **H. Douville**, B. Spagnoli (2004) Impact du réchauffement climatique sur le cycle hydrologique. *Compte-rendus Géosciences*.
- Douville H.**, K. Laval, D. Cariolle, S. Planton, J-C. André (2005) Eau et Climat. Rapport RST sur les « Eaux continentales » préparé pour l'Académie des Sciences, également soumis à *Géosciences* (revue du BRGM).
- Douville H.**, P. Terray (2007) Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques : Que nous disent les dernières simulations du GIEC ? *Livre Blanc ESCRIME*, Chap. 5, 40-48.
- Royer J-F., **H. Douville** (2007) Le forçage climatique – cause naturelle et cause anthropique. *Hors-Série de Sciences et Avenir*, 150, 73-76.
- Douville H.**, J-C. André, G. de Marsily (2007) Les impacts des changements climatiques sur le cycle hydrologique. *Annales des Mines « Responsabilité et Environnement »*, n° juillet 2007 « Réchauffement climatique et effet de serre ».
- Gershunov A., **H. Douville** (2008) Extensive summer hot and cold spells under current and possible future climatic conditions: Europe and North America. In: H. Diaz and R. Murname (Eds.) "Climate extremes and Society", Chapter 3, Cambridge University Press (in press).

Annexe B :

Réaction à la lettre de cadrage de l'atelier CSOA « Réduire les incertitudes »

8/04/2005

Le thème de cet atelier me semble particulièrement pertinent au moment où la recherche climatique semble parfois renoncer à développer le modèle « idéal » pour mieux se concentrer sur la prévision multi-modèles. Le problème soulevé pose aussi la question de l'utilisation optimale des ressources humaines et des moyens de calcul, notamment au niveau de la communauté française où la coexistence de deux modèles globaux reste un pari risqué. Veuillez trouver ci-joint quelques remarques personnelles concernant notre incapacité à faire reculer les incertitudes, ainsi que quelques pistes pour remédier à cette situation.

1) La rançon du « succès »

D'abord envisagés comme outils de compréhension du climat, les Modèles de Circulation Générale (MCG) se sont rapidement imposés comme des outils de prévision complémentaires des Modèles de Prévision Numérique (MPN), puisque traitant des échéances mensuelle à séculaire dans le cadre de la prévision saisonnière et des scénarios climatiques. Il semble toutefois que l'enthousiasme initialement suscité par les succès relatifs obtenus en prévision saisonnière soit un peu retombé (même si certains systèmes de prévision dynamique sont maintenant utilisés de manière opérationnelle), et que les projections du climat du 21^{ème} siècle ne se soient guère affinées au cours de la dernière décennie. L'approche probabiliste, via les simulations d'ensemble, a été la principale piste explorée pour réduire les incertitudes. Cependant, malgré son intérêt évident, elle ne saurait masquer le cœur du problème : les MCG restent des outils très imparfaits qu'il est plus facile d'utiliser que d'améliorer. L'attraction légitime que suscite la prévision saisonnière et les scénarios climatiques, chez les chercheurs comme chez les décideurs et les médias, a détourné une (trop?) grande partie des modélisateurs des tâches pourtant essentielles de développement/validation des modèles. Un rééquilibrage est nécessaire, qui passe par un soutien plus marqué aux projets s'attaquant aux principaux défauts des modèles, qu'il convient d'abord d'inventorier et de hiérarchiser.

2) Les limites de « l'artisanat »

Comparée à la prévision numérique opérationnelle, la modélisation climatique reste relativement artisanale. La lourdeur des simulations et le manque d'observations rendent délicat tout effort de validation d'un système de prévision climatique. Ainsi, alors qu'une nouvelle version d'un MPN ne pourra devenir opérationnelle que si elle répond à certains critères objectifs (scores), de tels critères restent difficiles à définir en ce qui concerne les MCG. La conséquence la plus frappante, bien connue des modélisateurs eux-mêmes, est qu'il semble impossible de « consolider » un modèle de climat : chaque version apporte son lot d'améliorations, mais aussi de « mauvaises surprises ». Ce constat suggère qu'il faut rationaliser nos méthodes de travail, notamment en terme de validation. Cette exigence doit se traduire à plusieurs niveaux. On ne peut pas se contenter d'une validation locale et « off-line » pour décider de l'utilisation d'une nouvelle paramétrisation dans un MCG. Les questions de changement d'échelle, de couplage et de sensibilité doivent être systématiquement traitées pour évaluer la pertinence des choix effectués. Avec la progression des moyens de calcul, la validation des MCG atmosphériques doit être menée parallèlement en mode forcé et couplé, car le forçage masque

certains problèmes (dérive, rétroactions atmosphériques irréalistes) tandis qu'il peut également en causer (variabilité tropicale et téléconnexions irréalistes) en raison même de l'absence de rétroactions océaniques. Concernant les simulations couplées océan-atmosphère, des versions à moyenne ou basse résolution pourraient même être systématiquement testées en mode prévision saisonnière et/ou climat du 20^{ème} siècle. D'autres tests (paléoclimat, réponse à l'éruption du Pinatubo) seraient également souhaitables, au moins pour les versions utilisées dans les scénarios.

3) Consolider les fondations du « château de cartes »

Les modèles intégrés de climat ressemblent de plus en plus à des assemblages dont l'équilibre devient aussi précaire que celui d'un château de cartes. Chaque sous-modèle apparaît comme un étage supplémentaire, qui ne favorise pas nécessairement la réduction des incertitudes. La compétition entre les chercheurs les incite à construire toujours plus haut, plutôt qu'à consolider les fondations de leurs édifices. A titre d'exemple et au risque de choquer, bien que sur le long terme la modélisation des grands cycles biogéochimiques soit indispensable pour connaître le niveau de stabilisation des principaux gaz responsables du renforcement de l'effet de serre, est-elle vraiment indispensable aux simulations transitoires du climat du 21^{ème} siècle ? Les scénarios d'émissions anthropogéniques étant multiples, et les rétroactions liées aux cycles biogéochimiques étant encore très incertaines, ne risque-t-on pas de brouiller inutilement le message en introduisant dès maintenant et systématiquement (même si ce n'est pas encore le cas dans les récents exercices imposés par l'IPCC) ce degré de liberté supplémentaire ? De façon plus politique, le rôle des chercheurs est-il de conforter les gouvernements dans leur passivité (attendons de savoir qui émet quoi avant d'agir) alors que les mesures à prendre sont urgentes et doivent être globales ? Ne serait-il pas plus utile de concentrer nos efforts sur les processus (convection, nuages, aérosols, hydrologie continentale,...) qui génèrent des incertitudes majeures, non seulement sur les projections climatiques des siècles futurs, mais également sur les simulations du climat du 20^{ème} siècle et de son évolution à moyen-terme ? De façon plus théorique, des modèles simplifiés ou conceptuels sont certainement nécessaires pour étudier à quel moment le couplage de deux modèles « incertains » devient bénéfique plutôt que contre-productif, mais aussi pour étudier la prévisibilité potentielle du climat aux échelles multi-décennale à séculaire.

4) Temps et climat : même combat ?

Si je suis en accord avec la plupart des remarques de Frédéric Hourdin (cf. lettre du 28/02/2005), je suis moins partagé que lui sur l'intérêt d'associer dans une même réflexion modèles climatiques (MCG) et modèles de prévision du temps (MPN). D'une part, les MPN globaux auraient tout intérêt à être testés sur des intégrations pluriannuelles sans assimilation de données, afin de vérifier qu'ils respectent les grands équilibres climatiques et de réduire leurs biais systématiques (n'est-ce pas une des forces du CEPMMT que de réaliser ce type d'expériences ?). D'autre part, alors que les événements extrêmes sont de plus en plus présents dans les études climatiques, il pourrait également être intéressant de tester les MCG en mode prévision à courte échéance, même avec une méthode d'initialisation simplifiée. On peut même se poser la question de savoir si les scores de prévision à courte échéance ne pourraient pas être utilisés comme variable de détection des changements climatiques (comme c'est déjà le cas pour les scores de prévision saisonnière) ? Pour autant, certains processus lents ne peuvent être testés qu'aux échelles climatiques et, comme le pense Frédéric, le « modèle du grand tout » est une utopie dangereuse.

5) Que faire au cours des 4 ou 5 prochaines années ?

Puisque c'est la question finalement posée par l'atelier, est-il possible d'infléchir les thèmes et l'organisation de la recherche sur la modélisation Océan-Atmosphère en France au cours des prochaines années ? Je suis loin d'avoir le recul suffisant pour répondre à cette question (et je reconnais volontiers que mes réactions se nourrissent avant tout de mon quotidien de chercheur au CNRM), mais j'espère que les quelques remarques précédentes seront utiles à la réflexion générale. Cette réflexion doit également concerner le positionnement de la France au niveau européen et international, sur lequel il m'est difficile de me prononcer. Cependant, la question du « saupoudrage »

versus la définition d'axes prioritaires et fédérateurs sera probablement au centre des débats. Encore une fois, même s'il est important de préparer l'amont (modèles intégrés) et l'aval (régionalisation, impacts) des modèles couplés océan-atmosphère, il faut aussi et surtout tenter de fédérer des efforts plus importants autour de l'amélioration et la validation de ces modèles. Les paramétrisations de la convection, des nuages, des aérosols, de l'hydrologie continentale (cette liste n'est pas exhaustive et doit évidemment être largement débattue) nécessitent des travaux spécifiques. Ils doivent privilégier une approche transversale, permettant de vérifier la pertinence des choix effectués dans un cadre d'abord très contraint (mode forcé, petites échelles spatio-temporelles), puis en relaxant une à une ces contraintes pour finir avec une modélisation globale et couplée. Les travaux sur la modélisation et la compréhension de la variabilité climatique naturelle doivent également être encouragés. Ils sont indispensables à une bonne estimation de la prévisibilité climatique potentielle de l'échelle saisonnière à l'échelle décennale, et du rapport signal sur bruit dans les études de détection/attribution des changements climatiques. Ces dernières doivent elles-mêmes faire l'objet d'un intérêt plus soutenu, car elles représentent le pendant indispensable à la réalisation des scénarios climatiques.

Hervé Douville