

**THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ
PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité : SCIENCE DU CLIMAT ET DE L'ENVIRONNEMENT

Présentée par

Édouard DAVIN

Pour obtenir le grade de

Docteur de l'université Pierre et Marie Curie

Thèse effectuée au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
CEA-CNRS-UVSQ

Titre de la thèse :

*Étude de l'effet biophysique du changement d'occupation
des sols sur le système climatique*

soutenue le 29 Avril 2008 devant le jury composé de:

Hervé	Le Treut	Président du jury
Jean-François	Royer	Rapporteur
Gerhard	Krinner	Rapporteur
Sonia	Seneviratne	Examinatrice
Nathalie	de Noblet-Ducoudré	Directrice de thèse
Pierre	Friedlingstein	Co-directeur de thèse

“Les géologues s'accordent pour reconnaître la composition zonaire de notre planète. Nous avons déjà nommé la barysphère, métallique et centrale, entourée de sa lithosphère rocheuse, surmontée elle-même des couches fluides de l'hydrosphère et de l'atmosphère. A ces quatre surfaces emboîtées, la science s'habitue avec raison à ajouter la membrane vivante formée par le feutrage végétal et animal du globe : la biosphère.”

Pierre Teilhard de Chardin

Remerciements

Ce manuscrit symbolise l'aboutissement d'une aventure scientifique et humaine qui n'aurait pas été possible sans la contribution de nombreuses personnes. Je voudrais tout naturellement les remercier, en commençant par celle qui est à l'origine de cette aventure ; celle qui sans s'en douter a réussi à me communiquer sa passion alors que j'étais sur les bancs du DEA "biosphère continentale" et qui a su ensuite me guider patiemment au cours de mon stage de DEA, puis de ma thèse. Son enthousiasme, ses encouragements et ses conseils m'ont apporté la motivation nécessaire pour mener à terme ce travail. Un grand merci Nathalie !

Cette thèse doit également beaucoup à Pierre Friedlingstein, mon co-directeur. Pierre est celui qui m'a permis de confronter mon travail au bulldozer de la critique. Confrontation parfois douloureuse mais ô combien précieuse ! On ne peut avancer en sciences qu'en remettant constamment en question ses idées et ses théories. Merci Pierre de m'avoir bien fait rentrer ça dans la tête !

Je remercie Hervé Le Treut, mon président de jury et directeur de thèse avant que Nathalie prenne officiellement la relève. J'ai beaucoup apprécié les discussions enrichissantes que nous avons eues ensemble. Je remercie aussi mes deux rapporteurs, Gerhard Krinner et Jean-François Royer, d'avoir accepté de relire et de juger ma thèse, ce qu'ils ont fait avec une efficacité et une gentillesse hors du commun. Je tiens à remercier Sonia Seneviratne à double titre, d'une part pour avoir accepté d'examiner ma thèse et d'autre part pour m'avoir ouvert les portes d'une nouvelle aventure (helvétique cette fois). Je suis également reconnaissant envers les deux membres extérieurs de mon comité de thèse, Hervé Douville et Jean-Louis Dufresne. Leur sens presque friedlingsteinien de la critique m'a permis à un moment opportun de prendre du recul par rapport à mon travail et de mieux entrevoir la route à suivre tout en évitant les mauvaises pistes.

Je remercie Gilles Ramstein et Didier Paillard et à travers eux tous les membres de l'équipe "clim" de m'avoir accueilli dans cette équipe et d'y maintenir une atmosphère chaleureuse et scientifiquement stimulante. Merci aussi au gang des informaticiens, en particulier Arnaud, Patrick, MM, Sébastien et Julien, qui rendent vivable la cohabitation entre l'homme et les machines.

J'ai beaucoup apprécié la collaboration avec Pascal Terray, Eric Guilyardi et Christian Laguerre. Les deux premiers m'ont temporairement extrait du monde de la biosphère pour me faire plonger (littéralement) dans l'océan Pacifique et l'analyse statistique de ses mystérieuses convulsions. Quant à Christian, je l'ai souvent vu s'attarder au delà des heures réglementaires du CEA pour produire une quantité surhumaine de graphiques destinés à submerger mon bureau. Merci pour tout ce travail, accompli dans une constante bonne humeur !

Et puis il y a bien sûr tous ceux que j'ai eu le plaisir de rencontrer en venant au LSCE et qui m'ont fait paraître courte cette expérience. Merci Bruno, Ramdane, Didier, Charline, Céline, Gabby, Sönke, François, Adrien, Rémi, Fabrice, Arnaud, Thomas, Alex, Patricia, Ice, Emilie, Valentin, Bertrand, Luc, Cédric, Claire & Christopher, Gwen, Philippe, Pierre, Seb... d'avoir partagé les repas de midi, les soirées parisiennes ou les week-ends en montagne ! Merci aussi à Christoufle et Béné pour le tourisme alternatif dans la région parisienne.

J'ai également une pensée nostalgique pour les amis "du terroir" qui m'ont manqué pendant ces années passées à la capitale : JiB, Nico Meyer, Christophe, le cousin Samuel, Rémi B., Florent, Jean-Mi et le clan des Gapençais. Merci de m'avoir à quelques occasions tiré de l'agitation parisienne pour retrouver les sommets dauphinois.

Enfin, mes remerciements les plus profonds vont à Pascalle pour la nuit étoilée au Grand Veymont et tout ce qui s'en est suivi ; à ma 'tite soeur, mon anti-matière nécessaire à l'équilibre de mon univers ; et à mes parents à qui je dédie cette thèse en remerciement de leur éternel soutien.

Résumé

Les activités humaines ont radicalement modifié la distribution de la couverture végétale à la surface des continents en convertissant les écosystèmes naturels en systèmes agricoles. En plus d'influencer le climat en contribuant aux émissions de gaz à effet de serre (effet biogéochimique), ces changements de la couverture végétale peuvent affecter les conditions climatiques en modifiant les propriétés de la surface telles que l'albédo, la rugosité et l'évapotranspiration (effet biophysique). L'objectif principal de cette thèse est d'évaluer l'importance de cet effet biophysique sur le climat des 150 dernières années et du siècle prochain. Cette question est étudiée en utilisant le modèle de climat de l'IPSL qui couple l'océan, l'atmosphère, la glace de mer et les surfaces continentales. La sensibilité du modèle à un scénario drastique de déforestation est d'abord testée, afin d'explorer l'impact de la déforestation à différentes latitudes. Ces expériences montrent que l'effet biophysique de la déforestation peut conduire à un refroidissement global, mais que selon la région déforestée l'effet local peut être soit un refroidissement (moyennes et hautes latitudes), soit un réchauffement (continents tropicaux) soit un effet nul (continents subtropicaux). Deux scénarios réalistes d'occupation des sols, l'un pour la période historique et l'autre pour le siècle prochain, sont ensuite étudiés. Ces scénarios conduisent à un refroidissement global dans le modèle avec des disparités régionales importantes. Globalement, l'influence de la modification des paramètres biophysiques de la surface est faible comparativement à l'effet de l'augmentation récente des gaz à effet de serre. En revanche dans certaines régions, la modification de la couverture végétale peut être un facteur important du changement climatique. Notamment, la déforestation massive de l'Amazonie qui se produit dans le scénario futur a un impact important sur le climat régional simulé par le modèle. Nous trouvons également que cette déforestation peut potentiellement modifier la circulation atmosphérique à grande échelle et peut favoriser une intensification de la variabilité interannuelle, notamment celle liée au phénomène ENSO. L'ensemble de ce travail montre finalement l'importance de prendre en compte l'effet biophysique du changement d'occupation des sols pour simuler de façon plus réaliste l'évolution du climat.

Abstract

Human activities have profoundly modified the planet's land surface by converting natural ecosystems into human-dominated lands. Besides its effect on climate through greenhouse gas emissions (biogeochemical effect), changes in vegetation cover can affect climate conditions by altering the physical properties of the land surface such as albedo, surface roughness and evapotranspiration (biophysical effect). The main goal of this work is to evaluate the influence of this biophysical effect on the climate of the last 150 years and of the next century. This issue is examined using the IPSL coupled climate model. The model sensitivity to an extreme deforestation scenario is first tested in order to explore the potential role of deforestation at different latitudes. These experiments show that the biophysical effect of deforestation is a global cooling, but depending on the location of the deforested zone, the local effect can be either a cooling (mid and high latitudes), a warming (low latitudes) or no effect (subtropics). Two realistic land cover change scenarios, one for the historical period and one for the next century, are then studied. These scenarios both lead to a global cooling with important regional disparities. Globally, the influence of land cover change is weak compared to the effect of greenhouse gases rise. However in some regions land cover change can be an important factor of climate change. In particular, deforestation of Amazonia in the future land cover change scenario has an important impact on the simulated regional climate. Moreover, we find that this deforestation can also lead to change in the large-scale atmospheric circulation and can enhance interannual variability such as ENSO-related variability. Overall, this work highlights the importance of taking into account the biophysical effect of land cover change in order to simulate more realistically climate evolution.

Table des matières

Remerciements	1
Résumé	3
Abstract	4
Table des matières	5
1 Introduction générale	11
1.1 Le rôle de la végétation dans le système climatique	14
1.1.1 L'approche biogéographique	14
1.1.2 L'approche biophysique	16
1.1.2.1 Les échanges surface-atmosphère	16
1.1.2.2 L'évolution des paramétrisations de surface	17
1.1.3 L'intégration dans le système Terre	19
1.1.4 L'exemple du rôle de la végétation au Sahel	20
1.2 Perturbation anthropique de la couverture végétale	22
1.2.1 Historique de l'occupation des sols	22
1.2.2 Effet du changement d'occupation des sols sur le climat	24
1.2.2.1 Expériences idéalisées	24
1.2.2.2 Impact historique du changement d'occupation des sols	26
1.2.2.3 Impact futur du changement d'occupation des sols	30

1.3	Objectifs et organisation de la thèse	32
2	Présentation du modèle de climat	35
2.1	Les composantes du modèle de l'IPSL	36
2.1.1	Atmosphère	36
2.1.2	Océan et glace de mer	37
2.1.3	Calottes glaciaires	38
2.1.4	Surfaces continentales	39
2.1.4.1	Processus biophysiques	40
2.1.4.2	Processus biogéochimiques	44
2.1.5	Configurations du modèle	46
2.2	Mise au point de la version IPSL-CM4_LCC_v1	47
2.3	Climatologie de la version IPSL-CM4_LCC_v1	49
2.3.1	État moyen du climat	50
2.3.1.1	Températures de surface	50
2.3.1.2	Précipitations	52
2.3.1.3	LAI	54
2.3.2	Variabilité interannuelle tropicale	55
3	Sensibilité du modèle de l'IPSL à la déforestation	59
3.1	Mécanismes biophysiques	59
3.1.1	Effet radiatif	60
3.1.2	Effet non-radiatif	61
3.2	Article : <i>Climatic impact of large-scale deforestation</i>	63
3.2.1	Introduction	65
3.2.2	Model and experiments	67
3.2.3	Results	69
3.2.3.1	Overall biogeophysical impact of deforestation	69
3.2.3.2	Influence of the individual vegetation characteristics	72

3.2.3.3	Contribution of the individual processes to the net biogeophysical effect	77
3.2.3.4	Importance of the ocean response	79
3.2.3.5	Radiative versus non-radiative forcings	82
3.2.4	Conclusion	83
4	Forçage radiatif et sensibilité climatique liés à l'extension des surfaces agricoles au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle	87
4.1	Le concept de forçage radiatif	88
4.1.1	Définitions	88
4.1.2	Calcul des forçages radiatifs	90
4.1.3	Sensibilité climatique du modèle de l'IPSL	91
4.2	Article : <i>Impact of land cover change on surface climate</i>	92
4.2.1	Introduction	94
4.2.2	Climate simulations and radiative forcing calculations . . .	95
4.2.3	Results	97
4.2.3.1	Radiative forcing of ALCC	97
4.2.3.2	Climate simulations	97
4.2.3.3	Climate sensitivity to ALCC	99
4.2.4	Conclusions	101
4.3	Influence de la version du modèle et de l'échantillonnage	102
4.3.1	Importance de l'échantillonnage	102
4.3.2	Importance de la version du modèle	105
4.4	Comparaison avec l'effet des GHG/aérosols	105
4.5	Conclusions	109
5	Impact de la déforestation amazonienne sur le climat tropical	113
5.1	Synthèse des précédentes études	114
5.2	Étude sur site de l'effet de la déforestation	117

5.2.1	Albédo	118
5.2.2	Bilan radiatif	119
5.2.3	Flux turbulents	121
5.3	Sensibilité du climat régional amazonien	123
5.3.1	Énergétique de la surface	124
5.3.1.1	Moyenne annuelle	124
5.3.1.2	Cycle saisonnier	127
5.3.2	Cycle hydrologique	130
5.3.2.1	Moyenne annuelle	130
5.3.2.2	Cycle saisonnier	131
5.3.3	Origine de la réduction de convergence d'humidité	133
5.4	Sensibilité de la circulation à grande échelle	136
5.4.1	Potentiel de vitesse	137
5.4.2	Comparaison au modèle de Gill	140
5.4.3	Importance du couplage avec l'océan	143
5.5	Impact sur la variabilité climatique	145
5.5.1	Variabilité interannuelle tropicale	148
5.5.2	El Niño	149
5.5.2.1	Pacifique Est	151
5.5.2.2	Amazonie	153
5.6	Conclusions	155
	Conclusion générale	159
	A Composites El Niño	165
	B Liste des simulations climatiques	175
	C Liste des acronymes	177

Bibliographie

178

Chapitre 1

Introduction générale

L'idée que l'Homme puisse avoir une influence sur le climat à travers la modification de la composition chimique de l'atmosphère a une histoire de près de deux siècles. En 1824, Joseph Fourier a le premier formulé la notion d'effet de serre. En s'appuyant sur des travaux antérieurs, il a émis l'hypothèse que la présence d'une atmosphère contribuait à augmenter la température de la Terre en piégeant la chaleur émise par la surface. Presque quarante ans plus tard, *Tyndall* [1861] a identifié expérimentalement les principales espèces radiativement actives présentes dans l'atmosphère (H_2O , CO_2 , etc) et expliquant sa capacité à absorber la chaleur. Le chimiste Svante Arrhenius est le premier à avoir élaboré une théorie reliant les variations de CO_2 atmosphérique aux variations de la température de surface *Arrhenius* [1896]. Il a estimé qu'un doublement de la concentration de CO_2 causerait un réchauffement d'environ $5^\circ C$. Arrhenius pensait que des variations de la quantité de CO_2 atmosphérique pouvait avoir causé les phénomènes de glaciation et de déglaciation au cours du passé. Il avait aussi prévu qu'en produisant artificiellement du CO_2 par la combustion du charbon, les activités humaines étaient susceptibles d'accroître l'effet de serre et de provoquer ainsi un réchauffement climatique.

A partir de la fin des années 50, des mesures continues du CO_2 atmosphérique réalisées à Mauna Loa (Hawaii) ont permis de constater l'accroissement rapide de sa concentration dans l'atmosphère [*Keeling*, 1960]. Ces mesures ont apporté une preuve indéniable de l'influence humaine sur la composition chimique de l'atmosphère à travers la combustion des matériaux fossiles. Cette prise de conscience d'un changement environnemental global a motivé les efforts scientifiques pour tenter de quantifier l'impact de ce changement sur le climat.

La difficulté pour le chercheur confronté à l'étude du climat est qu'il ne peut pas réaliser d'expériences directement sur le système qu'il étudie. Il lui faudrait idéalement pouvoir manipuler le système climatique grandeur nature,

dans des conditions contrôlées, en testant l'influence d'un paramètre particulier par exemple. Pour contourner ce problème les chercheurs ont donc eu recours à la modélisation numérique. Dans ce cas le système étudié n'est plus le système climatique réel mais sa "reproduction" (ou modèle climatique) qui prend la forme d'un jeu d'équations représentant les processus observés dans le système réel. Plus cette reproduction est fidèle à l'original et plus on peut espérer que son comportement reflète celui du monde réel.

Les premiers modèles de climat ont été développés dans les années 60¹. L'évolution de ces modèles a été ensuite fortement dépendante de l'évolution des capacités informatiques. Les modèles les plus simples à zéro ou une dimension, comme les modèles d'équilibre énergétique (EBM²) et les modèles radiatif-convectif (RCM³), ont laissé progressivement la place à des modèles plus complexes prenant en compte la nature tridimensionnelle de l'atmosphère [*McGuffie and Henderson-Sellers*, 2001]. Ces modèles, appelés modèles de circulation générale (GCM⁴), ont été dérivés des modèles utilisés pour la prévision météorologique [e.g., *Charney and Phillips*, 1953]. Leur principe est de résoudre une série d'équations fondamentales de la physique (conservation de l'énergie, conservation de la masse, conservation du mouvement et loi des gaz parfaits) décrivant les transferts d'énergie, de masse et d'humidité dans l'atmosphère. Ces GCM atmosphériques ont été progressivement enrichis par le couplage avec des modèles représentant les autres composantes du système climatique (océan, glace de mer et surface continentale). Au cours des quatre dernières décennies, ces modèles ont été un outil essentiel pour la compréhension du système climatique et de sa réponse aux changements récents des gaz à effet de serre (GHG⁵) et d'autres composés chimiques comme les aérosols.

La création, en 1988, du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du Climat (IPCC⁶) a permis de mieux coordonner au niveau international les recherches sur le changement climatique. La principale mission de l'IPCC est de fournir régulièrement des rapports donnant l'état des connaissances dans le domaine des changements climatiques. Ces rapports synthétisent les observations de l'évolution des constituants atmosphériques et de divers aspects du climat (température, précipitation, couverture neigeuse, niveau marin...). En outre ils fournissent également des projections de l'évolution du climat au cours du siècle

¹La question de l'origine de la modélisation du climat dépend bien sûr de la définition des termes de "modèle" et de "climat". Ici la notion de "modèle de climat" se réfère à une représentation numérique du climat à l'échelle globale.

²Energy Balance Model

³Radiative Convective Model

⁴General Circulation Model

⁵Greenhouse gases

⁶Intergovernmental Panel on Climate Change

prochain. Ces projections sont basées sur des simulations réalisées avec les modèles de climat de différents groupes mondiaux et considérant différents scénarios futur d'émission de GHG et d'aérosols.

Le dernier rapport de l'IPCC [IPCC, 2007] fait, entre autres, le constat suivant sur les changements globaux récents :

- La concentration atmosphérique des nombreux gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 , N_2O ...) a fortement augmenté depuis l'époque pré-industrielle à cause des activités humaines.
- La température de surface s'est élevée globalement de $0.76^\circ C$ ($0.57^\circ C$ à $0.95^\circ C$) entre l'époque pré-industrielle (1850-1899) et aujourd'hui (2001-2005).
- L'essentiel de l'élévation de la température de surface est très probablement dû à l'accroissement de la concentration des gaz à effet de serre.
- A l'horizon d'un siècle, et en envisageant plusieurs types de scénarios possibles d'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre, les modèles de climat simulent un réchauffement global compris entre $1.1^\circ C$ et $5.4^\circ C$.

L'état actuel des connaissances sur le climat permet donc de dire, comme l'avait anticipé Arrhenius il y a plus de cent ans, qu'un réchauffement climatique est en cours et que les activités humaines sont très probablement la cause de ce réchauffement.

Mise à part son action sur la composition chimique de l'atmosphère, l'Homme peut aussi influencer le climat en modifiant les propriétés de la surface des continents.

Au cours des siècles, la couverture végétale à la surface de la Terre a été profondément modifiée par les activités humaines. En particulier dans les moyennes latitudes de l'hémisphère nord, une grande partie des forêts a été défrichée pour laisser place à des pâturages ou des cultures. Dans les prochaines décennies, ce sont surtout les régions tropicales qui devraient être les plus affectées par la déforestation.

La déforestation contribue, avec l'utilisation des combustibles fossiles, à l'augmentation de la quantité de CO_2 dans l'atmosphère [Houghton, 2003; IPCC, 2007]. Mais elle entraîne aussi un changement des propriétés biophysiques de la surface (albédo, évaporation, rugosité), dont l'effet sur le climat n'est pas pris en compte⁷ dans les simulations climatiques présentées dans le cadre du dernier rapport de l'IPCC [IPCC, 2007]. Les modèles climatiques ne sont en effet parvenus

⁷Sur les 23 modèles ayant participé aux simulations climatiques du dernier rapport de l'IPCC, seulement 3 modèles (GISS-EH, GISS-ER et UKMO-HadGEM1) ont pris en compte le changement des propriétés biophysiques de la surface dû à la déforestation.

que très récemment à un degré de maturité suffisant pour prendre en compte ces changements.

Dans ce contexte, cette thèse a été motivée par la nécessité d'améliorer notre connaissance de l'influence climatique des changements de la couverture végétale. Son but est d'une part d'aider à la compréhension des processus biophysiques qui déterminent l'effet de ces changements et d'autre part d'évaluer l'impact potentiel des activités humaines sur le climat par l'intermédiaire de l'évolution historique et future de l'occupation des sols.

1.1 Le rôle de la végétation dans le système climatique

Historiquement, le lien entre végétation et climat a été d'abord perçu de façon unidirectionnelle, la végétation s'organisant selon des contraintes climatiques. Ce n'est qu'au cours des dernières décennies, avec le développement des modèles climatiques, que l'influence de la végétation sur le climat a été reconnue par les scientifiques. Finalement, la vision actuelle tend à englober la végétation à la surface de la Terre comme un élément à part entière du système climatique.

Cet historique est retracé dans cette partie qui se termine par un exemple illustrant l'interaction entre végétation et climat.

1.1.1 L'approche biogéographique

A partir du 18^{ème} siècle et au cours du 19^{ème} siècle, les expéditions scientifiques vont se multiplier, permettant ainsi d'établir une connaissance du monde vivant à l'échelle globale. Alors que les naturalistes de l'époque sont essentiellement occupés à répertorier les nouvelles espèces découvertes, le géographe Alexander von Humboldt est le premier à s'interroger sur la logique gouvernant la répartition globale des espèces végétales, fondant ainsi les bases de la biogéographie. Il remarque que des régions éloignées peuvent avoir une végétation similaire si les conditions climatiques sont identiques, montrant ainsi le rôle déterminant du climat dans la répartition des végétaux à la surface de la planète.

L'idée que la distribution globale de la végétation soit la résultante du climat va même être utilisée par Wladimir Köppen comme un moyen objectif de délimiter les grandes zones climatiques terrestres [Köppen, 1936]. La classification de Köppen distingue cinq principaux types de climat (le climat tropical, le climat sec, le climat tempéré, le climat continental et le climat polaire) et à chacun de

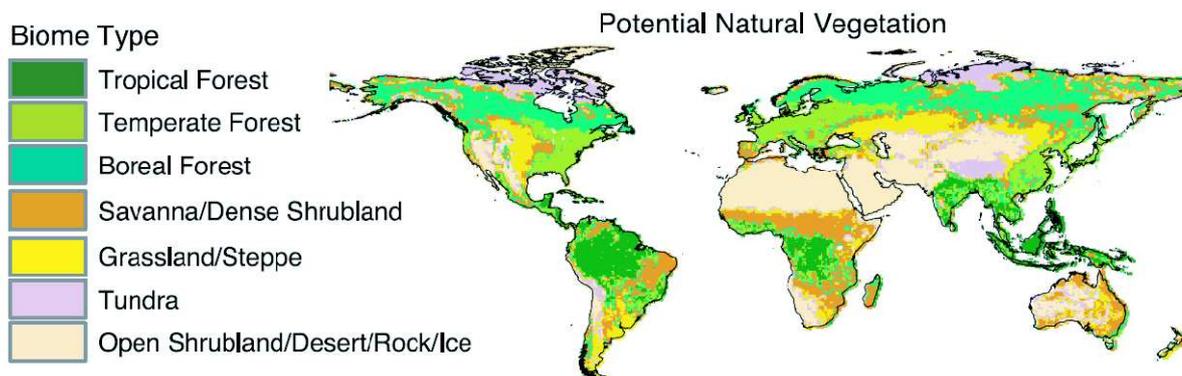


FIG. 1.1 Distribution globale de la végétation calculée par le modèle BIOME3 [Haxeltine and Prentice, 1996]. Cette carte représente la végétation potentielle, c'est-à-dire la végétation naturelle en équilibre avec le climat actuel.

ces types de climat est associé un type particulier de végétation (tableau 1.1). La carte présentée sur la figure 1.1 est une illustration de la répartition de la végétation à la surface de la Terre (il s'agit d'une vision théorique de ce que devrait être l'aire de répartition des différents biomes⁸ à l'équilibre avec le climat actuel et en l'absence de toute action humaine sur la végétation [Haxeltine and Prentice, 1996]). La correspondance entre végétation et type de climat permet en fait de lire cette carte comme s'il s'agissait d'une carte de répartition des grandes zones climatiques. L'aire géographique occupée par la forêt tropicale et la savane correspond à un climat chaud où la température reste en moyenne supérieure à 18°C toute l'année. Au-delà de cette zone, une végétation plus rare ou herbeuse matérialise un climat sec, voire désertique, défini comme ayant en moyenne une évaporation potentielle supérieure aux précipitations. On retrouve ensuite aux moyennes latitudes une végétation dominée par des forêts avec un climat rythmé par une saison d'été chaude et une saison hivernale froide. Au nord de 40°, à l'intérieur des continents et sur leurs côtes Est, la forêt boréale traduit un climat aux variations saisonnières très contrastées avec une température moyenne du mois le plus froid inférieure à -3°C. Enfin encore plus au nord, la toundra souligne l'existence d'un climat trop froid pour que les arbres puissent subsister. Dans la classification de Köppen ces conditions correspondent au climat polaire qui se définit par une température inférieure à 10°C tout au long de l'année. On peut noter que ces deux derniers types de climat ne se retrouvent pas dans l'hémisphère sud à cause de la quasi-inexistence de terre au sud de 40°.

Dans l'approche biogéographique le climat est perçu comme un facteur externe au système biologique formé par la végétation. On sait aujourd'hui que cette approche ne donne pas une vision complète du lien entre végétation et climat. Même si il est vrai que le climat est un facteur déterminant pour la végétation, il n'en

⁸Ensemble d'écosystèmes caractéristique d'une aire biogéographique

TAB. 1.1 Classification des climats selon Köppen et correspondance avec les différents types de végétation (adapté de *Bonan* [2002]).

Type de climat	Végétation dominante
Climat tropical	Forêt tropicale
	Savane tropicale
Climat sec	Désert
	Steppe
Climat tempéré	Forêt tempérée
Climat continental	Forêt boréale
Climat polaire	Toundra

reste pas moins que la végétation influence en retour les conditions climatiques en participant à la régulation des échanges d'énergie et de matière entre le sol et l'atmosphère.

1.1.2 L'approche biophysique

1.1.2.1 Les échanges surface-atmosphère

Le sol et l'atmosphère échangent de grandes quantités d'énergie et de matière. De par sa position à l'interface entre ces deux milieux, la végétation participe activement à la régulation de ces échanges et influence ainsi le cycle de l'énergie, de l'eau et de différents éléments comme le carbone.

La figure 1.2 schématise les flux d'énergie échangés entre la surface et l'atmosphère. La surface reçoit de l'énergie sous forme de rayonnement (solaire et infrarouge). Une partie du rayonnement solaire est absorbé par la surface et l'autre partie est réfléchi, le rapport entre le rayonnement incident et le rayonnement réfléchi définissant l'albédo de la surface.

L'énergie absorbée par la surface contribue en partie à réchauffer le sol, mais l'essentiel de cette énergie est transférée à l'atmosphère sous forme de chaleur sensible, de chaleur latente et de rayonnement infrarouge.

Le flux de chaleur sensible contribue directement à réchauffer l'air en contact avec la surface.

Le flux de chaleur latente provient de l'énergie utilisée pour l'évaporation de l'eau à la surface. Lors de la condensation de l'eau dans les nuages, l'énergie emmagasinée par le changement d'état de l'eau est libérée dans l'atmosphère. Le

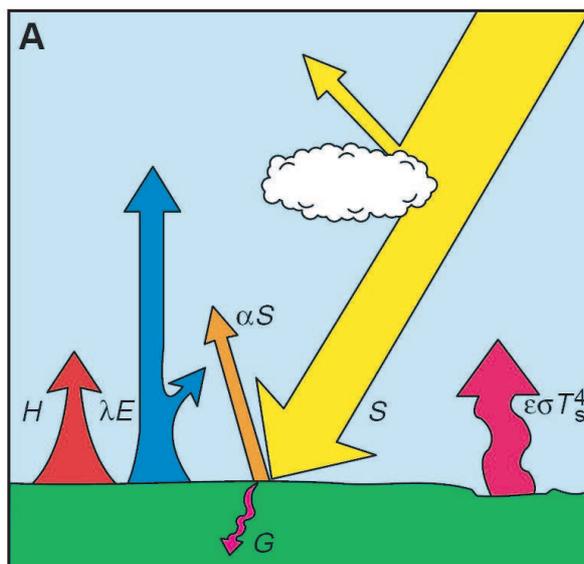


FIG. 1.2 Schématisation des échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère. En jaune : rayonnement solaire ; en orange : rayonnement solaire réfléchi par la surface ; en rose vers le bas : conduction de chaleur dans le sol ; en rose vers le haut : rayonnement infrarouge émis par la surface ; en rouge : chaleur sensible ; en bleu : chaleur latente (tiré de *Sellers et al.* [1997]).

flux de chaleur latente dépend de la disponibilité en eau à la surface. Le cycle de l'énergie et le cycle hydrologique sont donc couplés par l'intermédiaire de ce flux.

L'émission de rayonnement infrarouge constitue pour l'atmosphère un apport de chaleur sous forme radiative. Cette chaleur est libérée lors de l'absorption de ce rayonnement par les constituants radiativement actifs de l'atmosphère (H_2O , $CO_2\dots$).

La surface a également une influence sur l'atmosphère en opposant au mouvement des masses d'air une force de friction qui dépend de l'aspect plus ou moins lisse de la surface (rugosité).

1.1.2.2 L'évolution des paramétrisations de surface

L'illustration concrète du rôle de la végétation vis-à-vis du climat a été rendue possible, au cours des quatre dernières décennies, par le développement conjoint de modèles atmosphériques globaux et de paramétrisations représentant les processus à l'interface entre la surface continentale et l'atmosphère dans ces modèles.

Les échanges à l'interface entre la surface et l'atmosphère doivent être représentés dans les modèles atmosphériques utilisés pour simuler le climat. La

représentation de ces échanges est introduite par des paramétrisations de surface (LSP⁹).

Les paramétrisations de surface utilisées dans les premiers modèles atmosphériques, développés à la fin des années 60, étaient basées sur des hypothèses très simples et ne représentaient pas explicitement la couche végétale à la surface des continents. Dans ces paramétrisations l'albédo de la surface et la rugosité étaient prescrits. L'évaporation était calculée comme une simple fonction de l'eau du sol, elle-même contenue dans un seul réservoir, d'où le nom de modèle "bucket" désignant ce type de modèles [Manabe, 1969; Budyko, 1974].

Les premières paramétrisations prenant explicitement en compte le rôle de la végétation sont apparues à partir de la fin des années 70. Le modèle de Deardorff [1978] et les modèles BATS¹⁰ [Dickinson, 1984] et SiB¹¹ [Sellers et al., 1986] sont les premiers exemples de cette deuxième génération de modèles de surface. Ces modèles biophysiques décrivent explicitement la couche végétale présente entre le sol et l'atmosphère et son contrôle sur l'absorption de rayonnement, le transfert d'eau vers l'atmosphère et la turbulence dans la couche limite. En particulier, le fait que l'eau du sol doive transiter à travers les stomates de la plante avant d'atteindre l'atmosphère est représenté par l'intermédiaire d'une conductance stomatique modulant l'évapotranspiration. Cette conductance stomatique rend compte du phénomène d'ouverture ou de fermeture des stomates qui favorise ou limite le transfert d'eau vers l'atmosphère. Dans la plupart des modèles de deuxième génération la conductance stomatique est calculée empiriquement en fonction du rayonnement de la température et de l'humidité [Sellers et al., 1997; Pitman, 2003].

La troisième génération de modèles de surface [e.g., Bonan, 1995; Sellers et al., 1996] diffère de la précédente principalement par la façon de calculer la conductance stomatique et donc l'évapotranspiration. Cette évolution a été motivée par la nécessité de prendre en compte le couplage étroit entre la photosynthèse et la transpiration. Le rôle des stomates est de laisser entrer le CO_2 atmosphérique dans les tissus foliaires pour qu'il soit assimilé par la photosynthèse (voir le schéma d'un stomate sur la figure 1.3). Pour représenter ce processus un calcul de l'assimilation de carbone a été introduit dans les LSP, basé par exemple sur le travail de Farquhar et al. [1980]. La formulation empirique de la conductance stomatique a été remplacée par une formulation plus mécaniste, prenant en compte le fait que les stomates fonctionnent de manière à assimiler le plus de CO_2 tout en minimisant les pertes en eau [e.g., Ball, 1988].

⁹Land Surface Parameterizations

¹⁰Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme

¹¹Simple Biosphere Model

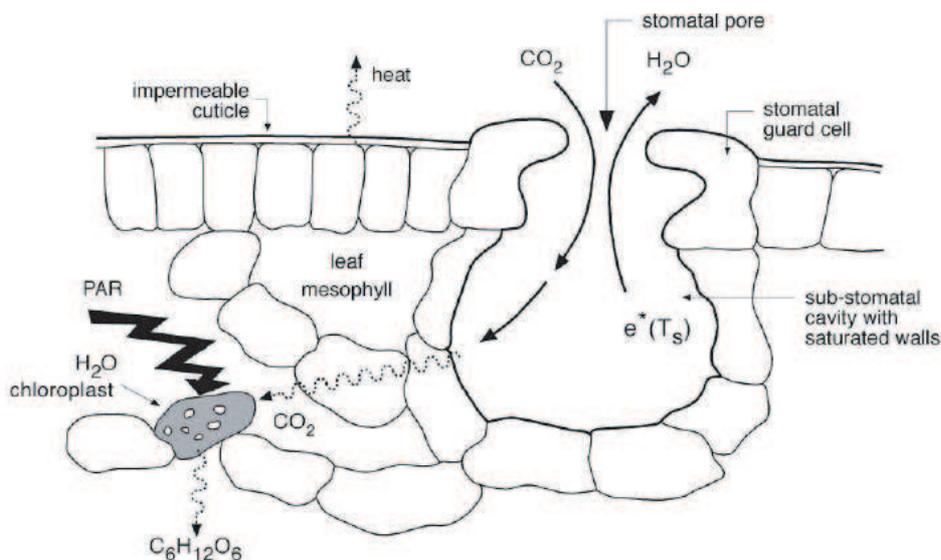


FIG. 1.3 Schéma d'un stomate montrant le couplage entre la transpiration et la photosynthèse (tiré de *Pitman* [2003]).

Ces avancées successives dans la façon de représenter les processus de surface dans les modèles climatiques ont permis de passer de la conception classique du climat comme un système purement physique à une conception intégrant la dimension biophysique de la surface continentale.

1.1.3 L'intégration dans le système Terre

L'introduction du processus de photosynthèse à partir de la troisième génération de modèles de surface (voir section 1.1.2) a ouvert la voie à l'incorporation des processus biogéochimiques dans ces modèles. Le calcul de l'assimilation de carbone étant introduit, il devient possible de répartir ce carbone dans la biosphère. Des schémas d'allocation du carbone dans les différents compartiments de la biomasse (feuilles, fruits, troncs, racines...) [e.g., *Friedlingstein et al.*, 1999] et du sol [e.g., *Parton et al.*, 1988] ont été incorporés dans les modèles de surface.

Parallèlement au développement des paramétrisations de surface dans les GCM atmosphériques, des modèles biogéographiques simulant la dynamique globale des écosystèmes ont été développés [e.g., *Foley et al.*, 1996; *Haxeltine and Prentice*, 1996; *Beerling et al.*, 1997; *Kirilenko and Solomon*, 1998; *Tian et al.*, 1999; *Sitch et al.*, 2003]. Ces modèles sont capables, en simulant explicitement les processus de mortalité et de compétition entre espèces, de calculer la distribution globale de la végétation et son évolution en réponse aux variations climatiques. Au cours des 10 dernières années, plusieurs modèles de surface utilisés dans des GCM ont été couplés à des modèles de dynamique de la végétation [e.g., *Foley*

et al., 1998; *Cox et al.*, 1999; *Arora*, 2002; *Krinner et al.*, 2005]. Ces récents développements orientent la modélisation de la végétation vers une réconciliation des approches biogéographique, biophysique et biogéochimique. En effet, dans ce type de modèles, le climat peut influencer l'état de la végétation (indice foliaire, conductance stomatique, biomasse...) et sa répartition spatiale. En retour la végétation peut modifier les conditions climatiques en régulant les échanges d'énergie, d'eau et de composés chimiques.

Dans cette nouvelle conception du "système Terre", la végétation apparaît comme une variable d'état d'un système formé non seulement par des composantes physiques (atmosphère, cryosphère, hydrosphère et lithosphère) mais aussi par l'enveloppe vivante que constitue la biosphère.

1.1.4 L'exemple du rôle de la végétation au Sahel

Pour illustrer les principaux processus biophysiques par lesquels la végétation peut interagir avec le climat, on peut prendre l'exemple de la région sahélienne. Historiquement c'est justement cette région qui a été l'objet des premières théories sur l'influence climatique de la végétation. Le Sahara est depuis longtemps soumis à un phénomène de désertification. Ce phénomène est attesté par des données paléobotaniques indiquant que le Sahara a été beaucoup plus vert il y a 6000 ans qu'aujourd'hui [*Jolly et al.*, 1998]. De plus, depuis plusieurs décennies la persistance des sécheresses dans la zone sahélienne (zone semi-aride au sud du Sahara) a suscité des interrogations quant à la raison de cette tendance. Or depuis les travaux pionniers de *Charney* [1975] on sait que la végétation a pu jouer un rôle dans cette désertification.

L'hypothèse proposée par *Charney* [1975] fait intervenir la végétation par le biais de son influence sur l'albédo de la surface. En effet, le sol sableux des régions subtropicales a un albédo très élevé par rapport à la végétation. La disparition de la végétation peut donc conduire à une augmentation de l'albédo de la surface. Avec un GCM atmosphérique, *Charney* [1975] a testé l'influence d'une telle augmentation de l'albédo sur le climat sahélien. Ses résultats indiquent que l'augmentation d'albédo entraîne une diminution de l'absorption du rayonnement solaire par la surface et donc une diminution de la chaleur sensible et latente envoyée à l'atmosphère. Le chauffage de l'atmosphère est donc réduit, ce qui conduit à un refroidissement de la colonne atmosphérique. Ce refroidissement est compensé dynamiquement par une plus grande subsidence de l'air qui tend à réduire la condensation d'eau et les précipitations. Ce mécanisme, illustré sur la figure 1.4a, peut être interprété comme une boucle de rétroaction positive. Une diminution de la couverture végétale (i.e., une diminution de la biomasse ou de

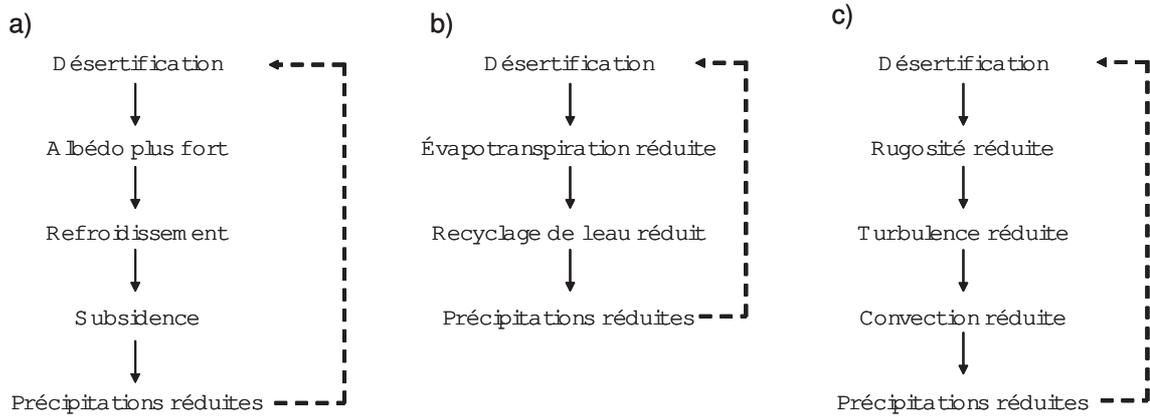


FIG. 1.4 Schématisation des mécanismes de rétroactions induits par la végétation dans les zones subtropicales, par le biais de l'albédo (a), de l'évapotranspiration (b) et de la rugosité (c). Le terme "désertification" sous-entend un changement allant dans le sens d'un appauvrissement de la végétation (e.g., une diminution de la biomasse foliaire).

la surface foliaire) tend à réduire les précipitations ce qui diminue davantage la couverture végétale amplifiant ainsi la désertification.

La limitation de la théorie initiale de *Charney* [1975] est qu'elle ne faisait pas intervenir le cycle hydrologique. Cependant, on peut montrer que la prise en compte de l'hydrologie de la surface implique également une boucle de rétroaction positive renforçant l'effet lié à l'albédo [*Claussen and Gayler*, 1997]. Cette boucle de rétroaction est illustrée sur la figure 1.4b. Une réduction de la couverture végétale conduit à une diminution de l'évapotranspiration. Le plus faible apport d'eau vers l'atmosphère tend à réduire les précipitations et ainsi à défavoriser davantage la végétation.

Un dernier type de rétroaction due à la végétation provient de son influence sur la turbulence de l'air dans les basses couches de l'atmosphère. Le sol nu d'un désert est plus lisse qu'un sol couvert de végétation. La disparition de la végétation a donc tendance à diminuer la rugosité de la surface. *Sud and Smith* [1985] ont testé l'effet d'une telle réduction de la rugosité dans un GCM. Les résultats qu'ils ont obtenu indiquent une diminution de la convergence de l'air dans les basses couches atmosphériques. Cette diminution correspond à une plus faible advection d'humidité dans la zone subtropicale et donc à une diminution des précipitations. Cette boucle de rétroaction renforce donc les deux précédentes (figure 1.4c).

A travers cet exemple on peut distinguer les trois principales catégories de rétroactions biophysiques induites par la végétation et qui sont fondamentales pour comprendre son rôle dans le système climatique. Ces rétroactions sont soit associées à des processus radiatifs (albédo), hydrologiques (évaporation) ou aéro-

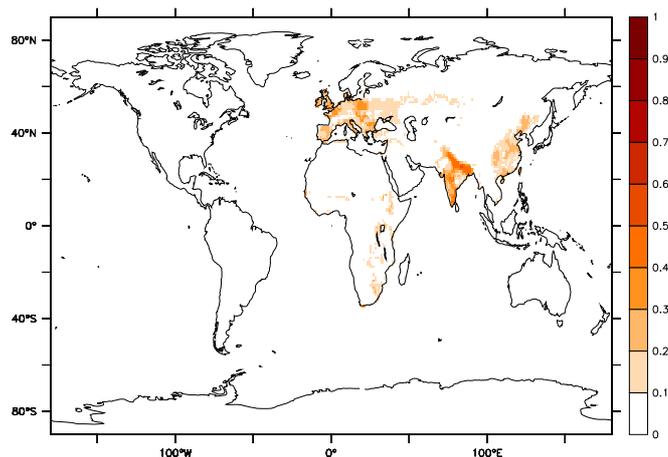


FIG. 1.5 Répartition mondiale des cultures en 1700 selon la reconstruction des surfaces cultivées par *Ramankutty and Foley* [1999].

dynamiques (rugosité).

1.2 Perturbation anthropique de la couverture végétale

1.2.1 Historique de l'occupation des sols

L'Homme a depuis longtemps une influence directe sur la couverture végétale à la surface de la Terre en modifiant les écosystèmes naturels pour les besoins de l'agriculture. Des indices paléobotaniques permettent d'attester l'existence d'une activité agricole dès le Néolithique, notamment dans le croissant fertile méditerranéen [*Zohary and Hopf*, 1993]. A cette époque la population mondiale était d'environ 5 à 10 millions de personnes et elle est passée à 600 millions de personnes au 18^{ème} siècle [*Goldewijk*, 2001]. Cet accroissement relativement lent de la population globale s'est traduit par une dynamique de l'extension des surfaces agricoles relativement modérée elle aussi.

En 1700, les surfaces agricoles (cultures et pâturages) représentaient seulement 5 à 6% de la surface totale des continents [*Goldewijk*, 2001] et étaient principalement localisées en Europe et en Asie (figure 1.5). C'est à partir de cette époque qu'a eu lieu la plus grosse évolution de l'extension des surfaces agricoles. Cette évolution est résumée sur la figure 1.6.

L'explosion démographique des trois derniers siècles s'est traduite par une accélération de l'extension des surfaces agricoles. Ce n'est qu'au cours des 50

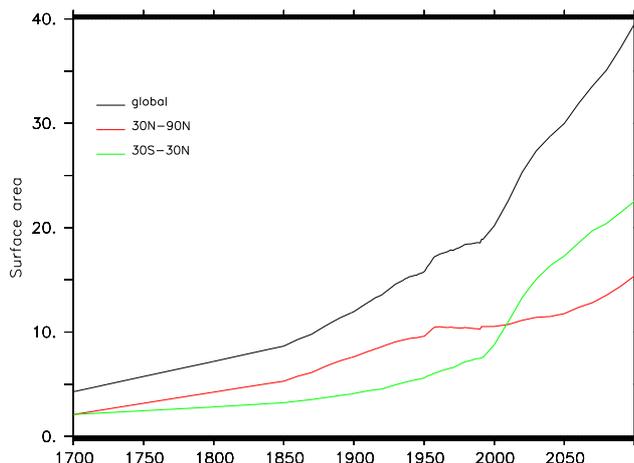


FIG. 1.6 Évolution de la superficie des cultures (10^6 km^2) pour la totalité des continents (courbe noire), pour l'hémisphère nord ($>30^\circ\text{N}$, courbe rouge) et pour les tropiques ($30^\circ\text{S}-30^\circ\text{N}$, courbe verte). Pour la période de 1700 à 1992 les données sont basées sur une reconstruction de *Ramankutty and Foley* [1999]. Pour le siècle prochain l'évolution des cultures est une projection calculée par le modèle IMAGE [Alcamo *et al.*, 1994]. Cette projection suppose un scénario économique SRES de type A2 [Nakićenović and Swart, 2000].

dernières années que l'expansion globale des surfaces agricoles s'est ralentie, en raison de la stabilisation voir de la diminution de la déforestation dans certaines régions de l'hémisphère Nord comme l'Europe, la Chine ou l'Est américain. Au contraire, dans les régions tropicales (Amérique du Sud, Afrique et Indonésie), l'expansion de la déforestation a été plutôt modeste avant le 20^{ème} siècle mais s'est accélérée exponentiellement pendant les dernières décennies.

Dans les années 90, les surfaces agricoles recouvraient 35 à 39% de la surface totale des continents, soit environ 6 à 7 fois plus qu'en 1700 [Goldewijk, 2001]. L'expansion des surfaces agricoles s'est faite au détriment des écosystèmes naturels et en particulier des forêts. *Ramankutty and Foley* [1999] estiment par exemple que 55% de l'expansion des surfaces cultivées entre 1700 et 1992 s'est faite au détriment des forêts. Les 45% restants ont remplacé principalement des prairies, de la savane ou de la steppe.

Dans les prochaines décennies l'extension des surfaces agricoles devrait se poursuivre, en particulier dans les régions tropicales. Selon une projection du modèle IMAGE [Alcamo *et al.*, 1994] considérant le plus pessimiste des scénarios économiques proposés par l'IPCC, c'est-à-dire le scénario SRES¹² A2 [Nakićenović and Swart, 2000], l'extension globale des surfaces cultivées pourrait être doublée d'ici 2100 principalement à cause de la déforestation tropicale (figure 1.6).

¹²Special Report on Emissions Scenarios

1.2.2 Effet du changement d'occupation des sols sur le climat

Le changement d'occupation des sols influence le climat en contribuant aux émissions de gaz à effet de serre (effet biogéochimique), mais il peut également affecter les conditions climatiques en modifiant les propriétés de la surface telles que l'albédo, la rugosité et l'évapotranspiration (effet biophysique).

Les émissions anthropiques de gaz à effet de serre étant prise en compte dans les simulations réalisées dans le cadre des derniers rapports de l'IPCC [IPCC, 2001, 2007], leur rôle vis-à-vis du climat est relativement bien contraint en comparaison de l'effet du changement des propriétés biophysiques de la surface. Ces changements ne sont pas inclus parmi les forçages climatiques dans la plupart des modèles IPCC.

De nombreuses études ont pourtant montré que l'altération des propriétés de la surface pouvait avoir un impact sur le climat. Ces études, dont une synthèse est présentée dans cette partie, se placent dans trois catégories : celles ayant analysé la sensibilité du climat à des changements idéalisés de la végétation, celles ayant étudié l'impact historique du changement d'occupation des sols et celles ayant considéré l'impact potentiel futur de l'occupation des sols.

1.2.2.1 Expériences idéalisées

Plusieurs études ont cherché à évaluer la sensibilité du climat de surface à des modifications drastiques de la végétation. Ce genre d'expériences a été très utile pour mettre en évidence le rôle de la déforestation dans différentes régions du monde.

Bonan et al. [1992] ont montré que la présence des forêts boréales permettait de maintenir un climat doux dans l'hémisphère nord par rapport au climat qui régnerait si ces forêts n'existaient pas. L'expérience qu'ils ont menée a consisté à remplacer toutes les forêts boréales par du sol nu ou de la toundra dans le modèle de climat du NCAR¹³. Ils ont obtenu des températures plus froides en été et en hiver dans leur modèle en raison d'une augmentation de l'albédo de la surface après déforestation. Ce résultat est dû au fait que la forêt boréale est plus sombre que la toundra ou le sol nu. Ceci est d'autant plus vrai lorsque le sol est couvert d'un manteau neigeux, car dans ce cas la forêt masque en partie la neige et limite la forte réflexion du rayonnement solaire dû au fort albédo de la neige. La persistance du refroidissement pendant la saison estivale est favorisée par l'inertie thermique de l'océan et l'augmentation de l'extension de la glace de

¹³National Center for Atmospheric Research

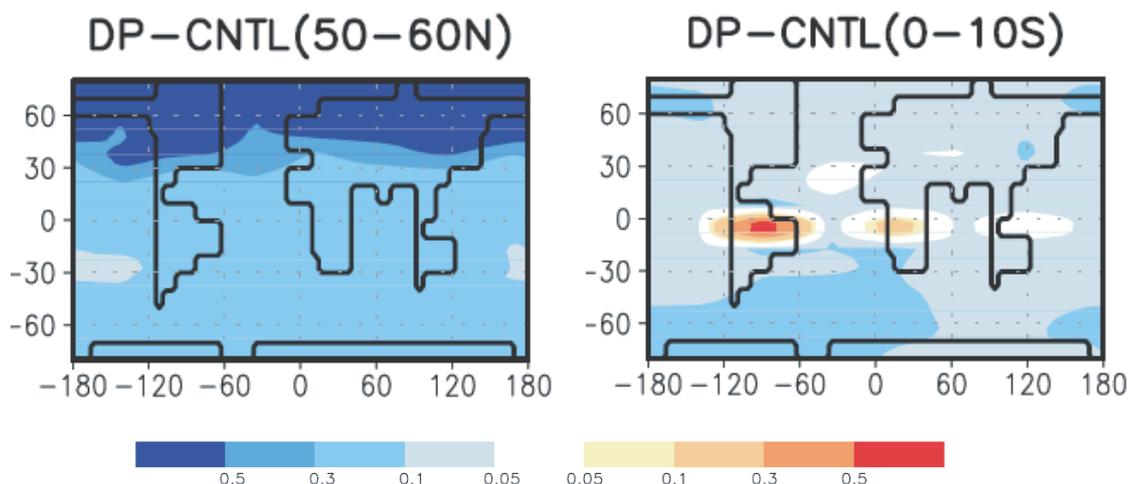


FIG. 1.7 Changement de température de surface dû à l'effet biophysique d'une déforestation entre 50°N et 60°N et entre 0 et 10°S avec le modèle CLIMBER (tiré de *Claussen et al.* [2001]).

mer.

Betts [1999] et *Fraedrich et al.* [1999] ont exploré l'impact biophysique du remplacement total de la végétation sur Terre par du sol nu. Concernant les hautes latitudes leurs expériences conduisent à des résultats différents de ceux de *Bonan et al.* [1992]. *Fraedrich et al.* [1999] trouvent que le remplacement de la forêt par du sol nu conduit à un réchauffement dû à la diminution de l'évapotranspiration. Contrairement à *Bonan et al.* [1992], *Fraedrich et al.* [1999] ont utilisé des températures de surface océaniques (SST¹⁴) prescrites sur les océans, inhibant ainsi les rétroactions océaniques ce qui peut expliquer ce résultat différent. Cependant, en utilisant un modèle climatique couplé océan-atmosphère, *Betts* [1999] obtient aussi des résultats différents de ceux de *Bonan et al.* [1992]. Alors qu'en hiver il constate un refroidissement dans les hautes latitudes à cause d'une augmentation d'albédo, le remplacement de la forêt par du sol nu conduit en été à un réchauffement. *Betts* [1999] suggère que ce résultat contradictoire avec celui de *Bonan et al.* [1992] est dû à une différence de sensibilité de la paramétrisation des nuages entre les deux GCM. Dans les tropiques, les expériences de *Betts* [1999] comme celles de *Fraedrich et al.* [1999] suggèrent que la forêt a un effet biophysique refroidissant toute l'année, car elle contribue à maintenir des taux d'évaporation plus forts que dans le cas d'un sol nu.

Claussen et al. [2001], avec un modèle de complexité intermédiaire (EMIC¹⁵), trouvent un résultat similaire à celui de *Bonan et al.* [1992] dans une expérience

¹⁴Sea Surface Temperatures

¹⁵Earth System Model of Intermediate Complexity

de déforestation complète entre 50°N et 60°N (figure 1.7). De plus, ils ont aussi analysé la réponse du climat à une déforestation des régions tropicales entre 0 et 10°S. Ils trouvent que la déforestation dans les tropiques mène, à l'inverse de la déforestation boréale, à un réchauffement du climat (figure 1.7). Ce réchauffement est cohérent avec les expériences de *Betts* [1999] et *Fraedrich et al.* [1999]. Cependant *Claussen et al.* [2001] notent qu'en moyenne globale la déforestation des tropiques conduit à un très léger refroidissement. Ils interprètent ce résultat comme étant une réponse à la diminution d'évaporation et donc de la vapeur d'eau atmosphérique. Cette diminution de la vapeur d'eau entraîne une diminution du rayonnement infrarouge atmosphérique, ce qui refroidit la surface des océans. D'après les expériences de *Claussen et al.* [2001] la déforestation tropicale peut donc avoir un effet local réchauffant et un effet à grande échelle refroidissant.

Dans une expérience similaire à celle de *Betts* [1999] et *Fraedrich et al.* [1999], *Gibbard et al.* [2005] trouvent un réchauffement dû au remplacement de la forêt par du sol nu dans les tropiques. Dans les moyennes et hautes latitudes la déforestation conduit en revanche à un refroidissement du climat dans leurs simulations.

Ces études soulignent la complexité des mécanismes biophysiques induits par des changements de la couverture végétale. Il apparaît que les processus radiatifs (changement d'albédo) et hydrologiques (changement d'évaporation) ont une influence conflictuelle sur la température de surface et varient selon la saison et la région. De plus, toutes ces études montrent qu'il existe encore des incertitudes concernant l'effet climatique de changements, même drastiques, de la couverture végétale. L'hétérogénéité des approches utilisées pour simuler l'impact des modifications de la couverture végétale (océan interactif ou non, modèle de complexité intermédiaire ou GCM, paramétrisation des processus nuageux, niveau de complexité des paramétrisations de surface...) peut expliquer en grande partie les divergences entre les différentes études.

1.2.2.2 Impact historique du changement d'occupation des sols

Le changement d'occupation des sols est un des nombreux forçages ayant affecté le climat au cours des derniers siècles. L'observation directe de l'évolution du climat ne permet pas de séparer l'effet biophysique du changement d'occupation des sols de celui des autres forçages (gaz à effet de serre, aérosols, variabilité solaire, etc). Les modèles climatiques sont donc le principal outil permettant de déterminer si le changement d'occupation des sols a pu avoir un impact significatif sur le climat au cours des derniers siècles.

C'est dans les moyennes latitudes de l'hémisphère nord que la couverture végétale a été historiquement la plus affectée par les activités humaines. Plusieurs

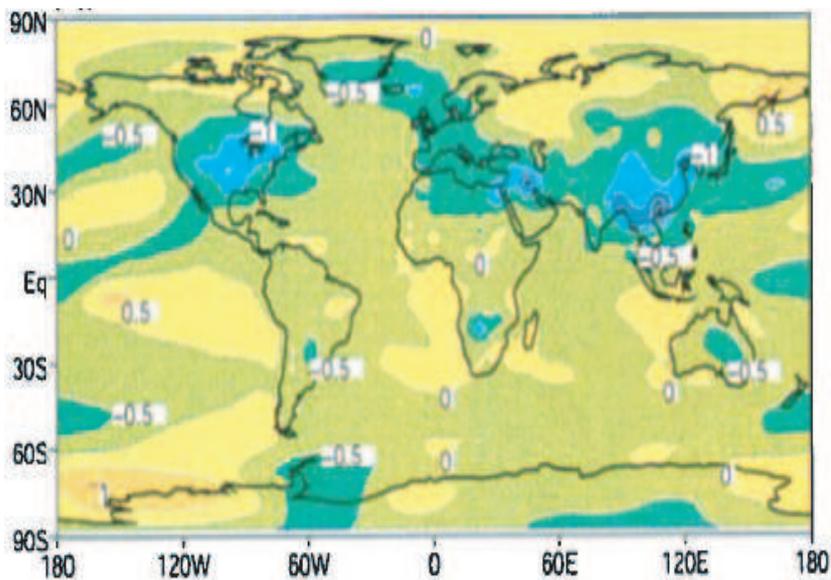


FIG. 1.8 Différence de température de surface entre une expérience considérant une distribution de la végétation “pré-agricole” et une expérience considérant la distribution actuelle de la végétation. Le modèle utilisé est un GCM atmosphérique couplé à un modèle de couche de mélange océanique (d’après *Govindasamy et al.* [2001]).

expériences avec des modèles de climat ont montré que ce changement a pu avoir un effet refroidissant sur le climat en augmentant l’albédo de la surface [e.g., *Brovkin et al.*, 1999; *Betts*, 2001; *Govindasamy et al.*, 2001; *Bounoua et al.*, 2002; *Feddema et al.*, 2005a; *Hansen et al.*, 2005; *Brovkin et al.*, 2006]. Par exemple, *Brovkin et al.* [1999] ont utilisé un modèle de complexité intermédiaire pour simuler la réponse transitoire du climat au changement d’occupation des sols au cours du dernier millénaire. Ils observent au bout de mille ans un refroidissement de 0.5°C dans l’hémisphère nord et de 0.35°C à l’échelle globale. Régionalement, ce refroidissement atteint jusqu’à 1.5°C dans les moyennes et hautes latitudes de l’hémisphère nord. *Brovkin et al.* [1999] suggèrent que le changement de la couverture végétale aux moyennes latitudes a pu contribuer au refroidissement du petit âge glaciaire (entre le 16^{ème} et le 19^{ème}).

Govindasamy et al. [2001] ont obtenu un résultat similaire avec un modèle de climat incluant un modèle de couche de mélange océanique. En comparant une simulation avec une végétation actuelle et par rapport à une simulation avec une végétation “pré-agricole”, ils ont constaté un refroidissement du climat principalement dans les moyennes latitudes de l’hémisphère nord (figure 1.8). En moyenne globale ce refroidissement atteint 0.25°C . D’après ce résultat ils ont avancé l’hypothèse que le refroidissement causé par la déforestation au cours du dernier millénaire a été d’ampleur suffisante pour expliquer la tendance négative de la

température globale observée avant le 20^{ème} siècle [Mann *et al.*, 1998, 1999]. Il faut cependant noter que les expériences de Govindasamy *et al.* [2001] ne prennent pas en compte l'effet climatique résultant des émissions de CO_2 dues à la déforestation qui a pu compenser au moins en partie le refroidissement biophysique.

Depuis l'époque pré-industrielle jusqu'à aujourd'hui À partir de l'époque pré-industrielle, l'augmentation rapide de la concentration atmosphérique des principaux gaz à effet de serre et notamment du CO_2 a commencé à jouer un rôle majeur sur le climat. Cependant, l'action de l'Homme sur la végétation a également été importante durant cette période (section 1.2.1) posant ainsi la question du rôle de ces changements par rapport à l'effet mieux connu de l'augmentation des gaz à effet de serre.

Brovkin *et al.* [2004] ont explicitement quantifié l'importance relative des effets biophysique et biogéochimique liés au changement d'occupation des sols entre le pré-industriel et aujourd'hui. En utilisant un modèle de complexité intermédiaire (CLIMBER2) ils ont trouvé un refroidissement global de $0.26^\circ C$ dû à l'effet biophysique et un réchauffement de $0.18^\circ C$ dû à l'effet biogéochimique. Leur étude suggère donc que l'effet biophysique de la déforestation historique aurait largement annulé l'effet des émissions de CO_2 dues à cette même déforestation. Il faut cependant préciser que le modèle CLIMBER2 semble avoir une sensibilité particulièrement forte au forçage biophysique dû à l'occupation des sols. Dans une intercomparaison entre six modèles de complexité intermédiaire simulant une diminution de température comprise entre 0.13 et $0.25^\circ C$ en réponse à l'effet biophysique historique de l'occupation des sols, CLIMBER2 fait partie des deux modèles ayant la réponse la plus forte [Brovkin *et al.*, 2006]. L'incertitude sur l'estimation de l'effet biophysique lié à la déforestation, telle qu'elle est mise en lumière par ces modèles de complexité intermédiaire, ne permet donc pas de conclure sur une éventuelle prédominance de l'effet biophysique sur l'effet biogéochimique pendant la période historique.

La question de l'impact de l'occupation des sols depuis l'époque pré-industrielle n'a pas été abordée avec des modèles plus complexes, les expériences réalisées avec des GCM atmosphériques ayant consisté à comparer la distribution pré-agricole de la végétation à la distribution actuelle. La comparaison de l'effet biophysique du changement d'occupation des sols à celui d'autres forçages est donc généralement exprimée en termes de forçage radiatif. Le forçage radiatif donne une mesure globale du pouvoir refroidissant ou réchauffant d'un facteur anthropique ou naturel donné. La modification de l'albédo de surface induite par le changement d'occupation des sols peut être convertie en forçage radiatif. Le forçage radiatif dû au changement d'occupation des sols entre l'époque pré-industrielle et aujourd'hui a été estimé à $-0.2 \pm 0.2 W/m^2$ [IPCC, 2007]. Cette valeur est comparée,

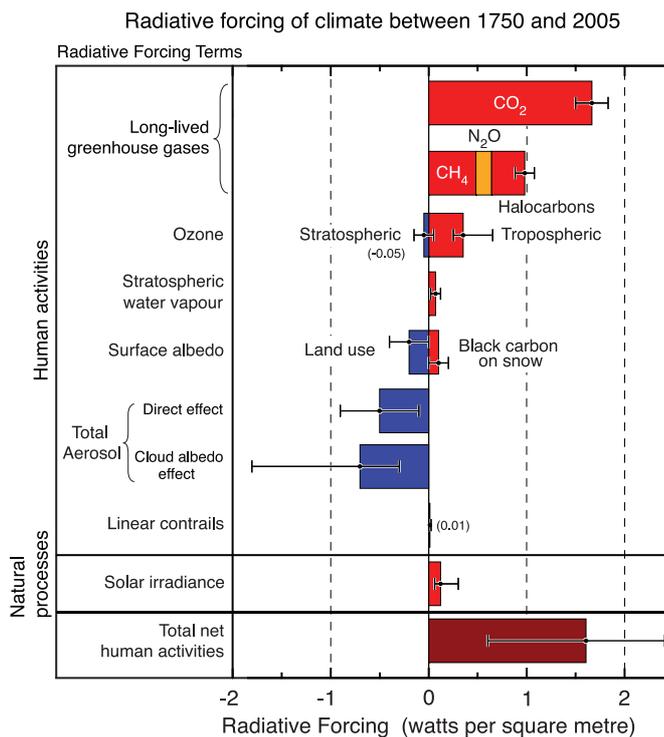


FIG. 1.9 Estimation et comparaison des forçages radiatifs anthropiques et naturels entre la période pré-industrielle et actuelle (d'après *IPCC* [2007]).

sur la figure 1.9, à celle des autres forçages climatiques sur la même période. Par rapport à l'augmentation du CO_2 entre le pré-industriel et aujourd'hui qui représente le plus gros forçage positif ($1.66 \pm 0.17 \text{ W/m}^2$), le forçage biophysique lié à l'occupation des sols représente une influence refroidissante d'ampleur relativement modeste. Il faut cependant préciser qu'une partie de l'élévation du CO_2 est directement due aux émissions de carbone par la déforestation. Il est estimé que depuis l'époque pré-industrielle le changement d'occupation des sols a contribué à une augmentation de 12 à 35 ppm de la concentration de CO_2 atmosphérique [Forster et al., 2007]. Cela correspond à 12 à 35% de l'élévation du CO_2 , soit un forçage de 0.19 à 0.56 W/m^2 . Cette estimation montre que l'effet biophysique de la déforestation a pu compenser voir même dominer l'effet biogéochimique. Compte tenu de l'incertitude sur ces valeurs il est cependant plus probable que l'effet biophysique ait été plus faible que l'effet biogéochimique de la déforestation (0 à 0.4 W/m^2 pour l'effet biophysique et 0.19 à 0.56 W/m^2 pour l'effet biogéochimique).

La comparaison entre le forçage radiatif dû à l'effet biophysique de l'occupation des sols et d'autres forçages a cependant ses limites car elle fait l'hypothèse implicite que la sensibilité du climat à ces différents forçages est la même. Cette hypothèse n'a jamais été explicitement vérifiée. De plus, les changements de la

couverture végétale ne perturbent pas uniquement l'albédo de surface mais ont également une influence sur d'autres paramètres (rugosité, évapotranspiration...) dont l'effet à l'échelle globale est moins bien connu. Pour cette raison certains auteurs comme *Pielke et al.* [2002] ont souligné que le concept de forçage radiatif était insuffisant pour rendre compte de l'effet des changements d'occupation des sols. Cette question sera traitée plus en détail au chapitre 4.

1.2.2.3 Impact futur du changement d'occupation des sols

L'évolution future de l'occupation des sols est susceptible d'avoir un impact climatique très différent de celui induit par l'évolution historique de l'occupation des sols, car la majeure partie de la déforestation dans les prochaines décennies devrait affecter les zones tropicales [*Alcamo et al.*, 1994]. Or les expériences conceptuelles discutées dans la partie 1.2.2.1 ont montré que la déforestation tropicale ou boréale pouvait conduire à des effets opposés sur le climat de surface.

Depuis presque une trentaine d'années, les climatologues ont examiné l'impact potentiel que pourrait avoir une déforestation massive des forêts tropicales et en particulier de l'Amazonie. L'Amazonie est en outre la seule région du monde où une série de campagnes de mesure a été conçue spécialement dans le but d'étudier l'effet de la déforestation sur le climat [*Shuttleworth et al.*, 1984b,a; *Gash and Nobre*, 1997; *von Randow et al.*, 2004]. Les mesures micrométéorologiques issues de ces campagnes ont apporté de précieuses informations sur la façon dont les bilans énergétique et hydrique de la surface pouvaient être affectés localement par la déforestation. Les principales conclusions de ces campagnes sont qu'une diminution du rayonnement solaire absorbé et de l'évapotranspiration ainsi qu'une augmentation du flux sensible sont observés après déforestation [*Gash and Nobre*, 1997]. Une température de l'air plus élevée est également observée, surtout pendant la saison sèche.

De nombreuses expériences numériques de déforestation amazonienne ont été réalisées à l'aide de GCM atmosphériques. Dans ce type d'expériences la réponse du climat au remplacement de la forêt tropicale par des prairies est analysée. Ces expériences ont généralement montré qu'à l'échelle de l'Amazonie l'effet de la déforestation était qualitativement similaire à celui observé localement. La déforestation amazonienne conduit dans ces expériences à un réchauffement et à une aridification du climat régional [e.g., *Dickinson and Henderson-Sellers*, 1988; *Nobre et al.*, 1991; *Henderson-Sellers et al.*, 1993; *Dirmeyer and Shukla*, 1994; *Polcher and Laval*, 1994a; *Lean and Rowntree*, 1997; *Zhang et al.*, 2001]. En revanche, l'impact potentiel de la déforestation tropicale sur le climat global ou extra-tropical reste extrêmement incertain. Par exemple *McGuffie et al.* [1995] ont constaté que la déforestation tropicale avait un impact relativement faible sur

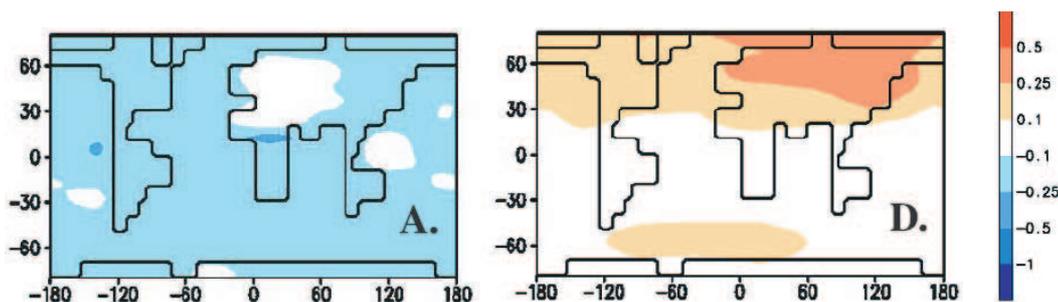


FIG. 1.10 Changement de température de surface entre 2000 et 2100 dû à l'effet biophysique du changement d'occupation des sols a) pour un scénario A2 et d) pour un scénario B1 (tiré de *Sitch et al.* [2005]).

le climat des hautes latitudes dans leur simulations. Au contraire, *Chase et al.* [2000] trouvent que même la déforestation déjà observée dans les tropiques a pu avoir une influence sur le climat hivernal des moyennes latitudes.

Seules quatre études ont à l'heure actuelle étudié l'impact climatique d'un scénario réaliste global d'occupation des sols sur le siècle prochain [*DeFries et al.*, 2002; *Feddema et al.*, 2005b; *Sitch et al.*, 2005; *Voldoire*, 2006]. Trois de ces études ont utilisé des GCM atmosphériques [*DeFries et al.*, 2002; *Feddema et al.*, 2005b; *Voldoire*, 2006], mais seules les expériences de *Feddema et al.* [2005b] incluent également un GCM océanique. *Sitch et al.* [2005] ont eux utilisé le modèle de complexité intermédiaire CLIMBER2-LPJ. Ces études ont considéré un scénario de type A2, caractérisé par une déforestation importante dans les tropiques (voir section 1.2.1). Il n'y a pas de consensus très clair entre ces études, même concernant le changement de température dans les régions directement affectées par la déforestation. *DeFries et al.* [2002] et *Feddema et al.* [2005b] notent une augmentation de la température de surface en Amazonie en moyenne annuelle. Dans les expériences de *Feddema et al.* [2005b] l'amplitude diurne de température est réduite dans les régions déforestées. *Voldoire* [2006] obtient au contraire un léger refroidissement dans les régions tropicales déforestées et une augmentation de l'amplitude diurne de température. Elle attribue ce comportement à une réduction du minimum journalier de la température due à la plus faible inertie thermique de la prairie comparée à celle de la forêt. Ce résultat est lié au fait que ses expériences prennent en compte la diminution de la capacité calorifique de la végétation après déforestation. Peu de modèles de surface prennent à l'heure actuelle en compte ce paramètre ce qui souligne l'incertitude sur l'effet biophysique de la déforestation liée à la représentation des processus dans les modèles. L'effet biophysique de la déforestation tropicale dans les expériences de *Sitch et al.* [2005] correspond à un refroidissement global qui est présent même sur les régions déforestées (figure 1.10a). Ce refroidissement est interprété comme étant

dû à la diminution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère à cause de la réduction d'évapotranspiration après déforestation.

Feddema et al. [2005b] et *Sitch et al.* [2005] ont également étudié l'effet biophysique d'un scénario de type B1 qui prévoit en particulier une reforestation partielle dans les moyennes latitudes. *Sitch et al.* [2005] notent un réchauffement dans les moyennes latitudes à cause de la diminution d'albédo liée à cette reforestation (figure 1.10d). Dans les expériences de *Feddema et al.* [2005b], en revanche, le changement de température dans les moyennes latitudes n'est pas clairement attribuable à l'effet local de la reforestation mais est plutôt lié à des changements de la circulation atmosphérique à grande échelle.

Toutes ces expériences montrent finalement des divergences notables. Le nombre encore très limité d'études ne permet pas, pour l'instant, de tirer des conclusions robustes sur l'effet biophysique potentiel de l'occupation des sols dans le futur.

1.3 Objectifs et organisation de la thèse

De nombreuses études ont indiqué que l'Homme pouvait avoir une influence significative sur le climat en modifiant la couverture végétale à la surface de la Terre (voir section 1.2.2). Cependant, dans la plupart des cas, l'influence de changements de végétation sur le climat a été analysée à l'aide de modèles climatiques utilisant des températures de surface océaniques prescrites [e.g., *Chase et al.*, 2000; *Gedney and Valdes*, 2000; *Betts*, 2001; *Bounoua et al.*, 2002; *DeFries et al.*, 2002; *Voldoire*, 2006] ou ne considérant que la couche superficielle de l'océan [e.g., *McGuffie et al.*, 1995; *Zhang et al.*, 1996; *Costa and Foley*, 2000; *Govindasamy et al.*, 2001; *Zhao et al.*, 2001]. Dans ce type d'expériences la réponse éventuelle de l'océan est inhibée et il n'est pas possible d'analyser la sensibilité climatique globale liée aux changements de végétation.

Dans le cadre de cette thèse, l'influence biophysique du changement d'occupation des sols sur le climat a été étudiée à l'aide d'un modèle de climat couplé océan-atmosphère-végétation. Ce modèle de climat, développé à l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), est décrit dans le chapitre 2. Le modèle de l'IPSL est l'un des 23 modèles ayant participé aux simulations réalisées dans le cadre du quatrième rapport de l'IPCC [*IPCC*, 2007]. L'influence des changements de la couverture végétale sur le climat a donc pu être étudié en utilisant un outil cohérent avec ceux utilisés pour évaluer l'impact d'autres forçages anthropiques sur le climat.

Au-delà de l'intérêt intrinsèque que présente le fait d'étudier l'influence des changements de végétation avec un outil plus complet que dans la plupart des

expériences précédentes, cette thèse tente de donner un éclairage sur un certain nombre de questions en suspens. Ces questions sont abordées dans l'ordre suivant au fil des chapitres 3 à 5 :

- Quelle est la sensibilité d'un modèle de climat couplé océan-atmosphère à la déforestation ? Quelle est le rôle respectif des différents processus impliqués dans l'effet de la déforestation ?

Dans le chapitre 3, un scénario de déforestation totale de la surface des continents a été étudié. Ce scénario extrême est un moyen de tester la sensibilité du modèle de l'IPSL et d'explorer le rôle de la déforestation dans différentes parties du monde. Les précédentes expériences de ce genre (section 1.2.2.1) ont indiqué que la déforestation pouvait avoir des conséquences climatiques différentes selon les régions. Ceci est lié au fait que l'effet biophysique de la déforestation est une combinaison de différents processus dont l'importance varie en fonction du contexte climatique. Le principal objectif de ce chapitre est donc d'évaluer le rôle respectif de ces différents processus et de leurs interactions mutuelles afin de mieux comprendre le rôle biophysique de la déforestation à l'échelle globale.

- Les activités humaines ont-elles une influence sur la température globale par l'intermédiaire de la modification des propriétés biophysiques de la surface ? Cette influence peut-elle être comparée à celle des autres forçages climatiques avec le concept de forçage radiatif ?

L'effet historique du changement d'occupation des sols sur le climat a été étudié dans la plupart des cas dans une perspective "paléoclimatique" (plusieurs milliers d'années) à l'aide d'expériences contrastant la distribution potentielle (\sim pré-agricole) de la végétation avec la distribution actuelle [Chase *et al.*, 2000; Betts, 2001; Govindasamy *et al.*, 2001; Bounoua *et al.*, 2002; Feddema *et al.*, 2005a]. Les expériences réalisées dans le cadre du chapitre 4 comparent au contraire la distribution pré-industrielle de la végétation à la distribution actuelle. En plus de ces expériences un scénario d'occupation des sols pour le siècle prochain est également étudié. Ces expériences permettent donc de tester si dans le contexte du changement climatique récent, le changement d'occupation des sols peut jouer un rôle significatif sur le climat en comparaison d'autres forçages climatiques (GHG, aérosols...). Étant donnée que l'influence respective de ces différents forçages est généralement exprimée en termes de forçage radiatif, nous avons cherché à déterminer si le concept de forçage radiatif pouvait être également utilisé pour quantifier l'influence du changement d'occupation des sols sur le climat.

- Quel est l'effet régional et à plus grande échelle de la déforestation amazonienne ? Cette déforestation peut-elle affecter la variabilité interannuelle tropicale ?

La question de l'impact climatique de la déforestation amazonienne a été abordée dans de nombreuses études. Dans le chapitre 5 nous comparons les résultats de ces études à ceux que nous avons obtenus avec le modèle de l'IPSL. Jusqu'ici la déforestation amazonienne a été surtout étudiée à l'aide de simulations climatiques relativement courtes et n'incluant pas la composante océanique. L'originalité de ce travail réside dans le choix de l'approche expérimentale consistant à contraster des expériences n'incluant pas la composante océanique et des expériences prenant en compte le couplage entre l'océan et l'atmosphère. Cette approche permet d'évaluer l'importance des rétroactions océaniques et la façon dont elles modifient la réponse climatique régionale et à plus grande échelle. Une autre caractéristique de l'approche expérimentale est la longueur importante des simulations (plusieurs centaines d'années). Il a été en effet montré que la longueur des simulations est un critère important pour la détection du signal lié à des changements de végétation [Voldoire and Royer, 2005]. D'autre part, nous avons pu étudier l'effet de la déforestation sur la variabilité interannuelle, notamment sur la variabilité El Niño, ce qui n'aurait pas été possible avec des expériences de moins d'une centaine d'années.

Chapitre 2

Présentation du modèle de climat

Les expériences analysées dans le cadre de cette thèse ont été effectuées avec le modèle de climat de l'IPSL. Ce modèle représente de manière tridimensionnelle la dynamique des enveloppes fluides terrestres en couplant un GCM atmosphérique et un GCM océanique. Il inclut également un modèle de glace de mer et un modèle représentant les surfaces continentales.

Le modèle de climat de l'IPSL est l'un des 23 modèles ayant participé à la réalisation des simulations climatiques analysées dans le dernier rapport IPCC [IPCC, 2007]. La version du modèle qui a servi à effectuer ces simulations, que nous appellerons version IPSL-CM4_IPCC dans la suite, a été décrite en détail par *Marti et al.* [2005]. La version du modèle utilisée dans cette thèse, que nous appellerons version IPSL-CM4_LCC (pour "Land Cover Change") dans la suite, présente des différences notables par rapport à la version IPSL-CM4_IPCC. Une des principales différences réside dans le traitement de la phénologie de la végétation. En effet dans la version IPSL-CM4_IPCC le cycle saisonnier foliaire de la végétation est prescrit à partir d'observations satellitaires [*Myneni et al.*, 2002]. Dans le cadre de cette thèse, il était préférable d'utiliser un calcul pronostique du cycle foliaire car nous avons considéré la distribution de la végétation à différentes époques où les données phénologiques ne sont pas disponibles. Le modèle de surface a donc été utilisé dans une configuration où la dynamique du carbone dans la végétation et la phénologie sont prises explicitement en compte.

Les différentes composantes du modèle de l'IPSL sont décrites dans la section 2.1. La végétation ayant une importance centrale dans cette thèse, une attention plus particulière est portée au modèle représentant les surfaces continentales, les autres composantes étant décrites plus succinctement. Les spécificités de la version du modèle utilisée dans cette thèse sont discutées dans la section 2.2. La capacité du modèle à reproduire les caractéristiques du climat observé, est

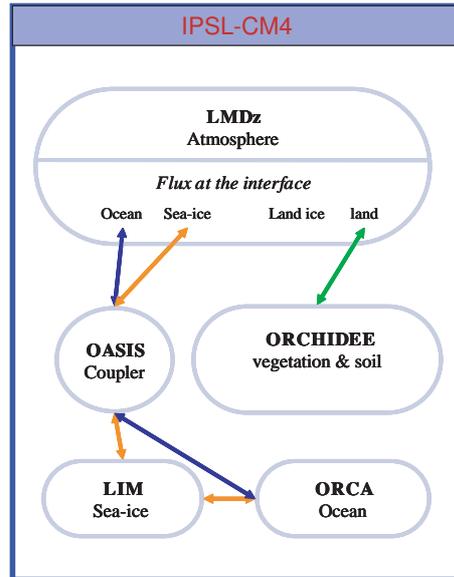


FIG. 2.1 Architecture du modèle de climat de l'IPSL.

présentée dans la section 2.3. Les caractéristiques de la version IPSL-CM4_LCC sont également comparées à la version IPSL-CM4_IPCC.

2.1 Les composantes du modèle de l'IPSL

Dans le modèle de l'IPSL, chaque composante du système climatique est représentée par un modèle spécifique. L'atmosphère est représentée par le modèle LMDZ, l'océan par le modèle OPA, la glace de mer par le modèle LIM et les surfaces continentales par le modèle ORCHIDEE. Le couplage entre le modèle océanique et le modèle atmosphérique s'effectue par l'intermédiaire du coupleur OASIS. Cette structure est schématisée sur la figure 2.1 et la description des différentes composantes est donnée dans la suite de cette partie.

2.1.1 Atmosphère

La simulation des processus atmosphériques est le cœur d'un modèle de climat. La composante atmosphérique du modèle de l'IPSL est la version 4 du modèle du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) [Hourdin *et al.*, 2006]. La dynamique de l'atmosphère est calculée à partir des équations primitives de la dynamique des fluides. L'approximation hydrostatique permet de simplifier ces équations en négligeant les mouvements verticaux qui sont diagnostiqués indirectement à partir de l'équation de continuité. Ces équations sont formulées

en différences finies et sont résolues à un pas de temps de 3 minutes sur une grille globale de 2.5° de résolution latitudinale et 3.75° de résolution longitudinale. L'atmosphère est divisée en 19 niveaux verticaux, les 4 premiers dans le premier kilomètre au-dessus de la surface et les 4 derniers au-dessus de 20 km. Entre ces deux altitudes la résolution verticale est d'environ 2 kilomètres. Un schéma numérique en volumes finis du second ordre monotone est utilisé pour advecter l'eau liquide et la vapeur d'eau.

Les processus physiques non résolus, d'échelle inférieure à la dimension de la maille du modèle, sont approximés par des "paramétrisations physiques". Ces paramétrisations, utilisées à un pas de temps de 30 minutes, s'appliquent notamment aux processus suivant :

- Les échanges verticaux turbulents de chaleur et d'humidité au sein de la couche limite atmosphérique sont traités comme un processus de diffusion. Le coefficient de diffusion turbulente est déterminé en fonction du nombre de Richardson [*Laval et al.*, 1981].
- Le mélange vertical de l'atmosphère par la convection utilise une approche en flux de masse développé par *Emanuel* [1991].
- La formation de nuages associés à la convection est approximée, comme proposé par *Sommeria and Deardorff* [1977], en fonction du contenu total en eau de la maille, de la pression de vapeur saturante et de la variabilité sous-maille du contenu en eau. Cette dernière quantité est déduite à partir d'une distribution statistique [*Bony and Emanuel*, 2001].
- L'effet de freinage ou de détournement du fluide atmosphérique par la présence des reliefs, ainsi que la génération d'ondes de gravité est paramétrisée d'après *Lott and Miller* [1997]; *Lott* [1999].
- Le transfert d'énergie radiative à travers l'atmosphère est calculé d'après le schéma radiatif hérité du modèle ECMWF¹. La formulation pour la partie solaire est inspirée de *Fouquart and Bonnel* [1980] et celle pour la partie infrarouge est de *Morcrette et al.* [1986]. Les espèces chimiques radiativement actives sont : H_2O , O_3 , CO_2 , O_2 , N_2O , CH_4 , NO_2 et les chlorofluorocarbures (CFC). Dans les expériences que j'ai réalisées l'effet des aérosols n'a pas été activé.

2.1.2 Océan et glace de mer

L'océan est une composante essentielle du système climatique, à cause de sa superficie d'une part, mais aussi de par sa grande masse et sa capacité calorifique qui lui permettent de stocker d'énormes quantités d'énergie. Ces propriétés lui

¹European Center for Medium-range Weather Forecasts

donnent une inertie thermique beaucoup plus grande que celle de l'atmosphère ou des continents, modérant ainsi l'effet des variations du climat et introduisant aussi des constantes de temps plus longues dans le système climatique. La modélisation de l'océan est donc primordiale pour étudier la sensibilité du climat à une perturbation et pour capturer certains modes de variabilité interannuel comme le phénomène El Niño.

Dans le modèle de l'IPSL, l'océan est représenté par la composante OPA² version 8 [Madec et al., 1998]. Le modèle résout les équations primitives de la dynamique du fluide océanique sur une grille d'environ $2^\circ \times 2^\circ$. La résolution latitudinale est augmentée jusqu'à 0.5° autour de l'équateur pour améliorer la dynamique dans cette région. L'océan est découpé en 31 niveaux verticaux dont 10 se situent dans les 100 premiers mètres sous la surface. Les variables pronostiques sont le champ tridimensionnel de vitesse et les caractéristiques thermohalines de l'eau de mer. Différents choix sont proposés pour décrire la physique océanique, incluant notamment une fermeture turbulente d'ordre 1.5 pour le mélange vertical.

La thermodynamique et la dynamique de la glace de mer présente à la surface des océans polaires sont prises en compte à travers le modèle LIM³ [Fichefet and Maqueda, 1997]. Le bilan de masse de la glace est établi d'après un calcul pronostique du bilan d'énergie. Du point de vue dynamique, la glace de mer est considérée comme un continuum visco-élastique bidimensionnel en interaction avec les courants atmosphériques et océaniques.

L'échange des variables entre les modèles OPA et LIM et le modèle atmosphérique se fait à une fréquence journalière via le coupleur OASIS⁴ [Terray et al., 1995].

2.1.3 Calottes glaciaires

Les calottes glaciaires antarctique et groenlandaise sont traitées directement par le modèle LMDZ. La dynamique de la glace n'est pas prise explicitement en compte mais un terme de fonte est paramétrisé de façon rudimentaire. L'accumulation de la neige sur les calottes est ainsi limitée à 3000 kg/m^2 , au dessus de cette valeur la neige supplémentaire est expulsée uniformément dans l'océan sous forme d'eau de fonte avec un filtrage temporel de 10 ans pour ne pas provoquer des décharges d'eau douce trop brutales.

²Océan PARallélisé

³Louvain-la-neuve sea-Ice Model

⁴Ocean Atmosphere Sea Ice Soil

2.1.4 Surfaces continentales

Le système formé par le sol et la biosphère terrestre est une composante à part entière du système climatique. Le climat conditionne l'état hydrique du sol ainsi que la répartition et l'état de la végétation ; en retour les caractéristiques de la surface influencent le climat en modulant les quantités d'énergie, d'eau et de composés chimiques échangées avec l'atmosphère. Cette perpétuelle interaction est prise en compte dans le modèle de climat de l'IPSL par le biais du couplage entre le modèle LMDZ et le modèle ORCHIDEE⁵ [Krinner *et al.*, 2005].

ORCHIDEE est structuré en trois modules représentant chacun des processus se différenciant par leur nature et l'échelle de temps à laquelle ils se manifestent. Les flux d'énergie et d'eau échangés entre la surface et l'atmosphère sont traités par le module SECHIBA⁶. La phénologie et la dynamique du carbone dans la biosphère sont simulées par le module STOMATE⁷. Un troisième module calculant la dynamique de la végétation naturelle n'est pas décrit ici car il n'a pas été activé dans les expériences réalisées dans le cadre de cette thèse.

Le couplage avec le GCM atmosphérique impose une résolution spatiale d'environ 300km. Or il est évident qu'à cette échelle la surface continentale présente une forte hétérogénéité, notamment concernant le type de végétation présent. C'est pourquoi ORCHIDEE utilise le concept de "type fonctionnel de plante" (PFT⁸) pour décrire l'hétérogénéité sous-maille de la végétation. Ce concept permet de définir des catégories de plantes, les PFTs, englobant des espèces végétales similaires du point de vue de leurs caractéristiques biophysiques et physiologiques. Ceci permet d'attribuer à chaque PFT un jeu unique de paramètres malgré la multiplicité d'espèces végétales qu'il englobe. La diversité des écosystèmes terrestres peut ainsi être représentée en combinant différents PFTs. ORCHIDEE distingue 12 PFTs dont 10 sont de type naturel (8 PFTs ligneux et 2 PFTs herbacés) et 2 sont de type agricole (tableau 2.1). Ces PFTs ainsi que le sol nu peuvent coexister dans une même maille et occupent donc chacun une certaine fraction, comprise entre 0 et 1, de la surface de la maille. A titre d'exemple, avec cette classification la taïga sibérienne peut être représentée par un assemblage de conifères sempervirents (qui gardent leurs aiguilles toute l'année), de plantes herbacées, dans une moindre mesure de conifères décidus (qui perdent saisonnièrement leurs aiguilles), et éventuellement d'une faible proportion de feuillus.

L'indice de surface foliaire (LAI⁹), c'est-à-dire la surface de feuilles par mètre

⁵ORganizing Carbon and Hydrology in Dynamic EcosystEms

⁶Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère

⁷Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems

⁸Plant Functional Type

⁹Leaf Area Index

PFT	α	h
Feuillus tropicaux sempervirents	0.12	30
Feuillus tropicaux décidus	0.14	30
Conifères tempérés sempervirents	0.14	20
Feuillus tempérés sempervirents	0.14	20
Feuillus tempérés décidus	0.14	20
Conifères boréaux sempervirents	0.14	15
Feuillus boréaux décidus	0.14	15
Conifères boréaux décidus	0.14	15
Herbacées en C_3	0.20	0.5
Herbacées en C_4	0.20	0.6
Cultures en C_3	0.20	1
Cultures en C_4	0.20	1

TAB. 2.1 Les types fonctionnels de plantes (PFTs) représentés dans le modèle ORCHIDEE et les valeurs d'albédo (α) et de hauteur de la végétation (h) attribuées à chaque PFT.

carré de sol, est une variable centrale dans ORCHIDEE. Il a en effet un rôle de premier ordre dans la détermination des échanges entre la surface et l'atmosphère, puisqu'il influence directement les conditions de surface (albédo, rugosité, transpiration). Le couplage avec un modèle de climat exige donc de déterminer le cycle saisonnier foliaire de la végétation. Dans un certain nombre de modèles, le LAI est simplement prescrit à partir d'observations [Pitman, 2003]. La stratégie développée dans ORCHIDEE est au contraire de calculer explicitement le LAI en résolvant la dynamique du carbone dans la végétation. La biomasse foliaire calculée de façon pronostique par STOMATE permet ainsi de déterminer le LAI.

2.1.4.1 Processus biophysiques

Le modèle SECHIBA a été développé par *Ducoudré et al.* [1993] pour introduire une représentation réaliste du bilan d'énergie des surfaces continentales et de l'hydrologie dans le modèle atmosphérique du LMD. SECHIBA calcule les flux d'énergie et de masse échangés entre la surface et l'atmosphère. Ces processus sont relativement rapides et sont traités à un pas de temps de 30 minutes, tout comme l'ensemble des paramétrisations physiques du modèle LMDZ.

Bilan d'énergie La représentation du bilan d'énergie d'une surface recouverte de végétation est un problème complexe qui nécessite quelques simplifications

pour être traité à l'échelle globale. La végétation est donc représentée comme une seule couche sans épaisseur, à l'interface entre le sol et l'atmosphère. Le bilan d'énergie s'applique à cette interface, caractérisée par la température T_s . Il faut noter que dans le cas d'une surface couverte de végétation, T_s n'est pas directement comparable à la température réelle de l'air au niveau du sol, mais s'apparente plutôt à la température de l'ensemble de l'air présent entre le sol et le haut de la canopée. Cette définition nous amène à négliger le stockage de chaleur par la végétation et par l'air présent dans la canopée. Le bilan d'énergie peut donc s'écrire sous cette forme :

$$Rn = \phi_0 + \phi_S + \phi_L \quad (2.1)$$

Ce bilan traduit le fait que l'énergie absorbée par la surface (le rayonnement net, Rn) est convertie sous trois formes différentes : le flux de chaleur vers le sol (ϕ_0), le flux de chaleur sensible (ϕ_S) et le flux de chaleur latente (ϕ_L). Le bilan d'énergie est résolu pour l'ensemble de la maille et non pas pour chaque type de végétation présent dans la maille. Ceci implique que les paramètres intervenant dans ce bilan et dépendants des conditions de surface (albédo, rugosité, évaporation) soient agrégés à l'échelle de la maille.

Rayonnement net Le rayonnement net absorbé par la surface résulte du bilan entre les gains d'énergie radiative en provenance de l'atmosphère (énergie solaire et rayonnement infrarouge atmosphérique) et les pertes par rayonnement infrarouge terrestre. Le rayonnement net est formulé de la manière suivante :

$$Rn = (1 - \alpha)Sdn - \varepsilon\sigma T_s^4 + \varepsilon Ldn \quad (2.2)$$

Les termes climatiques dans cette expression sont le rayonnement solaire incident, Sdn et le rayonnement infrarouge atmosphérique, Ldn . Les autres termes dépendent des propriétés de la surface.

L'émissivité de la surface, ε , est fixée à 1 dans ORCHIDEE. Le rayonnement infrarouge émis par la surface est calculé en fonction de la température de surface, T_s , d'après la loi de Stefan-Boltzman ($\varepsilon\sigma T_s^4$), où σ représente la constante de Stefan-Boltzman, soit $5.67.10^{-8}W.m^{-2}.K^{-4}$.

L'albédo α est une variable essentielle du bilan d'énergie car elle détermine la proportion du rayonnement solaire incident absorbée par la surface. L'albédo dépend de l'état de la végétation et du sol et doit donc être calculé en fonction des conditions de surface.

Pour le sol nu, l'albédo est déterminée d'après la carte de couleur de sol de *Wilson and Henderson-Sellers* [1985] et est modulé en fonction de l'humidité du

sol. Pour la végétation, une valeur d'albédo des feuilles est attribuée à chaque PFT (tableau 2.1). Comme ORCHIDEE considère la distribution sous-maille de la végétation, l'albédo à l'échelle de la maille est agrégé en considérant la surface foliaire occupée par chaque PFT. La surface foliaire projetée au sol (ν), exprimée en fraction de la surface totale de la maille, est calculée dans ORCHIDEE en fonction du LAI :

$$\nu = \nu_{max}(1 - e^{-k LAI}) \quad (2.3)$$

où ν_{max} représente la surface maximale occupée par le PFT, telle que définie par la carte de végétation.

En présence d'un couvert neigeux la formulation de [Chalita and Letreut, 1994] est utilisée. Cette formulation tient compte de l'effet masquant de la végétation sur la neige et de la réduction de l'albédo de la neige en fonction de son âge.

Flux de chaleur dans le sol Pour déterminer le flux de chaleur vers le sol, un profil de température dans le sol est calculé explicitement en résolvant l'équation générale de conduction de la chaleur (loi de Fourier). Cette équation est discrétisée sur 7 niveaux verticaux dans le sol avec l'hypothèse d'un flux nul en profondeur. A l'interface sol-atmosphère, le flux de chaleur vers le sol peut s'écrire de la façon suivante :

$$\phi_0 = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.4)$$

où λ est la conductivité thermique du sol.

Flux de chaleur sensible Le transfert d'énergie calorifique de la surface vers l'atmosphère par la turbulence est traité comme un processus de diffusion. Le flux de chaleur sensible est donc calculé, selon la loi de Fick, comme le produit entre un coefficient de diffusion turbulente et le gradient de température entre la surface et l'atmosphère, gradient qui est le moteur de ce flux. Ceci donne l'expression suivante pour le flux de chaleur sensible :

$$\phi_S = \rho C_p C_a (T_s - T_a) \quad (2.5)$$

où ρ et C_p sont respectivement la masse volumique et la capacité calorifique de l'air.

Dans cette expression la conductance aérodynamique, C_a , est une variable qui doit être déterminée d'après les conditions de surface. C_a dépend de la vitesse du vent, de la stabilité de la couche limite atmosphérique et aussi de la rugosité de la surface de telle sorte que si la rugosité augmente, C_a augmente.

La hauteur de rugosité, z_0 , est déterminée en fonction du LAI de la végétation et de la hauteur de la canopée, prescrite pour chaque PFT (tableau 2.1).

Flux de chaleur latente Le flux de chaleur latente est calculé de manière analogue au flux sensible. Cette fois la quantité transférée n'est plus de la chaleur mais de la vapeur d'eau et le gradient considéré est donc un gradient d'humidité entre la surface et l'atmosphère. Cependant, la turbulence transportant indifféremment la chaleur ou la vapeur d'eau, le même coefficient de diffusion C_a est utilisé dans les deux cas, ce qui donne l'expression suivante pour le flux de chaleur latente :

$$\phi_L = \rho L_v C_a \beta (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (2.6)$$

où L_v est la chaleur latente d'évaporation ($= 2.46 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$) qui permet de passer d'une quantité d'eau évaporée (l'évaporation) à une quantité d'énergie transmise à l'atmosphère.

Il faut noter que l'humidité réelle de l'air en contact avec la surface, q_s , n'intervient pas dans cette expression, cette variable étant difficilement quantifiable. Elle est remplacée par l'humidité saturante, q_{sat} , correspondant à la température de surface T_s . Le gradient d'humidité dans l'expression de ϕ_L est donc représentatif d'une surface d'eau libre (un lac par exemple). En contrepartie, pour limiter ce gradient, un coefficient β est introduit. Ce coefficient exprime concrètement la difficulté à extraire l'eau du système sol-végétation.

Le niveau de complexité d'un modèle de surface est en grande partie déterminé par la représentation du coefficient β . En général ce paramètre est calculé comme un système de résistance en série, par analogie à un circuit électrique. Pour le cas le plus complexe de la transpiration d'un couvert végétal, la formulation suivante est utilisée dans ORCHIDEE :

$$\beta = U_s \frac{r_a}{r_a + r_0 + r_s} \quad (2.7)$$

Cette expression reflète le parcours d'une molécule d'eau transitant du sol vers l'atmosphère et les différents obstacles qu'elle doit franchir. L'eau doit d'abord être prélevée dans le sol par le système racinaire des plantes, ce qui est pris en compte par l'intermédiaire de la fonction d'extraction de l'eau, U_s . U_s est déterminé en fonction de l'état hydrique du sol et du profil racinaire spécifié pour chaque PFT d'ORCHIDEE. L'eau est ensuite évaporée au niveau des stomates des feuilles. Cette étape est représentée par la résistance de surface, r_s . Elle doit ensuite rejoindre le haut de la canopée, ce qui est pris en compte à travers la résistance de structure, r_0 . Enfin la vapeur d'eau doit être amenée jusqu'au niveau de référence atmosphérique, ce qui est exprimée par la résistance aérodynamique, r_a (qui est l'inverse de la conductance aérodynamique, C_a , définie précédemment).

La résistance de surface, r_s , est calculée en intégrant la conductance stoma-

tique, g_s , sur le LAI :

$$r_s = \frac{1}{\int_0^{LAI} g_s(l) dl} \quad (2.8)$$

Dans ORCHIDEE, le calcul de la conductance stomatique, g_s , prend explicitement en compte le couplage entre photosynthèse et transpiration. La transpiration des végétaux, tout comme l'assimilation du CO_2 nécessaire à la photosynthèse, se fait par l'intermédiaire des stomates des feuilles. Les échanges d'eau et de CO_2 doivent donc être traités de manière cohérente. Une formulation empirique est utilisée pour calculer la conductance stomatique en fonction de l'assimilation photosynthétique [Ball, 1988]. L'assimilation photosynthétique est elle même calculée d'après Farquhar *et al.* [1980] et Collatz *et al.* [1992].

Une approche similaire est utilisée par calculer les coefficients β relatifs à l'évaporation de l'eau interceptée par le feuillage, à l'évaporation du sol nu et à la sublimation de la neige. L'évaporation totale de la maille est donc la somme pondérée des différents termes d'évaporation (transpiration, interception, évaporation du sol nu, sublimation de la neige).

Hydrologie L'état hydrique du sol est calculé de façon pronostique dans SECHIBA, d'après le modèle de Choissnel [1977]. Ce modèle distingue 2 réservoirs d'eau dans le sol, un réservoir superficiel et un réservoir profond. Par rapport à des modèles plus simples à un seul réservoir (modèles "bucket"), l'introduction d'un réservoir superficiel de hauteur variable et rapidement réactif à un événement pluvieux permet de représenter la variabilité diurne de l'évaporation. Le ruissellement apparaît lorsque le sol est complètement saturé en eau.

2.1.4.2 Processus biogéochimiques

Le rôle du module STOMATE est d'organiser la répartition du carbone dans la biosphère et le sol en résolvant la dynamique saisonnière de la végétation (ou phénologie). Ces processus, relativement plus lents que ceux traités par SECHIBA, sont calculés à un pas de temps journalier.

Photosynthèse et allocation Le carbone entre dans la biosphère sous forme de CO_2 qui est utilisé par la réaction de photosynthèse. Bien que la photosynthèse soit un processus biogéochimique, elle est informatiquement traitée dans le module SECHIBA pour permettre une cohérence entre les processus de photosynthèse et de transpiration (section 2.1.4.1).

Une fois assimilé par la photosynthèse le carbone est ensuite réparti sous forme

organique dans les différents tissus de la plante : les feuilles, les racines, le tronc, les fruits et les réserves. Les règles d'allocation du carbone tiennent compte des contraintes externes qui s'exercent sur la plante telles que les limitations en eau, en lumière et en azote [*Friedlingstein et al.*, 1999].

Respiration La matière organique assimilée par les végétaux est ensuite inévitablement dégradée par la réaction chimique de respiration. La respiration autotrophe, c'est-à-dire celle pratiquée par les végétaux, est représentée d'après *Ruimy et al.* [1996] comme une fonction linéaire de la biomasse, le coefficient de proportionnalité étant lui-même fonction linéaire de la température. Par ailleurs, une fraction prescrite (28 %) des produits de la photosynthèse alloués vers les différents tissus est perdue sous forme de respiration [*Mccree*, 1974]. Ceci représente la dépense énergétique nécessaire à la croissance des tissus.

La paramétrisation de la respiration hétérotrophe est héritée du modèle CENTURY [*Parton et al.*, 1988]. Une fraction prescrite des différents tissus végétaux est exportée vers la litière. La dégradation de la litière alimente ensuite trois réservoirs de carbone (actif, passif et lent) dont la dégradation est fonction de la température et de l'humidité du sol.

Le bilan entre l'assimilation photosynthétique et la dégradation de la matière organique par la respiration permet ainsi de calculer un flux net de CO_2 échangé entre la biosphère et l'atmosphère. Il faut noter que dans les expériences effectuées dans le cadre de cette thèse, le flux net de CO_2 est une variable purement diagnostique n'ayant pas d'incidence sur le climat simulé, puisque la concentration de CO_2 atmosphérique est prescrite.

Phénologie La phénologie des plantes décidues se caractérise par un cycle foliaire alternant une phase de dormance, en hiver, et une phase de croissance qui débute par le débourrement (émergence des feuilles) et se termine par la sénescence de la totalité des feuilles. La paramétrisation de la phénologie dans ORCHIDEE est basée sur le travail de *Botta et al.* [2000].

La date du débourrement est déterminée d'après un critère dépendant des conditions thermiques et/ou hydriques intégrées sur les jours ou semaines précédentes. Ce critère est différent pour chaque PFT. Par exemple pour les herbacés, le critère appliqué dépend de la zone climatique considérée car ce type de végétation est présent dans une large gamme de latitudes. Dans la zone tropicale (température moyenne supérieure à 20°C), le critère est un nombre de jours prédéfini après le minimum d'humidité de la saison sèche. Dans les régions froides (température inférieure à 20°C) le critère à atteindre est un seuil thermique. Enfin, dans les régions intermédiaires les deux critères doivent être remplis.

La sénescence des feuilles est également déclenchée après le franchissement de seuils thermiques et/ou hydriques, variables en fonction des PFTs. De plus, pour tous les PFTs quelque soit le stade du cycle, une fraction des feuilles est perdue par un processus de mortalité foliaire. Ce taux de mortalité est déterminé d'après l'âge des feuilles. Plus l'âge des feuilles est grand plus ce taux est important. Quand le processus de sénescence a fait chuter le LAI en dessous de 0.2 le reste des feuilles est alors exporté vers la litière, le PFT est déclaré dormant et un nouveau cycle peut alors recommencer.

Représentation des cultures La végétation cultivée est représentée dans ORCHIDEE, mais de façon très simplifiée. Les cultures sont traitées de manière similaire aux herbacées naturelles. L'effet de la fertilisation est cependant représenté de façon indirecte en augmentant le rendement de la photosynthèse. Du point de vue de la phénologie, le LAI maximum possible et les seuils critiques de température et d'humidité déclenchant les processus de débourrement et de sénescence sont également modifiés par rapport aux herbacées naturelles.

2.1.5 Configurations du modèle

La réponse du climat à une perturbation quelconque est souvent complexe à analyser car elle fait intervenir un ensemble de changements s'opérant dans toutes les composantes du système climatique. Pour examiner le rôle respectif des différents processus, qu'ils soient océaniques, atmosphériques ou continentaux, et de leurs interactions respectives, il est possible de s'appuyer sur des expériences conceptuelles où certaines composantes du système sont volontairement désactivées. Ce type d'expériences est possible avec le modèle de l'IPSL compte tenu de son architecture modulaire.

Le modèle a donc été utilisé dans différentes configurations :

- soit en mode totalement couplé ;
- soit en mode LMDZ/ORCHIDEE et dans ce cas le modèle océanique est désactivé et une prescription des SST est utilisée ;
- soit en mode ORCHIDEE seul et dans ce cas une climatologie atmosphérique est utilisée pour forcer le modèle de surface.

Pour les calculs de forçage radiatif le schéma de transfert radiatif du modèle LMDZ a également été utilisé de façon déconnectée du modèle atmosphérique.

2.2 Mise au point de la version IPSL-CM4_LCC_v1

La version du modèle de l'ISPL qui a servi de point de départ à cette thèse est la version IPSL-CM4_IPCC [Marti *et al.*, 2005]. Les expériences précédentes réalisées avec cette version du modèle [Braconnot *et al.*, 2007; Dufresne *et al.*, 2005; IPCC, 2007] ne considèrent pas la dynamique du carbone dans la biosphère et utilisent un LAI prescrit à partir d'observations satellitaires [Myneni *et al.*, 2002].

Les expériences réalisées pendant cette thèse nécessitaient au contraire un calcul pronostique de la phénologie, car les observations satellitaires actuelles de la phénologie sont associées à une distribution particulière de la végétation qui ne s'applique pas à d'autres époques. Il était donc nécessaire d'activer la composante STOMATE du modèle ORCHIDEE dans ces expériences.

L'activation de la paramétrisation des processus biogéochimiques simulés par STOMATE dans le modèle de l'ISPL n'était cependant pas anodine vis-à-vis de la simulation du climat. En effet la prise en compte de ces processus ajoutait un degré de liberté supplémentaire dans le modèle. La végétation pouvait réagir aux conditions climatiques en modifiant notamment ses caractéristiques foliaires, entraînant ainsi des modifications de l'albédo, de la rugosité ou de la transpiration qui à leur tour pouvaient rétroagir sur le climat. La prise en compte de ce mécanisme apportait bien sûr un degré supplémentaire de réalisme au modèle, mais pouvait également amplifier certains défauts déjà présents. Il fallait donc s'attendre à des changements notables dans les caractéristiques du climat simulé par le modèle.

Dans la première série d'expériences réalisées dans le cadre de cette thèse (simulation PAST, PRES et FUTU analysées dans le chapitre 4), la composante STOMATE a été activé dans la version IPSL-CM4_IPCC du modèle. Nous nous référerons à cette version en tant que version IPSL-CM4_LCC_v0. Des différences importantes sont apparus dans la climatologie de cette version par rapport à la version IPSL-CM4_IPCC. La différence de température de surface entre ces deux versions est illustrée sur la figure 2.2. Un biais froid très prononcé dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord apparaît dans la version IPSL-CM4_LCC_v0 par rapport à la version IPSL-CM4_IPCC.

Le modèle atmosphérique LMDZ ayant déjà une tendance connue à simuler des températures trop froides dans ces régions [Hourdin *et al.*, 2006; Marti *et al.*, 2005], le problème pouvait sembler à première vue évident : la photosynthèse est influencée négativement par des températures plus basses que la normale à ces latitudes. Le LAI simulé est donc plus faible que celui qui est prescrit à partir d'observations dans la version IPSL-CM4_IPCC. La végétation laisse donc voir

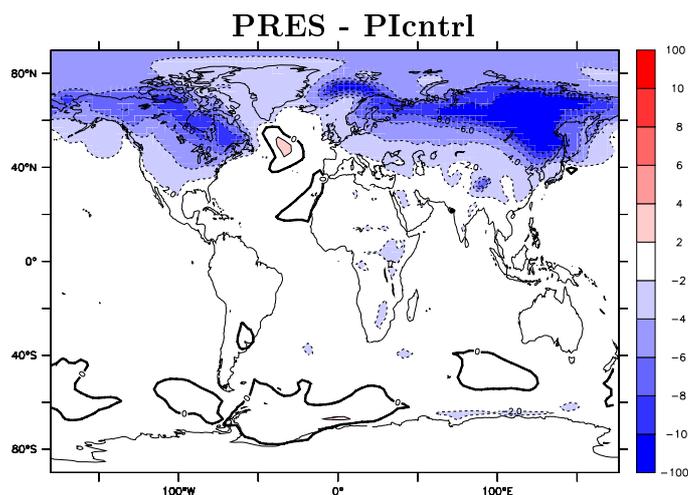


FIG. 2.2 Différence de température de surface en moyenne annuelle entre deux simulations pré-industrielles, l'une réalisée avec la version IPSL-CM4_IPCC (PIcntrl), l'autre avec la version IPSL-CM4_LCC_v0 (PRES).

une plus grande fraction du sol, qui a généralement un albédo plus fort que les feuilles, ce qui contribue à augmenter l'albédo de surface et donc à diminuer la température. Ceci pouvait donc expliquer que le biais froid déjà identifié dans la version IPSL-CM4_IPCC était largement amplifié par ce mécanisme de rétroaction positive liée au couplage avec les processus biogéochimique de STOMATE.

Cette rétroaction positive liée à la végétation n'était finalement pas le principal problème. Quand STOMATE est activé, ORCHIDEE simule la chute des feuilles mortes. Ces feuilles viennent recouvrir le sol et un albédo plus fort que le sol leur est assigné. Dans le cas où STOMATE est activé l'albédo de surface devient donc plus élevé et l'énergie radiative absorbée par la surface devient plus réduite, ce qui tend à faire chuter la température dans le modèle de climat. Il a donc été décidé de supprimer la dépendance de l'albédo au couvert de feuilles mortes, car bien que cette paramétrisation tienne compte d'un processus potentiellement réaliste, elle n'avait jamais été évaluée face à des données observées et avait manifestement un effet délétère dans le modèle de climat.

Entre temps une nouvelle version d'ORCHIDEE avait été mise au point dans l'équipe, principalement pour palier un problème d'instabilité de la température de surface dans les zones arides. Suite à l'introduction de cette nouvelle version d'ORCHIDEE dans le modèle de climat, une recalibration des paramètres de la micro-physique des nuages dans LMDZ a été effectuée afin de rééquilibrer le climat de base. Des tests spécifiques réalisés avec le modèle ont indiqué que cette recalibration avait pour effet d'augmenter d'environ 1°C la température de surface globale (*Braconnot, communication personnelle*).

Finalement, la version IPSL-CM4_LCC_v1, qui est la version définitive utilisée pendant ma thèse, intègre toutes ces modifications. Les différentes mises au point ont permis de régler le problème de biais froid rencontré avec la version IPSL-CM4_LCC_v0 et d'obtenir une climatologie satisfaisante dont les caractéristiques sont présentées dans la section suivante.

2.3 Climatologie de la version IPSL-CM4_LCC_v1

L'objectif de cette partie n'est pas de passer en revue de façon exhaustive les caractéristiques du climat simulé par le modèle mais de présenter les aspects les plus représentatifs du climat de surface (température, précipitations et LAI).

La climatologie présentée dans cette partie est extraite des 300 dernières années de la simulation PRES2 qui est une simulation pré-industrielle avec des forçages constants. La comparaison de cette simulation avec la simulation PIntrl, qui est une simulation équivalente réalisée avec le modèle de l'IPSL dans le cadre du 4^{ème} rapport de l'IPCC, permet de mettre en évidence les différences entre la version IPSL-CM4_LCC_v1 et la version IPSL-CM4_IPCC.

Le réalisme du climat simulé est évalué grâce à des données observées sur la période récente (généralement de 1960 à 1990). La comparaison entre ces simulations représentant l'époque pré-industrielle et des observations sur une période plus récente doit cependant être considérée avec précaution, à cause de l'évolution des forçages naturels et anthropiques entre ces deux époques. Pour s'assurer que l'interprétation des biais du modèle n'est pas faussée par cette différence de forçage il faut donc avoir à l'esprit l'ordre de grandeur de la réponse climatique à ce forçage. Pour cela on peut s'appuyer sur la comparaison entre la simulation PIntrl et la simulation 20C3M. La simulation 20C3M tiens compte de l'évolution des forçages depuis l'époque pré-industrielle jusqu'en 2000. La figure 2.3 montre les différences de températures de surface et de précipitation entre la simulation PIntrl et la simulation 20C3M (pour la période 1960 à 1990). Régionalement on peut constater que les différences excèdent rarement 1°C pour les températures et 1 mm/jour pour les précipitations. Les biais du modèle qui sont discutés dans la suite de cette partie sont nettement supérieurs à ces valeurs. L'effet climatique de l'évolution des forçages entre l'époque pré-industrielle et la période récente et donc suffisamment faible pour ne pas fausser l'évaluation des biais du modèle.

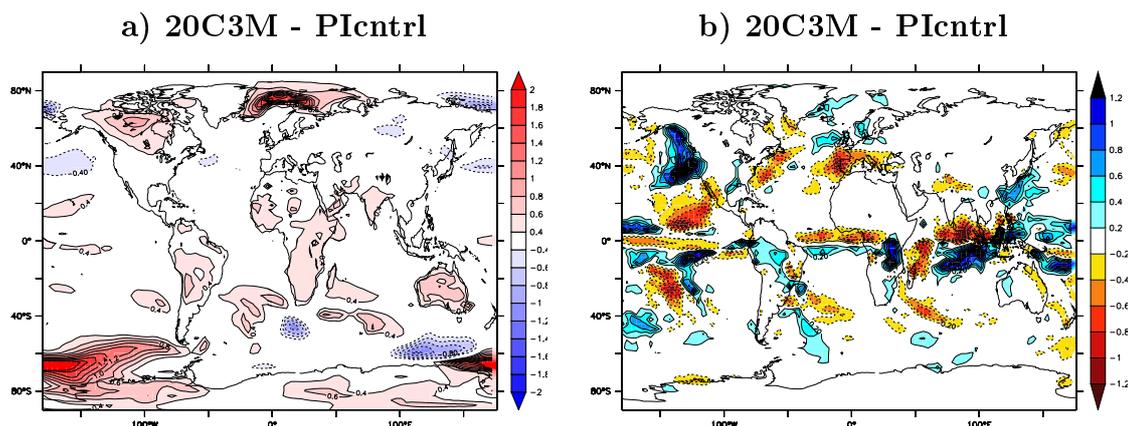


FIG. 2.3 Différences entre la simulations 20C3M (pour la période 1960 à 1990) et la simulation P1ctrl a) pour la température de surface en moyenne annuelle ($^{\circ}\text{C}$) et b) pour les précipitation du mois de janvier (mm/j).

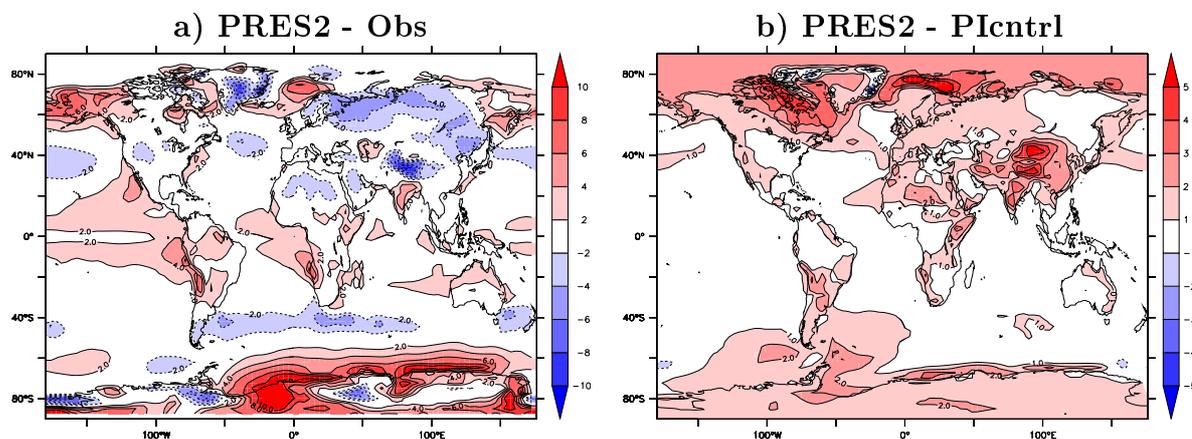


FIG. 2.4 Différence de température de surface ($^{\circ}\text{C}$) en moyenne annuelle entre la simulation PRES2 et a) les observations sur la période 1961-1990 [Jones *et al.*, 2001] b) la simulation P1ctrl.

2.3.1 État moyen du climat

2.3.1.1 Températures de surface

La température de surface en moyenne annuelle est illustrée sur la figure 2.4 en différence entre la simulation PRES2 et les observations et en différence entre la simulation PRES2 et la simulation P1ctrl.

Dans la bande tropicale, les températures simulées sont globalement plus chaudes que celles observées, particulièrement dans le Pacifique Est équatorial et le Golfe de Guinée (figure 2.4a). Le phénomène de remonté d'eau froide sur les bords Est des bassins océaniques est en effet sous-estimé et décalé vers l'ouest ce

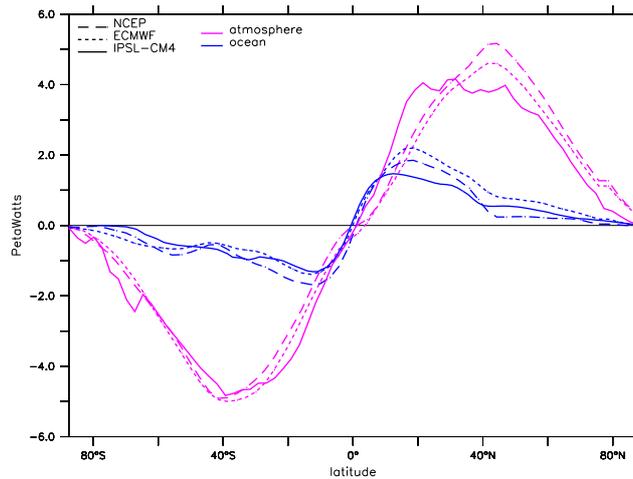


FIG. 2.5 Transport méridien d'énergie par l'atmosphère (en mauve) et par l'océan (en bleu). Les valeurs en traits pleins correspondent à la simulation PRES2 et celles en traits pointillés sont dérivées des ré-analyses NCEP et ECMWF [Trenberth and Caron, 2001].

qui entraîne une anomalie chaude sur l'est des océans Atlantique et Pacifique. Ce problème est dû à une sous-estimation de la composante méridienne du vent le long des côtes sud-américaine et africaine dans le modèle [Braconnot *et al.*, 2007].

Dans les moyennes latitudes, c'est plutôt le problème inverse qui se produit, avec des températures généralement plus froides que dans les observations. Cette tendance est liée à un décalage vers l'équateur des éléments de la circulation de grande échelle dans le modèle atmosphérique. Ce problème est illustré sur la figure 2.5 montrant la quantité d'énergie transportée de l'équateur vers les pôles par l'atmosphère et par l'océan. Les valeurs obtenues pour la simulation PRES2 sont comparées à celles issues de deux types de ré-analyses [Trenberth and Caron, 2001]. Le transport d'énergie par l'atmosphère est surestimé aux basses latitudes et sous-estimé aux moyennes latitudes. Ceci peut être interprété comme un décalage vers l'équateur du front polaire conduisant donc à des températures trop froides aux moyennes latitudes. La résolution du GCM atmosphérique est vraisemblablement la cause de ce biais puisque des simulations à plus haute résolution ont montré une amélioration de cette caractéristique [Marti *et al.*, 2005; Braconnot *et al.*, 2007]. On peut également noter sur la figure 2.5 une sous-estimation de la quantité d'énergie transportée par l'océan vers l'hémisphère nord qui est due à une intensité trop faible de la circulation thermohaline dans l'atlantique nord [Marti *et al.*, 2005; Swingedouw *et al.*, 2007].

Concernant les différences de températures entre la simulation PRES2 et la simulation P1cctrl (figure 2.4b), on peut voir que la version IPSL-CM4_LCC_v1 correspond à un climat globalement plus chaud que dans la version IPSL-CM4_IPCC.

Ceci est principalement dû à l'effet de la recalibration des paramètres micro-physiques des nuages (section 2.2). Ce rééquilibrage est dans l'ensemble bénéfique dans la mesure où il contribue à limiter le biais froid dans les moyennes latitudes présent dans la version IPSL-CM4_IPCC [Marti *et al.*, 2005], sans dégrader beaucoup le biais chaud dans les tropiques.

2.3.1.2 Précipitations

La figure 2.6 compare la distribution des précipitations dans la simulation PRES2 à celle des observations [Xie and Arkin, 1996] et à celle de la simulation P1cntrl.

Le modèle reproduit les principales caractéristiques des précipitations observées avec cependant quelques défauts notables. L'intensité des précipitations est sous-estimée sur l'océan Indien, quelle que soit la saison. Sur l'océan Pacifique, la symétrie entre les deux branches de la zone de convergence intertropicale (ITCZ¹⁰) est trop exagérée. La branche sud de la ITCZ s'étend trop loin vers l'est du Pacifique et en janvier, elle atteint même le continent sud-américain où elle donne lieu à des précipitations beaucoup trop abondantes sur les côtes péruviennes. La position et l'amplitude du maximum d'intensité des précipitations dans l'ouest du Pacifique sont mal reproduites. Sur l'océan Atlantique le problème de la symétrisation de la ITCZ se produit également en janvier. Sur le continent sud-américain, le déplacement saisonnier du maximum de précipitation est plutôt bien représenté, mais les pluies sont trop confinées autour de l'ITCZ. Il en résulte une sous-estimation des précipitations pendant la saison sèche (janvier pour le nord de l'Amazonie et juillet pour le sud de l'Amazonie). En juillet, les circulations de mousson ne pénètrent pas suffisamment à l'intérieur de l'Afrique de l'ouest et de l'Inde ce qui se traduit par une sous-estimation des précipitations dans ces régions.

Dans les moyennes latitudes, les précipitations sont généralement surestimées, en particulier dans la zone des 40^{me} rugissants et dans le nord de l'océan Pacifique.

Pour ce qui est des différences entre la simulation P1cntrl et la simulation PRES2 (figure 2.6c), les précipitations sont modifiées de façon cohérente avec les températures et il pleut globalement plus dans les tropiques dans la simulation PRES2. Les différences les plus importantes se produisent au niveau de l'Amazonie pendant la saison humide, où les précipitations sont plus importantes dans la simulation PRES2.

¹⁰Inter Tropical Convergence Zone

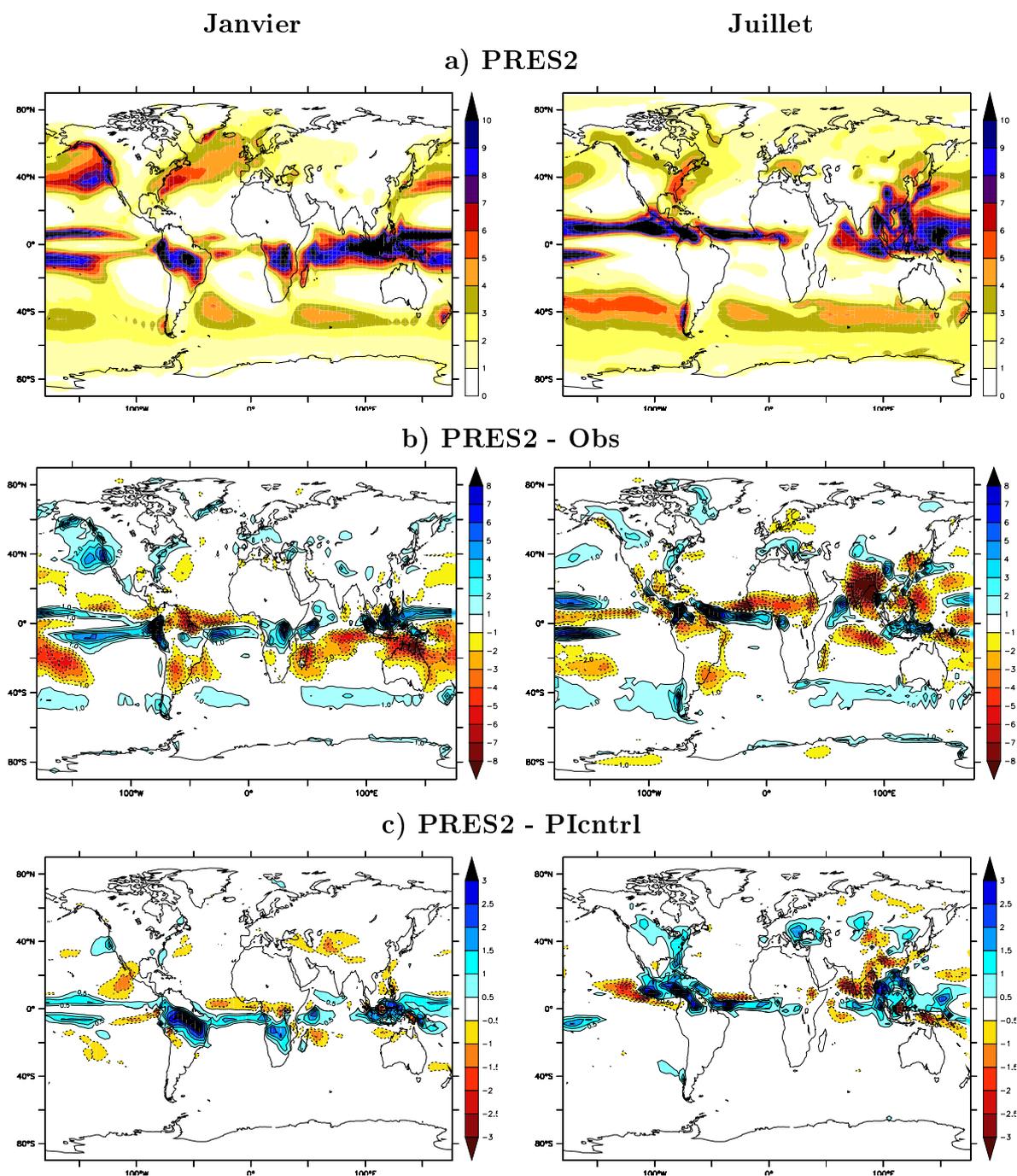


FIG. 2.6 Distribution des précipitations (mm/j) pour les mois de janvier et juillet a) pour la simulation PRES2, b) en différence entre PRES2 et les observations [Xie and Arkin, 1996] et c) en différence entre PRES2 et P1cntrl.

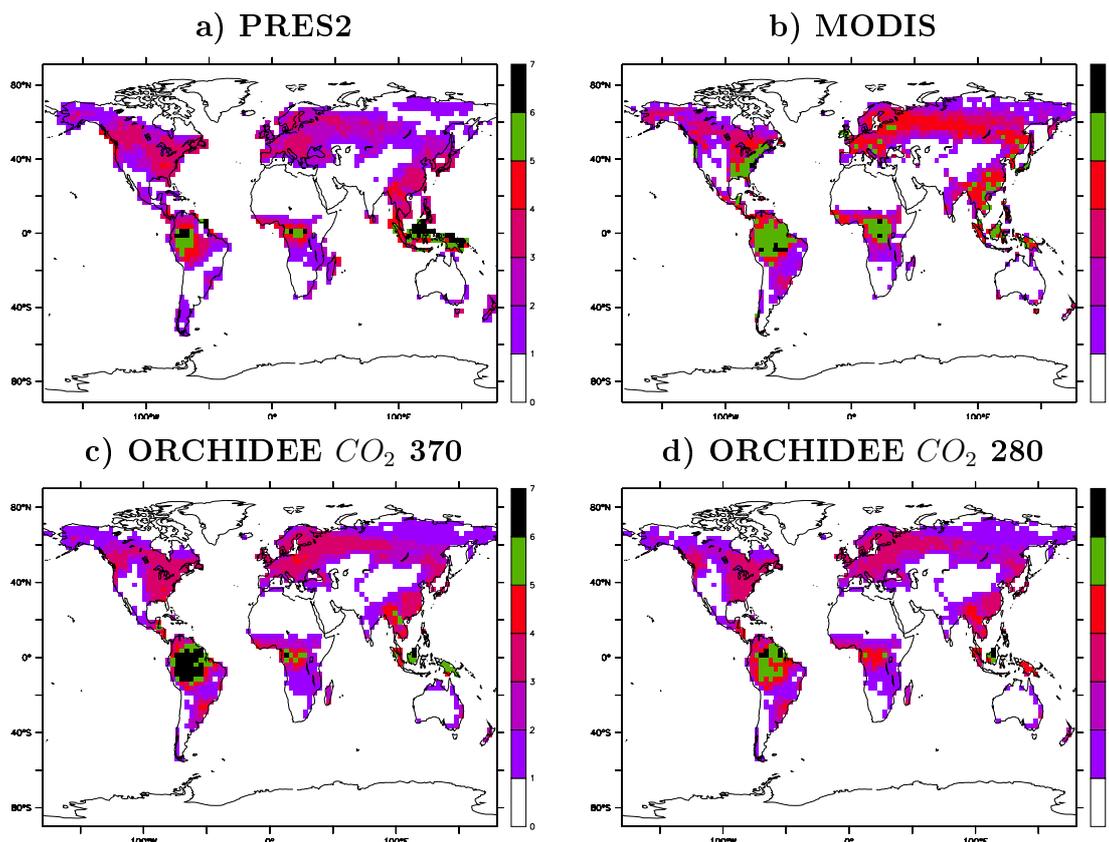


FIG. 2.7 Distribution de LAI (m^2/m^2) a) pour la simulation PRES2, b) pour les observations satellitaires, c) pour une simulation avec ORCHIDEE considérant un taux de CO_2 actuel et d) pour une simulation avec ORCHIDEE considérant un taux de CO_2 pré-industriel. Le LAI est moyenné sur la période mai-septembre qui correspond à la saison de croissance des plantes dans l'hémisphère nord et permet d'éviter de considérer les mois enneigés qui faussent les observations satellitaires.

2.3.1.3 LAI

La distribution du LAI simulé par le modèle dans la simulation PRES2 est présenté dans la figure 2.7a ainsi que le LAI dérivé d'observations satellitaires [Myneni *et al.*, 2002] (qui est aussi celui prescrit dans la simulation P1cntrl). De façon générale, le modèle reproduit bien la distribution géographique du LAI avec cependant des différences notables au niveau régional.

Avant d'interpréter ces différences il faut noter qu'elles peuvent avoir plusieurs origines : elles peuvent être liées, soit à une mauvaise estimation du LAI pour des conditions climatiques données, soit aux biais climatiques du modèle qui peuvent induire des anomalies de LAI, soit au fait que la concentration de CO_2 dans la simulation PRES2 n'est pas fixée à la valeur actuelle mais à celle pré-industrielle, ou enfin à des erreurs dans l'estimation du LAI par satellite.

La figure 2.7c montre la distribution du LAI pour une simulation où ORCHIDEE est forcé par un climat observé [New *et al.*, 1999] avec un taux de CO_2 actuel. Le LAI calculé dans cette simulation est donc directement comparable à celui issu d'observations, ce qui permet d'évaluer la façon dont ORCHIDEE simule le LAI quand il est forcé par une climatologie réaliste. De façon générale, ORCHIDEE a tendance à surestimer le LAI dans les tropiques (en Amazonie notamment) et à le sous-estimer dans les plus hautes latitudes. Cette caractéristique a déjà été remarquée lors de l'évaluation d'ORCHIDEE, mais il a été également signalé que ce désaccord avec les observations pouvait être dû en partie à la mauvaise qualité des données satellites, notamment pour de fortes valeurs de LAI [Krinner *et al.*, 2005].

Une autre simulation a été réalisée avec ORCHIDEE forcé par les mêmes observations mais avec un taux de CO_2 pré-industriel. Par rapport à la simulation précédente, le LAI est diminué sur l'ensemble du globe à cause de l'effet fertilisant du CO_2 (figure 2.7d).

Finalement, la comparaison de cette dernière simulation et de la simulation PRES2 permet de mettre en évidence les défauts liés uniquement aux biais climatiques. On peut constater que la plupart des différences entre le LAI de la simulation PRES2 et les observations sont déjà présentes quand le modèle est forcé par une climatologie réaliste. En revanche on peut voir que dans certaines régions les biais climatiques du modèle affectent la simulation du LAI. C'est le cas par exemple en Inde et en Afrique de l'ouest où le LAI est sous-estimé dans la simulation PRES2 à cause du manque de pluies pendant la saison de mousson (section 2.3.1.2). Au sud de l'Amazonie le LAI est également trop faible à cause de la sous-estimation des précipitations. Dans les moyennes et hautes de l'hémisphère nord la simulation du LAI est légèrement détériorée par le biais froid du modèle qui limite la photosynthèse.

2.3.2 Variabilité interannuelle tropicale

L'oscillation australe El Niño (ENSO¹¹) concentre la majeure partie de la variabilité interannuelle dans les régions tropicales. Le phénomène ENSO comporte une phase chaude (El Niño), se manifestant par des températures anormalement chaudes dans l'est du Pacifique équatorial, et une phase froide (La Niña) qui n'est en fait qu'une amplification du cycle saisonnier dans cette région.

L'empreinte spatiale de ce mode de variabilité peut être mise en évidence en analysant l'écart type des SST dans le Pacifique. La figure 2.8 montre l'écart type des anomalies mensuelles de SST pour la simulation PRES2 et pour les

¹¹El Niño-Southern Oscillation

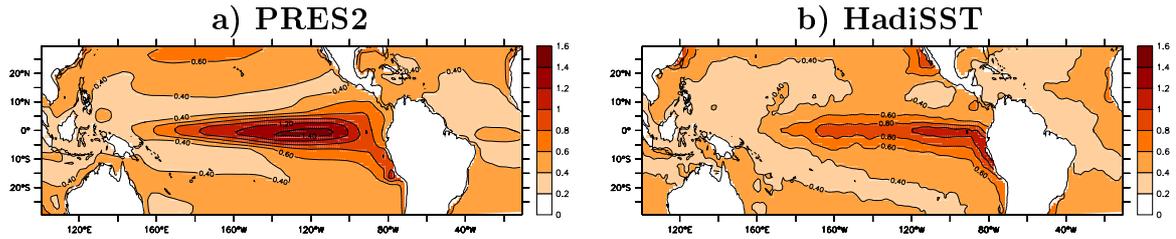


FIG. 2.8 Écart type des anomalies mensuelles de SST ($^{\circ}\text{C}$) a) pour la simulation PRES2 et b) pour les observations HadiSST [Rayner *et al.*, 2003].

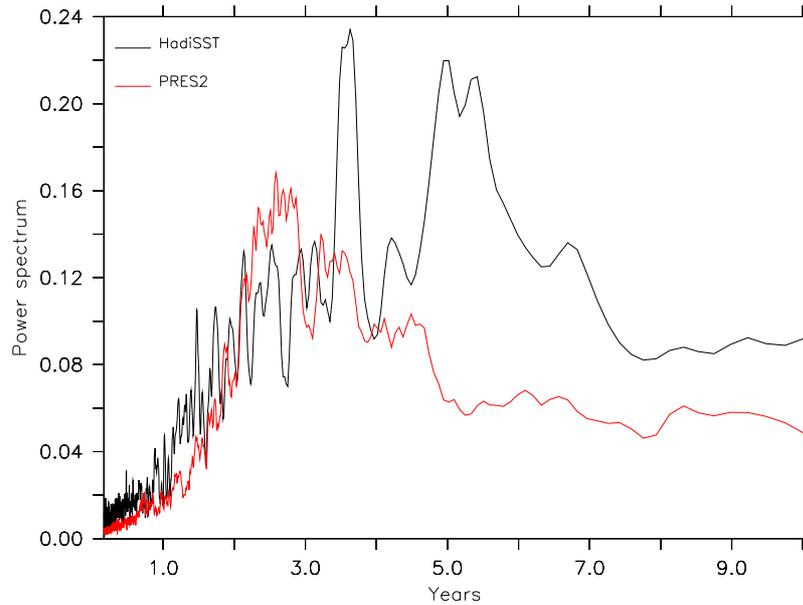


FIG. 2.9 Spectre en puissance de l'indice de température NINO3 pour les observations HadiSST [Rayner *et al.*, 2003] et pour la simulation PRES2.

observations HadiSST sur la période 1900-2000 [Rayner *et al.*, 2003]. La distribution spatiale de la variabilité dans le Pacifique équatorial est globalement bien reproduite dans le modèle par rapport aux observations. Le principal défaut du modèle réside dans le positionnement du maximum de variabilité qui est décalé vers l'ouest au lieu de juxter la côte sud-américaine. Ceci est dû au fait que la zone de remontée d'eau froide est décalée de la côte (voir section 2.3.1). Le modèle a également tendance à exagérer l'extension vers l'ouest de la variabilité ENSO ce qui est un biais classiquement observé dans les modèles couplés et qui est lié à une surestimation de l'intensité des alizés dans l'ouest du Pacifique [Guilyardi *et al.*, 2003].

La fréquence d'occurrence des événements El Niño est illustrée sur la figure 2.9, à partir de la transformée de Fourier de la série d'indice NINO3¹². Dans les

¹²anomalies mensuelles de SST sur la région 5°S-5°N ; 150°O-90°O (Pacifique est)

observations on peut distinguer deux pics principaux ayant une période d'environ 3.5 et 5 ans. Le modèle a tendance à simuler des événements trop fréquents se succédant tous les 2.5 à 3.5 ans. Ceci explique la trop forte intensité de la variabilité des SST dans le Pacifique dans le modèle (figure 2.8).

Chapitre 3

Sensibilité du modèle de l'IPSL à la déforestation

L'extension des surfaces agricoles au cours des derniers siècles s'est faite en grande partie au détriment des forêts naturelles. Dans les prochaines décennies, sous la pression des activités humaines, des millions d'hectares de forêt continueront à disparaître, notamment dans les régions tropicales. La compréhension des conséquences du remplacement de la forêt par une végétation basse (culture ou prairie) est donc un élément fondamental pour appréhender l'effet du changement d'occupation des sols sur le climat.

Ce chapitre décrit tout d'abord les mécanismes biophysiques par lesquels la déforestation peut affecter le climat de surface (section 3.1). L'effet climatique de la déforestation est ensuite étudié à l'aide d'expériences idéalisées considérant un scénario de déforestation complète de la surface des continents (section 3.2). Ces expériences avec le modèle de l'IPSL permettent d'explorer de façon exhaustive l'effet potentiel de la déforestation et ainsi d'aider à comprendre le rôle bioclimatique de la forêt dans différentes parties du globe.

3.1 Mécanismes biophysiques

Les flux d'énergie et d'eau à l'interface entre la surface et l'atmosphère sont influencés par la présence de la végétation. La déforestation peut donc modifier ces flux et ainsi avoir une influence directe sur les conditions dans la couche inférieure de l'atmosphère.

Certaines caractéristiques de la végétation influencent directement le bilan radiatif de la surface (albédo par exemple). La modification de ces caractéristiques

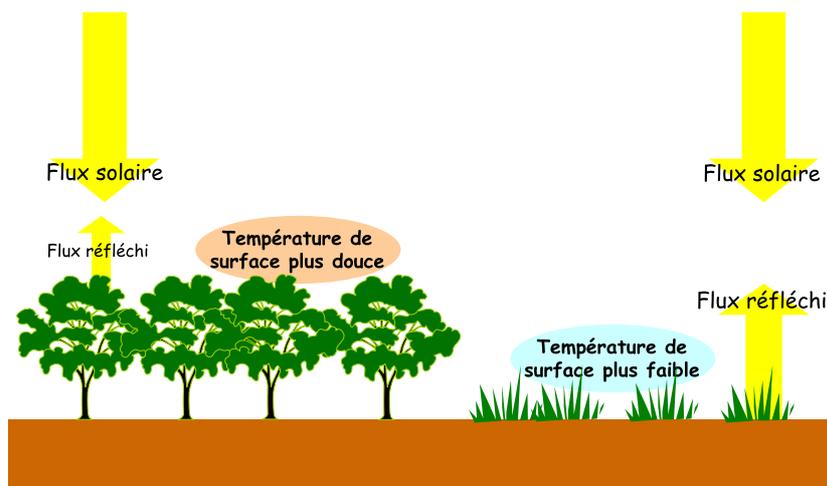


FIG. 3.1 Schématisation de l'effet d'une déforestation sur la température de surface via le changement de l'albédo.

lors d'une déforestation a donc un effet radiatif sur le climat. De plus la végétation influence également les échanges d'eau et de chaleur entre la surface et l'atmosphère. La modification de ces échanges, en revanche, n'entraîne pas directement un effet radiatif mais peut avoir malgré tout un effet sur le climat.

Cette partie présente les principaux mécanismes biophysiques qui peuvent entraîner une modification du climat lors d'une déforestation. La description de l'effet climatique de la déforestation est cependant limitée au point de vue de la température de surface qui constitue une variable essentielle en termes d'influence sur les organismes vivants.

3.1.1 Effet radiatif

Les surfaces agricoles ont généralement un albédo différent de celui des forêts. En effet, par rapport à une végétation basse, une forêt capture d'avantage d'énergie solaire par réflexion multiple du rayonnement dans la canopée, ce qui la rend plus sombre. Typiquement l'albédo des forêts s'échelonne entre 5 et 20%, selon le type de forêt, et l'albédo des prairies ou des cultures se situe entre 16 et 26% [Oke, 1987]. De plus ce contraste est accentué en présence d'une couverture neigeuse car la neige n'empêche pas les réflexions multiples à travers la canopée d'une forêt alors qu'en revanche elle peut recouvrir totalement une végétation basse, lui donnant ainsi un albédo très élevé (qui peut aller au-delà de 80% si la neige est fraîche).

La déforestation conduit donc à une augmentation de l'albédo de surface qui est d'autant plus importante dans les régions sujettes à une couverture neigeuse

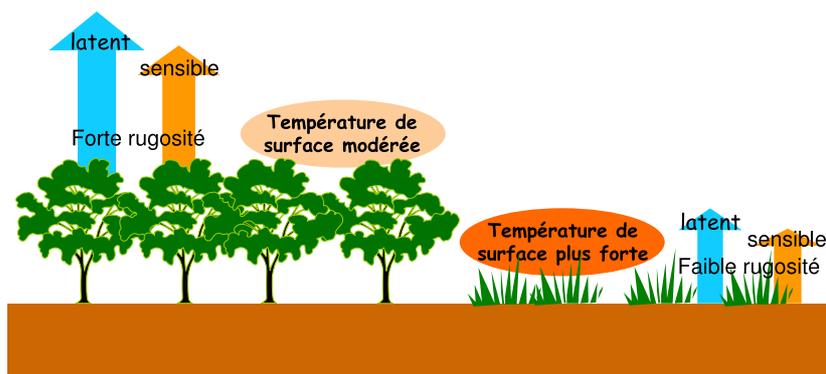


FIG. 3.2 Schématisation de l'effet d'une déforestation sur la température de surface via le changement de la rugosité.

saisonniers [Betts, 2001]. Une augmentation de l'albédo se traduit par une diminution de l'énergie solaire absorbée par la surface et, toute chose égale par ailleurs, par une diminution de la température de surface (figure 3.1).

3.1.2 Effet non-radiatif

En plus de modifier l'albédo de la surface, la déforestation modifie d'autres propriétés du couvert végétal (hauteur de la végétation, surface foliaire, profil racinaire, conductance stomatique...). À l'échelle de la canopée, ces propriétés déterminent la rugosité de la surface et l'efficacité évaporative.

La rugosité d'une forêt est plus importante que celle d'une végétation basse (figure 3.2). Une forêt génère donc plus de friction et de mouvements tourbillonnaires dans la couche limite atmosphérique facilitant ainsi les échanges turbulents entre la surface et l'atmosphère. La réduction de la rugosité associée à la déforestation a donc tendance à diminuer les échanges de chaleur sensible et latente au sein de la couche limite. La chaleur qui n'est plus transférée à l'atmosphère par les échanges turbulents contribue donc à réchauffer la surface. Ce réchauffement permet finalement à la surface d'évacuer la chaleur par rayonnement infrarouge.

L'efficacité évaporative peut être vue comme la capacité de la végétation à extraire l'eau du sol et à la transférer à l'atmosphère. D'un point de vue formel, l'efficacité évaporative correspond au coefficient β limitant le gradient d'humidité entre la surface et l'atmosphère dans la formulation du flux d'évapotranspiration (équation 2.7).

L'efficacité évaporative d'une forêt peut être très différente de celle d'une culture ou d'une prairie. En effet, une forêt peut puiser plus efficacement l'eau du sol grâce à son système racinaire très développé et elle offre également une surface d'échange avec l'atmosphère plus importante (i.e., une plus grande surface

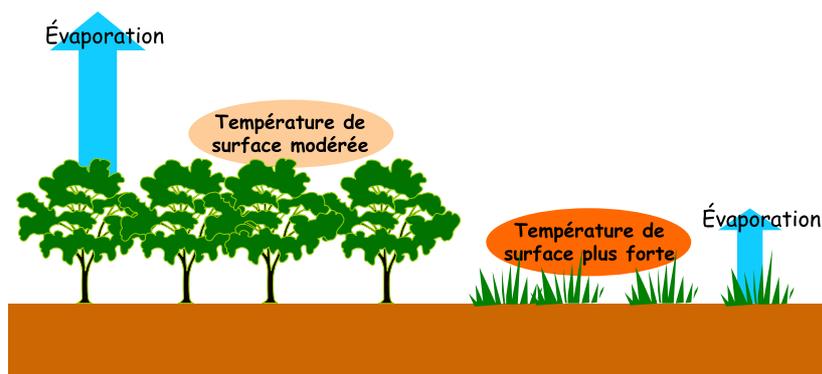


FIG. 3.3 Schématisation de l'effet d'une déforestation sur la température de surface via le changement de l'efficacité évaporative.

foliaire). La conséquence d'une déforestation est donc une réduction de l'évapotranspiration liée à la diminution de l'efficacité évaporative¹. Une diminution de l'évapotranspiration à la surface doit être compensée, toutes choses égales par ailleurs, par une augmentation de la température de surface (figure 3.3). L'énergie n'étant plus transférée par évaporation, pourra être ainsi transférée par une augmentation du rayonnement infrarouge et du flux de chaleur sensible.

Bien que le changement de l'efficacité évaporative et de la rugosité puisse avoir une influence sur le climat de surface, cette influence ne s'exerce pas par une action directe sur le bilan radiatif terrestre. Le terme de "forçage non-radiatif" a donc été proposé pour désigner ce type de forçages climatiques [NRC, 2005]. Dans le contexte de la déforestation, l'importance des processus non-radiatifs par rapport aux processus radiatifs, notamment à l'échelle globale, est encore peu connue [Pielke *et al.*, 2002]. Ceci s'explique notamment par le fait que la compréhension de l'influence des processus non-radiatifs sort de la vision traditionnelle selon laquelle un changement climatique est engendré par une perturbation de l'équilibre radiatif terrestre.

¹Il faut noter qu'une modification de l'évapotranspiration peut avoir plusieurs origines. Par exemple, une diminution de l'albédo provoque une diminution de l'énergie solaire absorbée par la surface et donc une diminution de l'évaporation. Une réduction de la rugosité provoque également une diminution de l'évapotranspiration. Nous dirons donc d'une modification de l'évapotranspiration qui n'est pas due à un changement d'albédo ou de rugosité qu'elle est liée à un changement de l'efficacité évaporative.

3.2 Climatic impact of large-scale deforestation : radiative versus non-radiative processes

Cette partie se présente sous la forme d'un article qui va être soumis à *Journal of Climate* sous le titre : **Climatic impact of large-scale deforestation : radiative versus non-radiative processes**, par E.L. Davin et N. de Noblet-Ducoudré. Dans cet article, l'effet biophysique de la déforestation à l'échelle globale est analysé à l'aide d'expériences utilisant le modèle de climat de l'IPSL. Ces expériences consistent à comparer le climat d'une planète recouverte de forêts au climat simulé lorsque toutes ces forêts sont remplacées par des herbacés. Cette expérience extrême de perturbation de la couverture végétale à la surface de la Terre n'a pas pour but de représenter un scénario réaliste de changement d'occupation des sols. L'intérêt d'une telle expérience est de pouvoir évaluer l'effet potentiel de la déforestation à différentes latitudes, ce qui n'est pas possible en utilisant un scénario réaliste d'occupation des sols dont le taux de déforestation n'est pas spatialement homogène. L'autre intérêt d'utiliser un scénario drastique est de générer une perturbation massive qui permet de faire ressortir très facilement le signal dû au changement de la végétation par rapport à la variabilité interne du modèle.

Les précédentes expériences idéalisées de ce genre [Betts, 1999; Fraedrich et al., 1999; Claussen et al., 2001; Gibbard et al., 2005; Bala et al., 2007] ont permis de mettre en évidence le rôle de la déforestation dans différentes régions du monde. Il ressort de ces expériences un constat surprenant : la déforestation peut aussi bien réchauffer que refroidir le climat.

D'un point de vue strictement biogéochimique, la déforestation génère des émissions de CO_2 et doit donc conduire à un réchauffement du climat. Quelle que soit la zone déforestée, ce réchauffement est d'ampleur globale car le CO_2 se mélange rapidement dans toute l'atmosphère. Le fait que la déforestation puisse conduire dans certaines régions à un réchauffement et dans d'autres à un refroidissement est donc une conséquence de son effet biophysique. L'effet biophysique de la déforestation se manifeste en effet d'abord localement, bien qu'il puisse ensuite entraîner des répercussions à plus grande échelle. De plus, l'effet biophysique net de la déforestation est lui-même une combinaison de plusieurs effets (voir section 3.1) dont l'importance respective dépend des conditions locales (présence ou absence de neige, albédo du sol, disponibilité en eau...). Dans les tropiques, la diminution de l'évapotranspiration due à la déforestation peut conduire à un réchauffement, renforçant ainsi l'effet biogéochimique [Claussen et al., 2001; Bala et al., 2007]. Dans les hautes latitudes, la diminution de l'albédo après déforestation semble être l'effet dominant. Dans le cas d'une déforestation hypothétique

des forêts boréales, le refroidissement induit par l'augmentation d'albédo pourrait être suffisamment important pour pouvoir contrecarrer le réchauffement biogéochimique [*Claussen et al.*, 2001; *Bala et al.*, 2007].

Il reste cependant de nombreuses incertitudes concernant l'effet biophysique des changements de la couverture végétale (voir section 1.2.2.1). Pour être capable de mieux évaluer le rôle climatique de la déforestation dans différentes régions du monde il est donc essentiel d'améliorer notre connaissance de son effet biophysique. Or cet effet résulte d'une compétition entre plusieurs processus dont l'importance relative et les interactions mutuelles n'ont jamais été explicitement quantifiées à l'échelle globale. Cette quantification est l'objectif principal de cet article qui se propose d'évaluer la contribution des processus radiatif (albédo) et non-radiatif (efficacité évaporative, rugosité) à l'effet biophysique net de la déforestation.

Abstract

We evaluated the biogeophysical impact of a complete deforestation of the Earth's surface on the climate system using the IPSL coupled climate model. We compared a control experiment considering a maximally forested Earth with an experiment where all forests were removed and replaced by grassland. We also performed additional simulations in order to isolate the effect of individual parameters, namely surface albedo, surface roughness and canopy conductance, that are modified by deforestation. We found a global surface cooling of 1 K due to the net biogeophysical effect of complete deforestation. The sole increase in surface albedo contributes to a global cooling of 1.36 K. This cooling is partly offset by the effect due to change in surface roughness and canopy conductance, both leading to a surface warming of 0.29 K and 0.24 K, respectively. The cooling influence of surface albedo change is related to a modification of the Earth's radiative budget. On the other hand, change in surface roughness and canopy conductance do not induce a significant perturbation of the radiative balance at the top of the atmosphere, although they produce a noticeable surface warming. This supports the view that change in these parameters exert a forcing on climate through non-radiative processes. When considering the surface temperature change over land with respect to latitude, our results indicate that beyond 30°N the net biogeophysical effect of deforestation is a cooling because surface albedo change is the dominant factor. At latitudes south of 20°N, as non-radiative processes become greater than the albedo effect, deforestation leads to a surface warming. However, when considering also the surface temperature change over oceans, surface albedo effect is the dominant influence on temperature at every latitudes.

3.2.1 Introduction

Land cover change can affect climate conditions through both biogeochemical and biogeophysical processes. This study focuses on the biogeophysical effect of land cover change, arising from changes in the physical properties of the land surface. Exchanges of radiation, water, heat and momentum between the land and the atmosphere are mediated by plants. Therefore, changes in the vegetation cover can perturb these fluxes and hence impact the climate. Conversion from forest to pasture or cropland alters the albedo of the surface, which controls the amount of solar energy absorbed by the surface. Also, vegetation conversion affects the ability of the ecosystem to transfer water from the soil to the atmosphere and hence impacts evapotranspiration rate. Third, vegetation conversion can modify the roughness of the land surface which controls the magnitude of the turbulent fluxes of latent and sensible heat from the surface to the atmosphere.

Already 15 to 30 % of the natural forest cover has been converted to pasture or cropland [Goldewijk, 2001]. Historically, the largest part of this conversion affected temperate forests in Eurasia and North America [Ramankutty and Foley, 1999; Goldewijk, 2001]. Over the last decades however, the rate of deforestation strongly accelerated in tropical regions and it is projected that a large part of the tropical forest will be lost by the end of the 21st century [Alcamo *et al.*, 1994]. Yet, the biogeophysical effect of these conversions has not been included in most models providing climate scenarios within the framework of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) [IPCC, 2007]. Additionally, afforestation and reforestation have been proposed as a strategy to mitigate climate change [Nabuurs *et al.*, 2007]. Up to now, the climate benefits of such policy are evaluated from its carbon sequestration potential without considering its biogeophysical implications [Nabuurs *et al.*, 2007]. There is thus a growing need to advance our understanding of the biogeophysical impact of land cover change, first to improve projections of climate change trajectory and second to address more exhaustively the potential of afforestation or reforestation to mitigate climate change.

Indications that land cover change can affect global or regional climate through biogeophysical processes have been progressively gained from various studies using climate model simulations. Historical deforestation at mid-latitudes may have cooled northern hemisphere climate [e.g., Brovkin *et al.*, 1999; Bonan, 1997; Betts, 2001; Govindasamy *et al.*, 2001; Bounoua *et al.*, 2002; Feddema *et al.*, 2005a; Brovkin *et al.*, 2006], because of the associated increase in surface albedo. On the other hand, it is suggested that possible future removal of tropical forests could lead to a locally warmer and drier climate [e.g., Dickinson and Henderson-Sellers, 1988; Lean and Warrilow, 1989; Nobre *et al.*, 1991; Henderson-Sellers *et al.*, 1993; Lean and Rowntree, 1997; DeFries *et al.*, 2002; Feddema *et al.*, 2005b], due to reduced evapotranspiration. In light of these two types of experiments one can see the emergence of a paradox : deforestation at different latitudes may have a different impact. This paradox becomes even more apparent in more conceptual experiments contrasting the impact of deforestation in different range of latitudes [Claussen *et al.*, 2001; Snyder *et al.*, 2004; Gibbard *et al.*, 2005; Bala *et al.*, 2007]. For instance, Claussen *et al.* [2001] used the climate model of intermediate complexity CLIMBER-2 to investigate the biogeophysical impact of a complete deforestation in the belt 50N-60N and alternatively in the belt 0-10S. They found that boreal deforestation leads to a surface cooling, while on the contrary tropical deforestation produces a warming of the deforested region and a slight cooling elsewhere. In view of this paradox, it is suggested that change in radiation (through change in surface albedo) is the dominant influence at high latitudes, while the hydrological cycle (i.e., change in evapotranspiration) play a more prominent role in the tropics [Claussen *et al.*, 2001; Pielke *et al.*, 2002; Betts *et al.*, 2007; Bonan, 2008]. However, the relative importance of these different processes has never

been quantified, thus preventing a comprehensive understanding of the overall biogeophysical effect of deforestation in different latitudes.

Therefore, the aim of this study is to explore the latitudinal dependency of the climate response to deforestation and to analyse it in terms of the balance between several individual effects (related to change in surface albedo, evapotranspiration and surface roughness). We compare the climate of a maximally forested world with the climate of a completely deforested world, where forests are replaced by grasses. This extreme scenario does not aim to represent a realistic land cover perturbation, instead it allows us to compare the effect of deforestation at different locations with consistent deforestation rates. To quantify the relative importance of the individual factors involved in the net biogeophysical effect of deforestation, we perform additional experiments in which these factors are considered separately.

Furthermore, most of the previous land cover change experiments have been using climate models of intermediate complexity or atmospheric models without explicit representation of the ocean. In this study we use a fully coupled land-ocean-atmosphere GCM that enables us to address the impact of deforestation in a more comprehensive manner. In particular, we investigate how the climate sensitivity to deforestation is influenced by ocean-atmosphere interactions.

3.2.2 Model and experiments

We use the “Institut Pierre Simon Laplace” (IPSL) climate model [Marti *et al.*, 2005], which couples the LMDZ4 atmospheric General Circulation Model (GCM) [Hourdin *et al.*, 2006] with the ORCA/OPA ocean GCM [Madec *et al.*, 1998], the LIM sea ice model [Fichefet and Maqueda, 1997] and the ORCHIDEE land surface model [Krinner *et al.*, 2005]. The atmospheric model is run at a resolution of $3.75^\circ \times 2.5^\circ$, with 19 vertical levels in the atmosphere. The ocean has 31 vertical levels and a horizontal resolution of about 2° with higher latitudinal resolution of roughly 0.5° in the equatorial ocean. The ORCHIDEE land surface scheme describes both biogeophysical and biogeochemical processes in the biosphere. The vegetation phenology is not prescribed and Leaf Area Index (LAI) is computed, for each of the 12 Plant Functional Type (PFT) distinguished by ORCHIDEE, from photosynthetic activity and carbon allocation to the vegetation compartments. The LAI is then used for the calculation of key variables such as surface albedo, surface roughness and canopy conductance.

In order to evaluate the impact of global-scale deforestation we contrast a maximally forested world and a completely deforested world. The vegetation map representing the maximally forested world (figure 3.4) was constructed by mo-

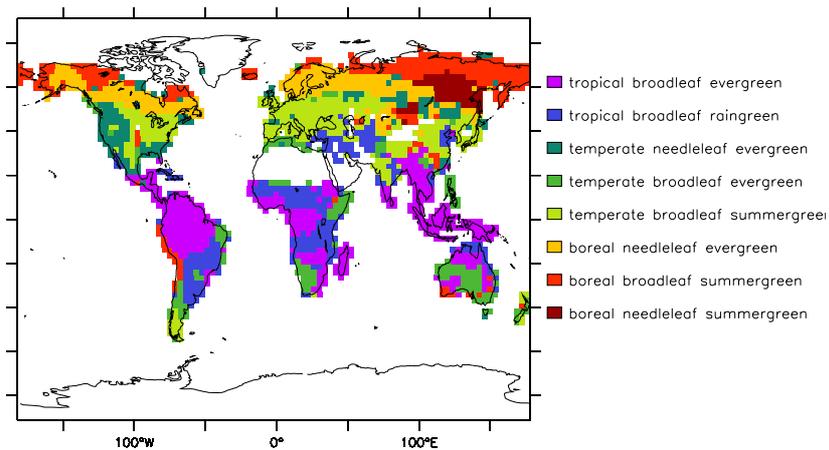


FIG. 3.4 Land cover map prescribed in simulation FOREST.

difying the standard present-day land cover map used by ORCHIDEE *Loveland et al.* [2000]. For each grid cell the dominant tree type in the present-day map was expanded so that it occupied 100 % of the grid cell. In grid cells where no tree type is present in the map, we used the tree type found in the nearest grid cell. Grid points having more than 80 % of bare soil were kept unchanged and the fraction of glaciers was not changed too. This was done in order to avoid placing forests in desert regions where they would not be able to maintain realistic productivity and leaf area. For the vegetation map representing the deforested world, we simply replaced the trees present in the first map by grassland. The partitioning of grass into C3 and C4 types was done by examining the climatic envelop that is more appropriate to C3 or C4 plants as defined within the LPJ model [*Sitch et al.*, 2003].

We then perform two experiments with the IPSL model. In the first experiment (referred to as FOREST, hereafter) the land cover map representing the forested world is prescribed. The second experiment (referred to as GRASS, hereafter) is done using the land cover map representing the completely deforested world.

To help understand the physical mechanisms behind the overall climate response to deforestation, we perform a set of additional experiments in which we separate the effect of the individual factors. In simulation ALB we only account for the effect of deforestation through albedo change. This simulation has the same setup as simulation FOREST, except that the surface albedo calculation is done as if the forests were replaced by grassland. Alternatively, simulation RGH only accounts for the effect of deforestation through change in surface roughness. Again this simulation has the same setup as simulation FOREST, except that the

surface roughness calculation is done as if the forests were replaced by grassland. Last, in simulation EVA we isolate the effect from change in the ability of the vegetation to transfer water from the soil to the atmosphere (hereafter summarized as evapotranspiration efficiency). This effect is not trivial to isolate because it involves several processes (i.e., soil moisture-root interactions and integration of the stomatal conductance over the leaf area) that are dynamically computed by the model. Therefore, the strategy that we adopted is to isolate this effect indirectly by changing both albedo and surface roughness. Simulation EVA has thus the same setup as simulation GRASS, except that the surface albedo and surface roughness calculations are done as if the vegetation cover was still forests.

All simulations were initialized from an existing preindustrial control run and have constant GHG concentrations fixed at preindustrial values. In order to let the model reach a quasi-equilibrium state we run the simulations for 60 years and we then run 50 additional years used for analysis. Over the period of analysis all the simulations are fairly stable. For instance, simulation FOREST has a global temperature drift of only 0.04 K over the last 50 years.

3.2.3 Results

3.2.3.1 Overall biogeophysical impact of deforestation

In order to give a feeling of the importance of the land cover perturbation imposed in our experiments, we examine the change in LAI because LAI is a key variable influencing both radiation fluxes, water exchanges and aerodynamic properties of the boundary layer. Figure 3.5 compares the LAI simulated in experiment FOREST and in experiment GRASS. In temperate region the LAI is around 4.5 and drops to around 1 to 4 when trees are replaced by grasslands. The same behaviour is seen in the tropics, but there the decrease in LAI is even more drastic because the initial LAI of the tropical forest is higher than elsewhere.

The land cover perturbation imposed in our experiments is spatially homogeneous in the sense that trees are replaced by grass everywhere on land. Despite this homogeneity, the annual mean surface temperature change in simulation GRASS compared to simulation FOREST (figure 3.6a) varies strongly across regions, in both magnitude and sign. In response to deforestation, the surface climate substantially cools down at northern high and mid latitudes as well as over most parts of the oceans. Poleward to 40°N, the cooling is as large as 4 K or more. On the contrary, tropical regions, in particular South America, the southern part of Africa and South Asia, are subjected to a substantial warming. Over Amazonia for instance, surface climate warms by about 1 K or more in response to forest

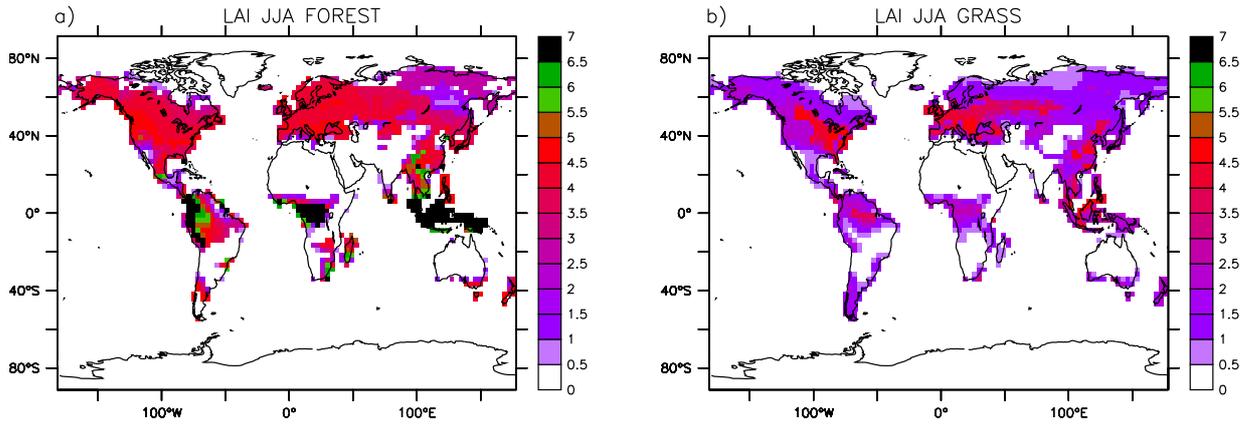


FIG. 3.5 Simulated summer (JJA) leaf area index for a) simulation FOREST and b) simulation GRASS.

TAB. 3.1 Annual mean change in surface temperature (ΔT_s) and in net radiation at the top of the atmosphere (ΔR) in the different simulations with respect to simulation FOREST. Change in net radiation is averaged over the first 10 years of simulation.

	ΔT_s K	ΔR W/m ²
GRASS-FOREST	-1.00	-1.07
ALB-FOREST	-1.36	-1.27
EVA-FOREST	0.24	0.02
RGH-FOREST	0.29	0.04

removal. Globally, we find that the net effect of deforestation is a surface cooling of 1 K (table 3.1).

Hence, one of the most striking feature arising from these experiments is the strong latitudinal dependency of the climate response to deforestation. This points to the contrasting climatic role of temperate/boreal forests versus tropical forests. As stated in the introduction, this paradox also emerges from the existing literature. In that respect, our results are in line with previous findings. However, the underlying mechanisms behind this paradox are still unclear. Therefore, the goal of the analysis proposed in the next sections is to provide a basis for a better understanding of this paradox. Additionally, another striking result is the ocean cooling after deforestation, which will be further investigated in the following.

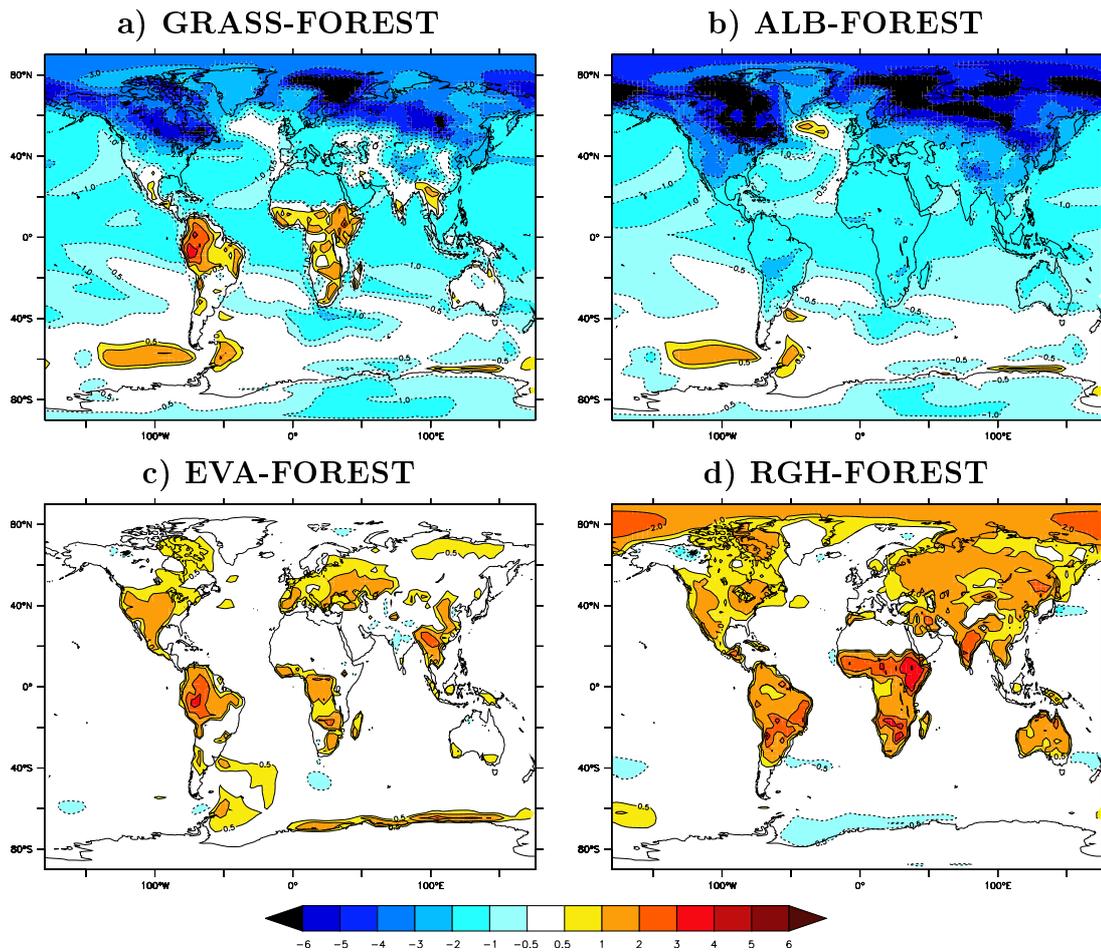


FIG. 3.6 Change in annual mean surface temperature (K) in a) simulation GRASS, b) simulation ALB, c) simulation EVA, and d) simulation RGH, relative to simulation FOREST.

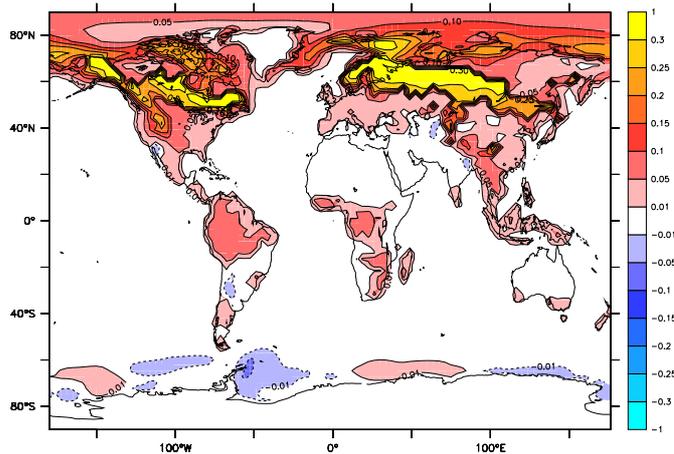


FIG. 3.7 Annual mean change in surface albedo (fraction) in simulation ALB relative to simulation FOREST.

3.2.3.2 Influence of the individual vegetation characteristics

Surface albedo The difference between simulation ALB and simulation FOREST highlights the role of albedo change when replacing forest by grass. Overall, deforestation produces a strong cooling through change in surface albedo. The annual mean global cooling in simulation ALB compared to simulation FOREST reaches 1.36 K (table 3.1).

Figure 3.6b shows the spatial pattern of the surface temperature response. The temperature response is stronger at northern high latitudes (cooling above 4 K) than at low latitudes (cooling around 1 K). This “polar amplification” pattern is a classical feature also arising from GHG-induced climate change [IPCC, 2007]. The polar amplification reflects the existence of stronger positive feedback mechanisms near the pole. However, in the case of land cover change this pattern is also related to the spatial distribution of the forcing as it is illustrated by figure 3.7. This figure shows the annual mean change in surface albedo between simulations ALB and simulation FOREST. Conversion from forest to grass leads to higher land albedo and consequently decreases absorbed solar radiation at the surface and hence temperature. In tropical regions, the change in albedo does not exceed 10 % while at northern mid and high latitudes changes are much more pronounced. This relates to the fact that the albedo difference between trees and grassland is magnified by the presence of snow [e.g., Betts, 2000, 2001]. Therefore, the initial albedo change increases with latitude and produce a stronger cooling at high latitudes. Additionally, the initial albedo increase is further amplified in these regions by the snow-albedo feedback with snow being more abundant and persistent under colder conditions. Furthermore, it is interesting to note that despite the fact that the albedo perturbation occurs only on land, the surface

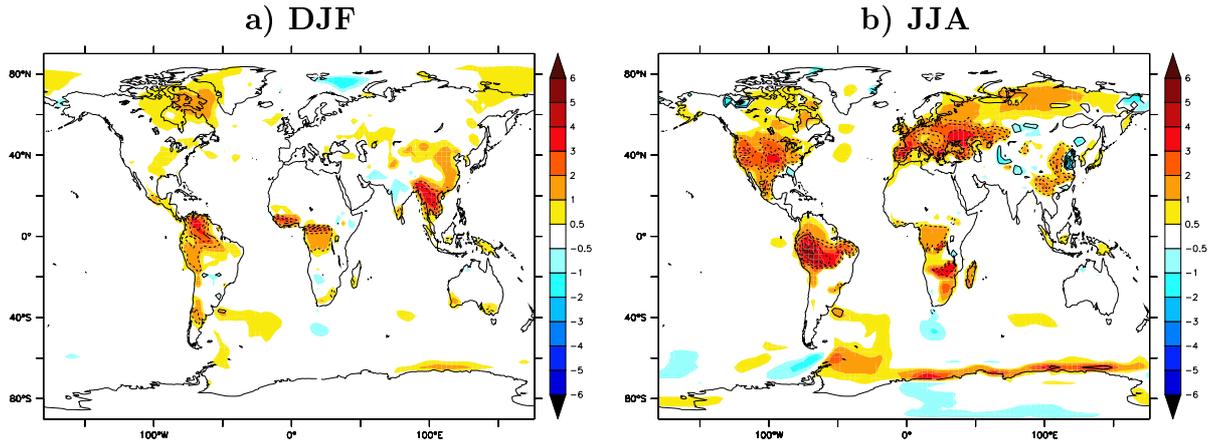


FIG. 3.8 Change in surface temperature (colors) and in evapotranspiration (contours every 0.5 mm/day, with dashed line for negative values) in simulation EVA relative to simulation FOREST for a) DJF and b) JJA.

cooling is also transferred to the ocean.

Evaporation efficiency The effect of deforestation through the sole change in evaporation efficiency is emphasized in simulation EVA. Compared to grass, trees are generally more efficient in transferring water from the soil to the atmosphere due to their deeper roots and larger leaf area. For a given amount of solar energy available at the surface, forest thus tends to maintain a cooler surface temperature by releasing more energy in the form of latent heat. Hence, conversion from forest to grass tends to warm the surface through this effect.

Globally, we find that this effect increases surface temperature by 0.24 K in simulation EVA compared to simulation FOREST (table 3.1). The geographical distribution of the annual mean surface temperature change is shown in figure 3.6c. The surface warming is around 1 K in North America and the western part of Eurasia. It reaches +1 K or more in tropical regions such as Amazonia, the south part of Africa and South Est Asia. Compared to the albedo effect, the evapotranspiration efficiency effect is thus of opposite sign. Moreover, it also exhibits a different spatial pattern with no polar amplification and no remote impact on oceanic regions.

To illustrate the mechanism behind this effect and its seasonality, figure 3.8 presents the surface temperature anomaly and the associated change in evapotranspiration for winter (DJF) and summer (JJA). For both seasons the distribution of positive temperature anomalies is well correlated with lower evapotranspiration rates. The rationale of this correlation is that the reduction in evapotranspiration has to be compensated by an increase in surface temperature and

sensible heat. Note that in some locations, especially in Siberia during summer, the surface temperature rise can not be attributed to evapotranspiration change but is rather due to the amplification of the initial warming by the snow-albedo feedback. In the tropics, the evapotranspiration decrease and thus temperature rise are larger during the dry season (DJF for North Amazonia, West Africa and South East Asia and JJA for South Amazonia and South Africa). This result is in line with site measurements in South Amazonia, indicating that the largest evapotranspiration difference between forest and grassland occurs during the dry season [von Randow *et al.*, 2004]. Indeed during drier conditions, forest can still maintain a large uptake of water thanks to its deep roots, whereas pasture becomes water limited and its evapotranspiration declines. In temperate regions (mainly North America and Europe), the annual mean surface warming is almost entirely attributable to the lower evapotranspiration rate during summer. In winter evapotranspiration is weak at these latitudes and moreover summergreen trees shed their leaves so that they do not evaporate more than grass. In summer, there is a clear difference in evapotranspiration, which is accentuated by the fact that the lower soil moisture is much more limiting for grasses than for trees.

Surface roughness Possible impact of land cover change on climate through change in surface roughness is largely unknown. Conversion from forest to grassland tends to reduce the roughness of the landscape and thus to reduce the turbulence in the boundary layer. However, it is not trivial to predict conceptually the effect that this reduction may have on surface temperature. Indeed, the reduction of heat and water vapor transport associated with reduced turbulence may be compensated by greater gradients of humidity and temperature between the surface and the atmosphere [Sud *et al.*, 1988].

We find that change in surface roughness, emphasized in simulation RGH, has a warming influence on climate by increasing surface temperature by 0.29 K (table 3.1). Figure 3.6d indicates that this surface warming is spread over most of the land. This land warming is around 1 K and is even more pronounced in the tropics. Therefore, the effect of land cover change through change in surface roughness is very similar to the one owing to change in evapotranspiration efficiency first in term of its sign and also with respect to the land-confined pattern of the warming.

To understand the cause of the warming effect of change in surface roughness we further examine the seasonality of the change in roughness, surface fluxes and temperature. The change in surface roughness for winter and summer is shown in figure 3.9. Conversion from forest to grassland leads to lower surface roughness. This reduction is larger in the tropics because tropical forest is taller and has a larger LAI than other forests. Moreover, the reduction in surface roughness is almost constant over the year in tropical regions whereas at higher latitudes, the

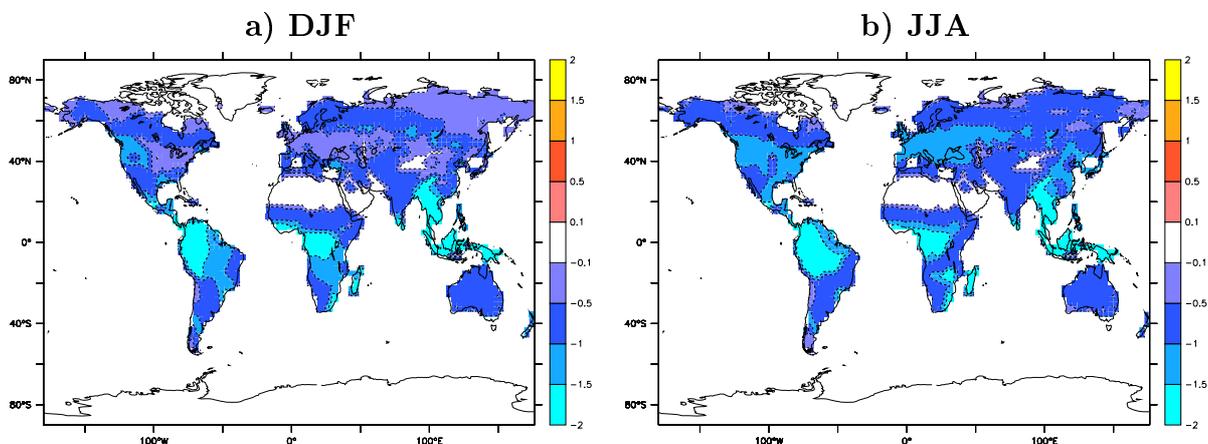


FIG. 3.9 Change in surface roughness length (m) in simulation RGH relative to simulation FOREST, for a) DJF and b) JJA.

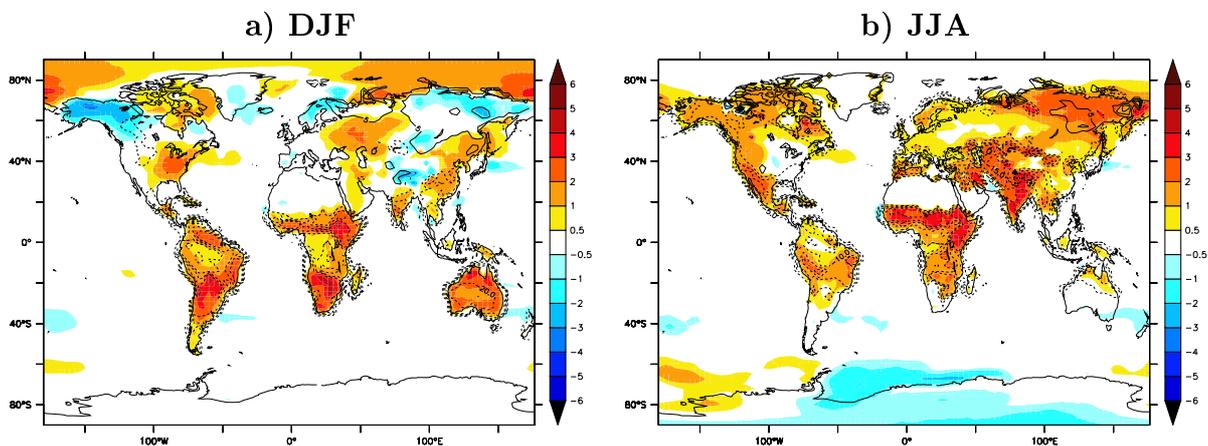


FIG. 3.10 Change in surface temperature (colors) and in the sum of latent and sensible heat fluxes (contours every $5 W/m^2$, with dashed line for negative values) in simulation RGH relative to simulation FOREST, for a) DJF and b) JJA.

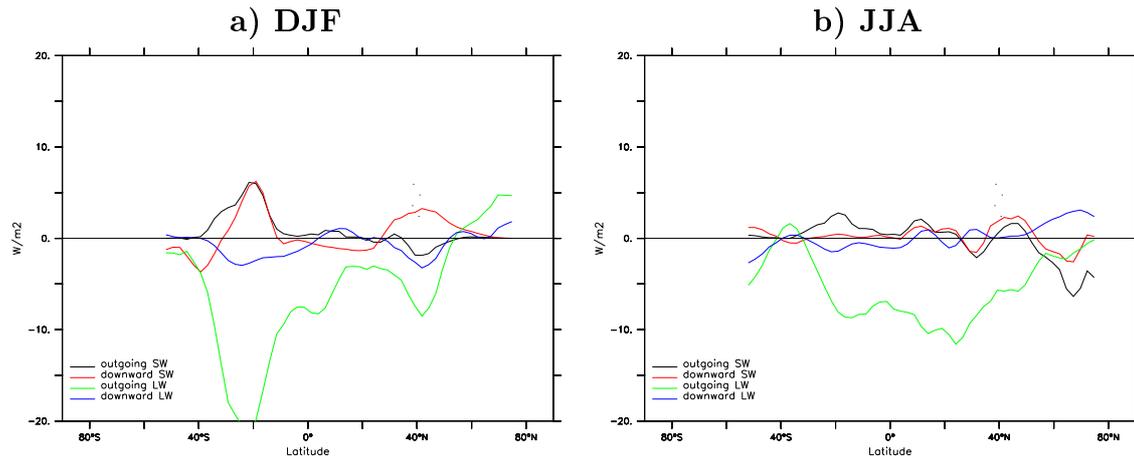


FIG. 3.11 Change in downward shortwave radiation, outgoing shortwave radiation, downward longwave radiation and outgoing longwave radiation at the surface, in simulation RGH relative to simulation FOREST. Fluxes are zonally averaged over land, for a) DJF and b) JJA.

change is more pronounced in summer than in winter because of the seasonal variation of the LAI in these regions. The surface temperature change for winter and summer is shown in figure 3.10 along with the change in turbulent fluxes (i.e., the sum of sensible heat and latent heat fluxes). It appears that the distribution of the surface temperature change and of the change in turbulent fluxes are well anti-correlated in tropical regions and also in temperate regions during summer. The mechanism behind this correlation is that reduced surface roughness leads to lower sensible heat and latent heat. Hence the radiative energy available at the surface can not be transferred from the surface to the atmosphere through turbulent exchanges which causes the surface to warm. Finally energy is released into the atmosphere through enhanced infrared radiation related to the surface temperature rise. Examination of the shortwave and long wave components of the surface energy balance over continents (figure 3.11) actually indicates a greater loss of outgoing long wave radiation whereas solar energy available to the surface does not change much. This result is consistent with observations of the surface energy balance over forest and pasture sites in Amazonia, where upward long wave radiation is on average 13.2 % higher over pasture due to lower surface roughness and turbulent exchanges [Culf *et al.*, 1996, table 10]. Our results is also in line with the regional studies from *Lean and Warrilow* [1989] and *Lean et al.* [1996]. They found that reduction in surface roughness owing to amazonian deforestation has a strong warming influence in their atmospheric model.

In temperate and boreal regions the relation between surface temperature anomaly and change in turbulent fluxes is less clear during winter (figure 3.10). During winter net radiation at the surface and thus turbulent exchanges are weak

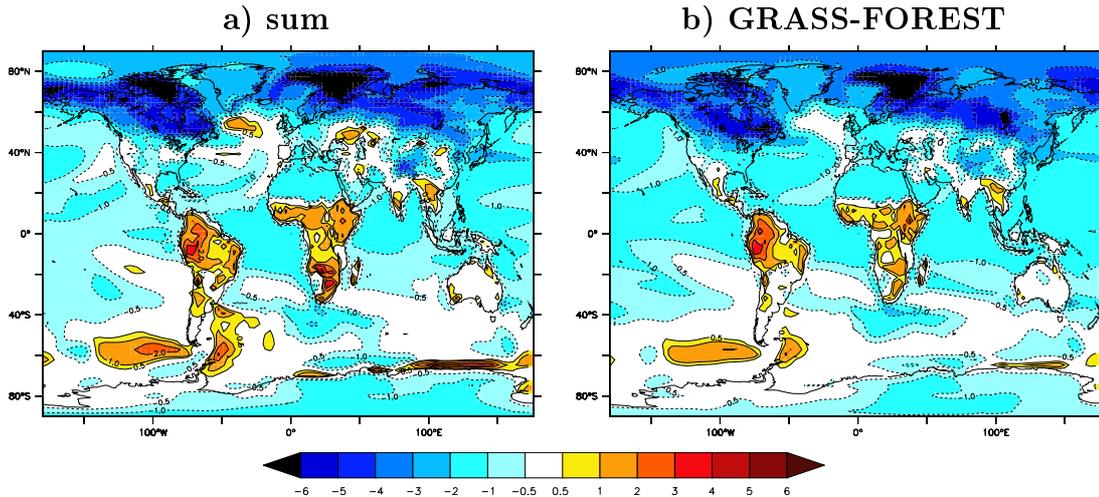


FIG. 3.12 Change in annual mean surface temperature (K) a) in simulation GRASS relative to simulation FOREST and b) reconstructed as the sum of the effects of change in albedo, evapotranspiration efficiency and roughness.

at these latitudes, so a reduction in surface roughness can only have a limited impact.

3.2.3.3 Contribution of the individual processes to the net biogeophysical effect

The net biogeophysical effect of deforestation can be viewed as the combination of the individual effects described in the previous section. Combining these effects linearly (i.e., summing the surface temperature change due to surface albedo, evapotranspiration efficiency and surface roughness as $ALB-FOREST + EVA-FOREST + RGH-FOREST$) leads to the reconstructed surface temperature change shown in figure 3.12a. Strikingly, this reconstructed signal is in strong agreement with the actual net biogeophysical effect of deforestation deduced from GRASS-FOREST (figure 3.12b). The agreement, however, is not perfect due to the existence of non-linear interactions between the individual effects. It is possible to quantify this non-linear term as the residual between the reconstructed signal and the overall net biogeophysical effect, that is : $(ALB-FOREST + EVA-FOREST + RGH-FOREST) - (GRASS-FOREST)$.

Having now determined the complete set of factors contributing to the overall biogeophysical effect of deforestation (namely surface albedo change, change in evapotranspiration efficiency, change in surface roughness and non-linear interactions between the previous processes) it becomes possible to address how much each of these factors contribute to the overall signal due to deforestation.

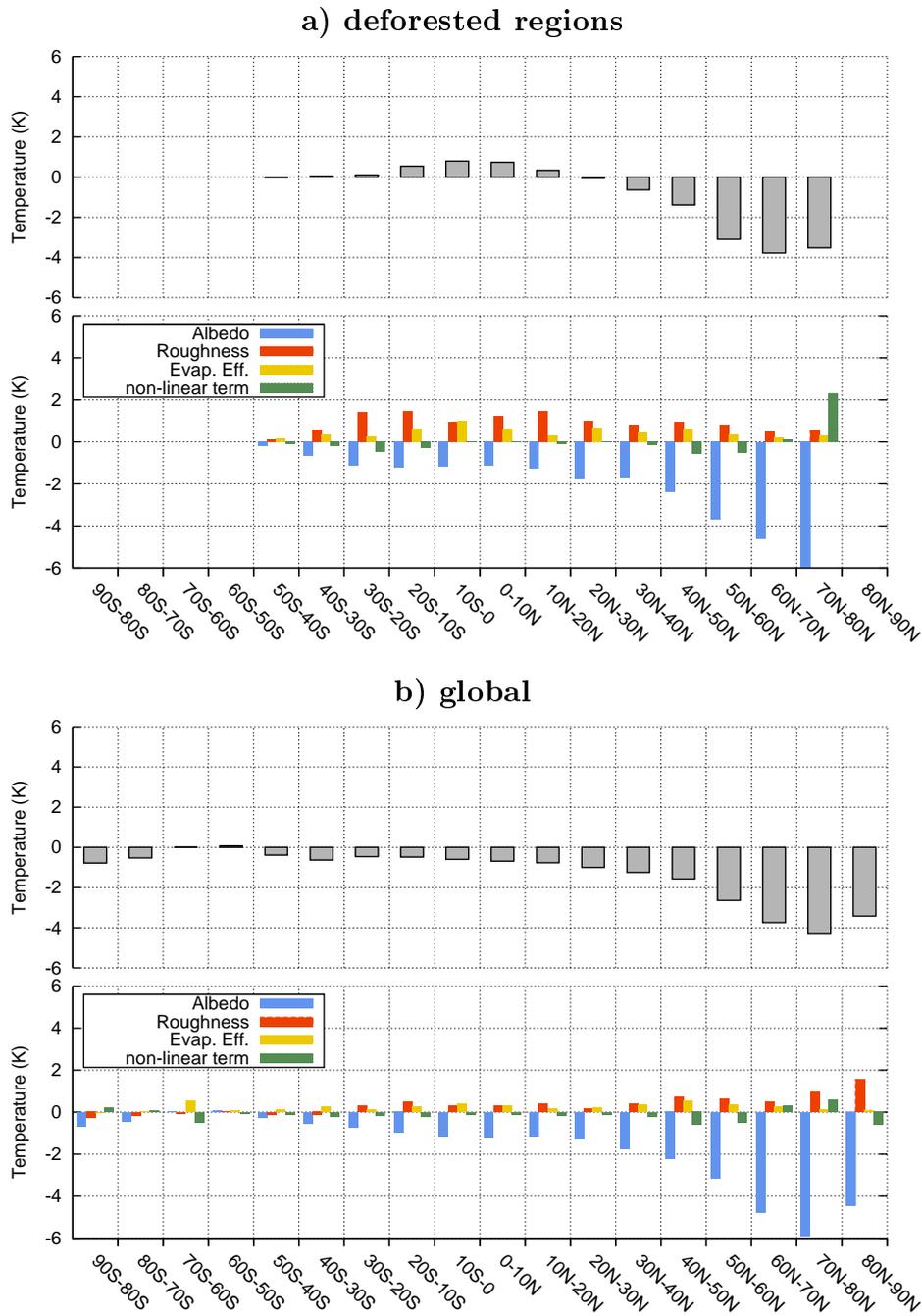


FIG. 3.13 Annual mean change in surface temperature zonally averaged over a) deforested areas only and b) over both land and oceans. The bottom panel of each figure indicates the relative contribution of change in surface albedo, change in evapotranspiration efficiency, change in surface roughness and of non-linear effects.

The top panel in figures 3.13a and b shows the zonally and annually averaged surface temperature difference between simulation GRASS and simulation FO-REST. The bottom panel gives the decomposition of this signal with respect to the four above-mentioned factors. (Note that combining linearly these different terms enable to retrieve the net biogeophysical signal.)

When considering only the surface temperature change occurring over deforested areas (figure 3.13a), it appears that between 20°S and 20°N conversion from forest to grassland leads to a surface warming of 0.5-1 K, whereas beyond 30°N, the net biogeophysical effect is a cooling of climate of up to 3-4 K at highest latitudes. Between these two locations exhibiting contrasted responses to forest removal, there are transition zones (between 20°-30°N and also beyond 20°S) where the net effect of deforestation on surface temperature is close to zero. In the tropics where we found that the net effect of deforestation is a warming, the effect of evapotranspiration efficiency and surface roughness dominate the temperature signal, although the role of albedo change is not negligible. As the magnitude of the albedo effect increases with latitude, it becomes the dominant influence in temperate and boreal regions, thus leading to a net cooling effect. Evapotranspiration efficiency and surface roughness still have an influence on surface climate outside the tropics, although they tend to vanish at high latitudes. It is interesting to note in the “transition zones” the net effect of deforestation is almost null not because the individual effect are weak but because of the existence of a compensation between the different factors.

When considering the surface temperature change integrated over both land and ocean (figure 3.13b), the net effect of deforestation becomes a cooling at every latitudes. It can be seen on the bottom panel of figure 3.13b that this is because the albedo effect dominates the temperature signal even at low latitudes. This means that albedo change has a wider scale influence in contrast to the other factors. Regionally, the albedo effect can be offset by the warming in deforested areas, but on a large scale point of view it dominates the temperature signal. The physical reason behind this result is explored in the next section.

3.2.3.4 Importance of the ocean response

Among the previous studies which examined the climatic impact of land cover change, very few have been using coupled ocean-atmosphere models. Therefore, little is known about the potential feedbacks associated with the oceanic response to perturbation of land surface parameters. Based on our experiments, we found that the ocean surface experienced a pronounced cooling in response to deforestation (see figure 3.6x).

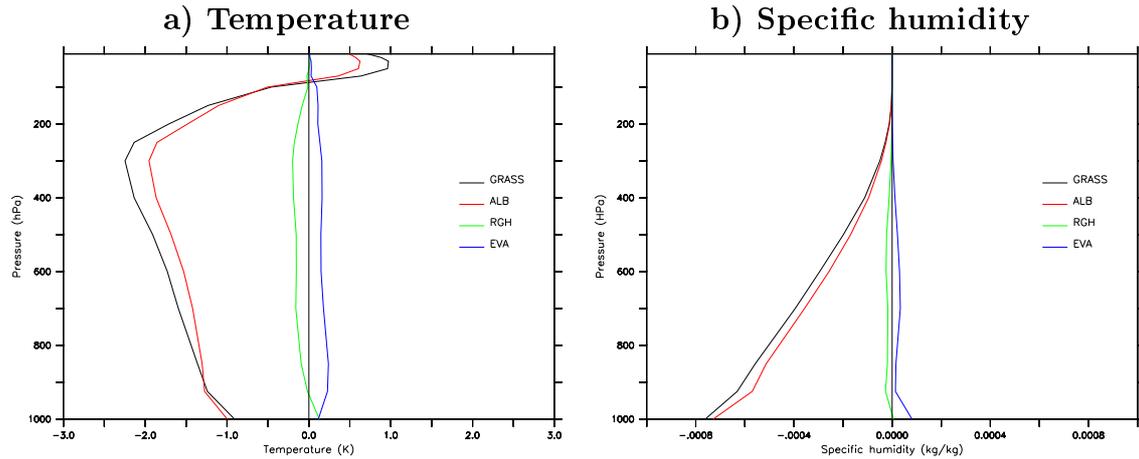


FIG. 3.14 Global mean change in temperature (a) and specific humidity (b) in the atmosphere for the different simulations relative to simulation FOREST.

To understand why deforestation leads to an ocean cooling, we need to examine how the perturbation due to deforestation is transferred from the land to the ocean through atmospheric processes. Figure 3.14 shows the global mean change in temperature and specific humidity throughout the atmosphere for the different simulations with respect to simulation FOREST. Comparing simulation GRASS with simulation FOREST, it appears that deforestation leads globally to a tropospheric cooling (figure 3.14a). The temperature across the whole troposphere is indeed reduced by more than 1 K. Furthermore, this tropospheric cooling is associated with a decrease in water vapor content (figure 3.14b). A cooler and drier air in the troposphere, in turn, means less longwave radiation transmitted from the atmosphere to the ocean surface. Consequently, less energy is absorbed at the ocean surface, thus explaining the decrease in sea surface temperatures.

Examination of the effect of the individual surface parameters is necessary to clarify the origin of this overall response. First focusing at evapotranspiration efficiency and surface roughness, it appears that change in these parameters only has a very limited impact on tropospheric temperatures and humidity (figures 3.14a and b). Influence of deforestation through these parameters is confined to the near-surface air and does not extend higher in the atmosphere. Consequently the associated perturbation can not be transferred from the land to the ocean and almost no impact on ocean temperatures is observed (see figure 3.6x).

The only parameter whose effect largely extends beyond the boundary layer is surface albedo. In fact, most of the reduction in tropospheric temperatures and humidity is related to the change in surface albedo following deforestation. Indeed, the change in tropospheric temperatures and humidity is almost identical in simulation ALB and in simulation GRASS (figures 3.14a and b). Behind this

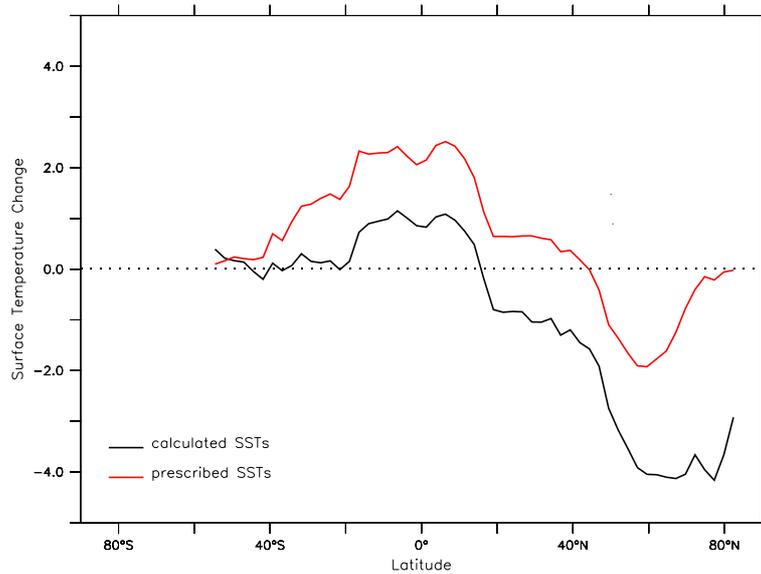


FIG. 3.15 Annual mean change in surface temperature zonally averaged over land in the coupled experiment (black) and in the experiment with prescribed SSTs (red).

result is the fact that surface albedo increase due to deforestation means less solar energy absorbed by the surface. Consequently, less energy (both heat and radiation) can be transferred from the surface to the atmosphere, leading to a tropospheric cooling. As an associated effect of the cooling is a drying of the troposphere as a colder atmosphere can hold less water vapor.

Ganopolski et al. [2001] and *Claussen et al.* [2001] also used a climate model including an oceanic component to address the biogeophysical impact of deforestation. Using a model of intermediate complexity they also noticed that deforestation, in particular in the tropics, can trigger a cooling of the ocean. Our findings thus reinforce this general conclusion but provide a different explanation concerning the underlying mechanism. *Ganopolski et al.* [2001] and *Claussen et al.* [2001] suggest that the ocean cooling arises from the reduction of evapotranspiration following deforestation (less evapotranspiration translating to less atmospheric water vapor and thus reduced atmospheric radiation down to the ocean). In contrast, we showed that the driving mechanism for the ocean cooling is instead the change in surface albedo.

Overall our experiment suggests that, although it is confined over land, deforestation can impact climate at a wider scale, in particular by cooling down the ocean surface. Conversely, one can also expect that this oceanic response may in turn feedback on the temperature change over land. In order to test this

hypothesis, we perform one additional simulation with the IPSL model. This simulation has the same setup as simulation GRASS except for the ocean model which is deactivated and replaced by prescribed sea surface temperatures and sea ice distribution. The sea surface temperatures and sea ice data are taken from the simulation FOREST, so that comparing this simulation with simulation FOREST illustrates the biogeophysical impact of deforestation under fixed oceanic conditions. The annual mean change in surface temperature, zonally averaged over land areas, is shown in figure 3.15. Experiments with calculated SSTs or with prescribed SSTs give a qualitatively similar picture in the sense that they both indicate that deforestation has a warming influence at low latitudes and a cooling influence at higher latitudes. However, the magnitude of the temperature change largely differs between the two cases. If ocean feedbacks are not taken into account, the surface warming is overestimated by more than 1 K in the tropics and the northern hemisphere cooling is underestimated by about 2 K. In other words, interactions with the ocean provide a positive feedback to the temperature change over land in regions where albedo change is the dominant influence. In other regions (essentially in the tropics), interactions with the ocean act as a negative feedback by dampening the temperature increase over land.

3.2.3.5 Radiative versus non-radiative forcings

Converting forest to grass triggers two competing effects : a cooling effect due to the increase in surface albedo and a warming effect due to both evapotranspiration efficiency and surface roughness decrease. Besides their opposite sign, these two competing effects can also be opposed on the ground of their physical nature. It is known for instance that change in surface albedo modifies temperature by directly altering the Earth's radiative balance. On the other hand, it is not clear whether change in evapotranspiration efficiency and surface roughness implies any perturbation of the Earth's radiative balance. One can argue that, since these effects involve change in evapotranspiration, they can modify the water vapor content of the atmosphere and thus produce a direct radiative perturbation [Claussen *et al.*, 2001]. However, recent radiative forcing estimates [Davin *et al.*, 2007] suggest that the radiative impact of changing evapotranspiration is likely to be small compared to the radiative forcing exerted by albedo change. Therefore, we suggest that climatic impact of deforestation through change in evapotranspiration efficiency and surface roughness is essentially a non-radiative effect.

This hypothesis can be verified by examining the change in the radiative budget at the top of the atmosphere in the different experiments. Table 3.1 lists the change in net radiation averaged over the first 10 years for each simulation with

respect to simulation FOREST. Although it should not be viewed as an actual radiative forcing estimate, it gives a good feeling of the magnitude of the radiative perturbation imposed in the experiments. Change in surface albedo produces a strong radiative imbalance of -1.27 W/m^2 in simulation ALB relative to simulation FOREST. This imbalance has to be compensated by a temperature decrease. Interestingly the ratio between the quasi-equilibrium surface temperature change observed at the end of the simulation and this radiative imbalance ($-1.36 \text{ K} / -1.27 \text{ W/m}^2 = 1.07 \text{ K/W/m}^2$) is very close to the equilibrium climate sensitivity of the IPSL model deduced from CO_2 doubling experiments (around 1.2 K/W/m^2 [Randall *et al.*, 2007]). Hence, the surface cooling is consistent with the radiative perturbation produced by albedo increase. In the case of simulations EVA and RGH, the radiative imbalance only reaches $+0.02 \text{ W/m}^2$ and $+0.04 \text{ W/m}^2$, respectively. Comparing these values with the temperature response ($0.24 \text{ K} / 0.02 \text{ W/m}^2 = 12 \text{ K/W/m}^2$ and $0.29 \text{ K} / 0.04 \text{ W/m}^2 = 7.25 \text{ K/W/m}^2$) does not reflect the actual climate sensitivity of the model. This means that the surface temperature response in these simulations can not be explain in terms of a radiative perturbation owing to change in evapotranspiration efficiency or surface roughness. Therefore, these results demonstrate that the nature of the forcing owing to change in evapotranspiration efficiency or surface roughness is different from a classical radiative forcing perturbation. Instead the climatic influence of these factors involves internal redistribution of energy in the climate system.

These results have strong implications for application of the radiative forcing concept. It has already been stressed that quantifying the climatic impact of land cover change through the radiative forcing framework may be misleading, in particular because non-radiative effects of land cover change can not be accounted for within this concept [Pielke *et al.*, 2002; NRC, 2005; Davin *et al.*, 2007]. However, the actual importance of non-radiative effects has never been explicitly quantified. Our experiments allows to quantify the importance of these processes. Globally, non-radiative effects (evapotranspiration efficiency and surface roughness) owing to complete deforestation warm the planet by 0.53 K ($= 0.24 + 0.29$), thus offsetting by about 40% the cooling induced by albedo increase (-1.36 K). This implies that estimating the impact of land cover change from radiative forcing estimates can lead to overpredict the global temperature response by almost a factor of 2.

3.2.4 Conclusion

In this study we investigated the biogeophysical impact of a global scale deforestation scenario on surface climate. We contrasted the climate of a maximally forested Earth with the climate resulting from the replacement of these forests by grass. Our experimental design allows us to separate the respective role of

the individual processes which are involved in the net biogeophysical effect of deforestation, namely surface albedo, evapotranspiration efficiency and surface roughness.

Typically, deforestation tends to increase surface albedo and to decrease surface roughness and evapotranspiration efficiency. Globally, increase in albedo owing to complete deforestation of the planet leads to a cooling of -1.36 K. On the contrary, effect of deforestation through change in surface roughness and evapotranspiration efficiency induce a global warming of 0.29 K and 0.24 K, respectively. Therefore, albedo effect provides the dominant influence on surface temperature at the global scale and the net biogeophysical effect of deforestation is a cooling of -1 K.

The cooling effect of surface albedo change arises from reduced radiation absorbed by the Earth's surface. On the other hand, we found that the surface warming due to change in surface roughness and evapotranspiration efficiency is essentially not a response to a perturbation of the Earth's radiative balance. This supports the view that this type of climate forcing should be treated as "non-radiative forcings" and that the radiative forcing framework is not appropriate to quantify these influences on climate [Pielke *et al.*, 2002; NRC, 2005].

In the context of land cover change, the albedo effect is generally opposed to the hydrological cycle effect (i.e., change in evapotranspiration) [e.g., Betts *et al.*, 2007; Bala *et al.*, 2007]. It is interesting to note that in our experiments the change in surface roughness has a larger influence compared to the pure hydrological effect (evapotranspiration efficiency) of deforestation. However, since very few studies have examined the impact of land cover change through surface roughness change, more research would be needed to better constrain the magnitude of this effect.

We found that the respective magnitude of the different processes varies depending on the location. Change in surface albedo due to deforestation has a cooling influence almost everywhere, with stronger effect at northern high latitudes, which has already been noticed in previous studies [Betts, 2001; Bounoua *et al.*, 2002]. Moreover, the impact of surface albedo change is not limited to continental regions but also lead to a cooling of the troposphere and the ocean surface. Change in surface roughness and evapotranspiration efficiency have a noticeable impact over land with a maximum effect in the tropical regions. Contrary to change in albedo, these processes do not lead to substantial changes in tropospheric temperatures and sea surface temperature.

The net biogeophysical effect of deforestation results from the competition between radiative cooling (albedo effect) and non-radiative warming (surface roughness and evapotranspiration efficiency effects). Focusing only on deforested

regions, we found that between 20°S and 20°N, non-radiative effects are dominant in the deforested regions, thus leading to a surface warming. Beyond 30°N, the radiative cooling becomes the most important effect and deforestation thus leads to a cooling. Between 20°N and 30°N as well as beyond 20°S, there is almost no change in surface temperature because radiative and non-radiative effects are offsetting each other. We stress that the simulated effect of deforestation in these regions is likely to be subjected to strong inter-model differences, because of the subtle balance between radiative versus non-radiative processes. Depending on the treatment of these processes across models, the net biogeophysical effect of deforestation could be either a cooling or a warming in these regions.

When considering the surface temperature change over both land and ocean, we found that albedo effect dominates the temperature signal at every latitudes because of its larger-scale effect. This result suggests that deforestation, even in the tropics, could lead to a global biogeophysical cooling.

Chapitre 4

Forçage radiatif et sensibilité climatique liés à l'extension des surfaces agricoles au cours du 20^{ème} et du 21^{ème} siècle

Dans ce chapitre deux scénarios réalistes d'occupation des sols sont étudiés, l'un correspondant à l'évolution de l'occupation des sols entre le pré-industriel et la période actuelle et l'autre représentant un scénario possible d'occupation des sols pour le siècle prochain.

L'objectif principal de cette étude est d'évaluer l'influence du changement d'occupation des sols sur la température de surface dans une perspective globale. La température globale est en effet le diagnostic la plus répandu pour synthétiser l'état du climat et pour appréhender l'influence des divers facteurs qui le perturbent. L'utilité de cette métrique est justifiée par le fait que la réponse du climat à la plupart des forçages climatiques est raisonnablement homogène spatialement [*Hansen et al.*, 2006].

Cependant pour des raisons qui seront exposées dans ce chapitre l'influence des différents forçages climatiques est généralement exprimée en W/m^2 , grâce au concept de forçage radiatif, plutôt que directement en termes de changement de température. Nous nous intéresserons donc au concept de forçage radiatif et à la question de son applicabilité au problème du changement d'occupation des sols.

4.1 Le concept de forçage radiatif

4.1.1 Définitions

On peut tout d'abord distinguer les notions de forçage et de réponse climatique. Un forçage est une perturbation du bilan radiatif terrestre (énergie solaire absorbée moins énergie infrarouge émise) causée par un facteur externe, c'est-à-dire un facteur qui n'est pas influencé par les variables internes du système climatique. Par exemple, le climat terrestre n'influence pas l'activité solaire, donc tout changement de l'activité solaire (et donc de l'insolation) peut être considéré de façon non équivoque comme un forçage externe affectant le système climatique. L'ensemble des modifications consécutives à l'introduction de ce forçage et affectant les variables climatiques constitue la réponse climatique.

Si la réponse climatique provoque une perturbation supplémentaire du bilan radiatif terrestre, on parle dans ce cas de rétroaction. Les principaux mécanismes physiques de rétroaction à l'oeuvre dans le système climatique sont ceux liés aux changements 1) des nuages, 2) de la vapeur d'eau, 3) de la neige et de la glace de mer et 4) du gradient vertical de température dans l'atmosphère. Pour illustrer le rôle de ces rétroactions on peut citer l'exemple de la rétroaction associée à la vapeur d'eau atmosphérique : si un forçage radiatif externe cause une diminution de l'énergie absorbée par la Terre (e.g., une diminution de la constante solaire) la température de l'atmosphère va tendre à diminuer et par conséquent son contenu en vapeur d'eau va diminuer également. Comme la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre, l'absorption de rayonnement infrarouge va être réduite causant ainsi une diminution de l'absorption d'énergie par la Terre qui va s'ajouter à la perturbation radiative initiale entraînant ainsi une amplification de la réponse climatique.

Ce que l'on appelle le concept de forçage radiatif est la relation qui permet de lier le forçage à la réponse climatique qu'il engendre. Considérons le changement de température de surface entre deux états climatiques à l'équilibre ΔT_s^{eq} dû à une perturbation externe produisant un forçage radiatif ΔF (en $W.m^{-2}$). Le concept de forçage radiatif postule que la réponse en température en moyenne globale est liée linéairement au forçage radiatif selon la relation suivante :

$$\Delta T_s^{eq} = \lambda \Delta F, \quad (4.1)$$

où λ est le paramètre de sensibilité climatique (en $K/W.m^{-2}$) qui représente l'intensité des rétroactions du système climatique.

Cette relation a été initialement établie en analysant la réponse de modèles radiatif-convectif 1D à des changements d'insolation et de CO_2 [Ramanathan

et al., 1985], elle s'est ensuite avérée robuste pour d'autres types de forçages et dans le cas de modèles GCM plus complexes [*Hansen et al.*, 1997; *Ramaswamy et al.*, 2001].

Cette formulation peut se généraliser pour un régime transitoire, en introduisant le terme ΔR représentant le changement du flux net radiatif au sommet de l'atmosphère [*Bony et al.*, 2006] :

$$\Delta T_s = \lambda (\Delta F - \Delta R). \quad (4.2)$$

Dans ce cas ΔT_s représente le changement de température entre un état d'équilibre et un état perturbé transitoire. Lorsque le système climatique atteint un nouvel équilibre, on a $\Delta R = 0$, ce qui revient à l'équation 4.1.

L'intérêt de ce concept réside dans le fait que le paramètre λ est relativement invariant quelle que soit la nature du forçage (changement de l'insolation, des aérosols, de la concentration en GHG, etc) [*Ramaswamy et al.*, 2001; *Forster et al.*, 2007], ce qui rend sensée la comparaison de ΔF pour différents forçages. Pouvoir comparer l'influence de différents forçages climatiques en termes de forçage radiatif plutôt qu'en termes de changement de température de surface présente deux principaux avantages.

D'une part, l'estimation de ΔT_s nécessite d'avoir recours à des simulations relativement longues avec un modèle de climat, ce qui est coûteux en temps de calcul et limite le nombre d'expériences possibles, alors que le calcul de ΔF est plus facile à mettre en oeuvre.

D'autre part, le paramètre de sensibilité climatique λ est actuellement très mal contraint. Les différents modèles climatiques analysés dans le cadre du quatrième rapport IPCC simulent une augmentation de température de surface allant de 2.1 à 4.4 °C à l'équilibre pour un doublement de CO_2 [*Randall et al.*, 2007]. Sachant que le forçage radiatif dû à un doublement de CO_2 est d'environ $+3.7 W.m^{-2}$ [*Forster et al.*, 2007], ceci donne une fourchette s'étalant entre 0.6 et 1.2 $K/(W.m^{-2})$ pour la valeur du paramètre de sensibilité climatique λ . La plus importante source d'incertitude a été identifiée comme provenant de la rétroaction associée au changement des nuages [*Randall et al.*, 2007]. De plus les observations ne permettent pas de mieux contraindre la sensibilité climatique. L'analyse du cycle saisonnier observé a par exemple montré qu'il était très improbable (moins de 5 % de probabilité) que la sensibilité climatique soit inférieure à 1.5-2°C ou supérieure à 5-6.5°C (exprimé en augmentation de température pour un doublement de CO_2), la valeur la plus probable se situant entre 3 et 3.5°C [*Knutti et al.*, 2006]. Des valeurs très supérieures à 5-6.5°C ne peuvent cependant pas être exclues [*Andronova and Schlesinger*, 2001; *Knutti et al.*, 2006; *IPCC*, 2007]. Il est donc avantageux de pouvoir comparer directement ΔF plutôt que ΔT_s afin de

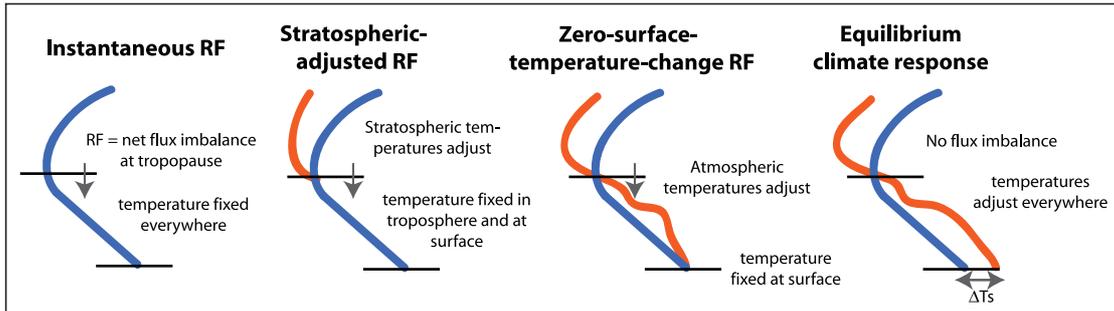


FIG. 4.1 Schématisation des différentes alternatives pour calculer un forçage radiatif (trois premiers cas). Le dernier cas représente la réponse complète du système climatique après l'introduction d'un forçage (tiré de *IPCC* [2007]).

s'affranchir de l'incertitude sur le paramètre de sensibilité climatique. L'estimation de ΔF est en effet assez précise car elle repose uniquement sur un calcul du transfert radiatif au sein de l'atmosphère.

4.1.2 Calcul des forçages radiatifs

De façon générale, le forçage radiatif ΔF quantifie la modification de l'équilibre entre l'énergie solaire absorbée et l'énergie infrarouge émise par la Terre. Plusieurs alternatives ont été proposées pour calculer ΔF (figure 4.1). La manière la plus simple est de calculer le "forçage radiatif instantané" (premier cas sur la figure 4.1). Dans ce cas la perturbation du flux radiatif (solaire plus infrarouge) net (entrant moins sortant) dû à un agent externe est calculée en gardant fixe la température dans toute l'atmosphère ainsi que les autres champs atmosphériques (humidité, nébulosité, pression).

La stratosphère réagit très rapidement (quelques mois) à une perturbation radiative alors que le système surface/troposphère a un temps de réponse beaucoup plus lent (plusieurs dizaines d'années) à cause de l'inertie thermique de l'océan. Sur la base de cette considération il a été convenu que pour des agents de forçages ayant une persistance de plusieurs mois, le calcul du forçage radiatif devrait autoriser la stratosphère à revenir à un état d'équilibre radiatif [*Hansen et al.*, 1997]. Cette définition correspond au "forçage radiatif ajusté" (deuxième cas sur la figure 4.1). Par convention, le forçage radiatif ajusté est calculé au niveau de la tropopause, bien que la valeur du flux net radiatif soit constante à travers la stratosphère à l'équilibre radiatif.

D'autres alternatives ont été proposées pour calculer les forçages radiatifs (par exemple le troisième cas sur la figure 4.1), mais la définition la plus utilisée est celle du forçage radiatif ajusté qui a été retenue dans les derniers rapports de

TAB. 4.1 Sensibilité climatique du modèle IPSL-CM4_LCC_v1 déduite d’une expérience de doublement de la concentration de CO_2 . Le paramètre de sensibilité climatique λ est calculé comme : $\Delta T_s / (\Delta F_{2 \times CO_2} - \Delta R)$ où ΔT_s représente la différence de température de surface en moyenne globale, $\Delta F_{2 \times CO_2}$ est le forçage radiatif correspondant un doublement de la concentration de CO_2 et ΔR est la différence du flux radiatif net au sommet de l’atmosphère.

	$\Delta F_{2 \times CO_2}$	ΔR	ΔT_s	λ
	W/m^2	W/m^2	K	$K/(W.m^{-2})$
$2xCO_2$ - PRES2	+3.7	+1.4	+3	1.3

l’IPCC [IPCC, 2001, 2007]

Dans le cadre de ce chapitre, les calculs de forçage radiatif utilisent le schéma radiatif du modèle LMDZ (section 2.1.1), ce qui donne une cohérence entre l’estimation des forçages et leur implémentation dans les simulations climatiques. Une climatologie issue d’une simulation avec LMDZ est utilisée pour forcer le code radiatif (températures, humidité, nébulosité, pression, albédo de surface). La modification du bilan radiatif à la tropopause est ensuite déterminée en provoquant une perturbation à cette climatologie, comme une anomalie d’albédo par exemple. La définition du forçage radiatif ajusté est utilisée, nécessitant un réajustement des températures dans la stratosphère. L’ajustement des températures stratosphériques est effectué en utilisant la méthode classique du “Fixed Dynamical Heating” (FDH) [Ramaswamy *et al.*, 2001]. Cette méthode suppose que le taux de chauffage dynamique dans la stratosphère, c’est-à-dire l’échauffement-refroidissement adiabatique des masses d’air par la dynamique de grande échelle (un mouvement descendant des masses d’air entraîne une compression et donc un échauffement du gaz), reste inchangé. Le réajustement de la structure thermique de la stratosphère est donc déterminé uniquement par l’échauffement-refroidissement associé à l’absorption-émission du rayonnement par les gaz radiativement actifs.

4.1.3 Sensibilité climatique du modèle de l’IPSL

Nous avons vu que le paramètre de sensibilité climatique λ , exprimant l’intensité des rétroactions du système climatique, était très variable selon les modèles de climat. Dans le cadre de ce chapitre nous avons besoin de connaître la sensibilité climatique du modèle de l’IPSL. Le test classique pour déterminer le paramètre de sensibilité climatique d’un modèle est de quantifier sa réponse à un doublement de la concentration en CO_2 .

Le modèle de l’IPSL, version IPSL-CM4_IPCC, a une sensibilité climatique (λ) de $1.2 K/(W.m^{-2})$ (= $4.4^\circ C$ de réchauffement en réponse à un doublement

de CO_2) [IPCC, 2007]. Cette sensibilité se situe dans le haut de la fourchette par rapport à l'ensemble des modèles IPCC. La version IPSL-CM4_LCC_v1 qui est utilisée dans cette thèse peut potentiellement avoir un paramètre de sensibilité climatique différent étant donné qu'un degré de liberté supplémentaire est introduit dans le système (rétroaction de la végétation par le LAI) et que le climat de base est différent (section 2.3). Nous avons donc recalculé la sensibilité climatique de cette version en comparant une simulation de contrôle pré-industrielle (simulation PRES2) à une expérience de 110 ans où la concentration de CO_2 a été doublée (simulation $2xCO_2$). Le calcul de la sensibilité climatique est résumé dans le tableau 4.1. Sachant que dans l'expérience $2xCO_2$ le climat n'est pas encore revenu à un état d'équilibre avec la perturbation de CO_2 , la formulation 4.2 est utilisée pour le calcul du paramètre de sensibilité climatique. Nous trouvons une sensibilité climatique de $1.3 K/(W.m^{-2})$ ce qui signifie également qu'en réponse à un doublement de la concentration de CO_2 , la température de surface aura augmenté de $4.8^\circ C$ en moyenne globale, après que le système climatique ait atteint un nouvel équilibre (i.e. après plusieurs centaines d'années). Cette sensibilité est donc proche de celle de la version IPSL-CM4_IPCC, bien qu'elle soit légèrement plus grande.

4.2 Impact of land cover change on surface climate : Relevance of the radiative forcing concept

Cette partie présente un travail publié dans *Geophysical Research Letters* sous le titre suivant : **Impact of land cover change on surface climate : Relevance of the radiative forcing concept**, par E.L. Davin, N. de Noblet-Ducoudré et P. Friedlingstein.

Deux scénarios d'occupation des sols sont étudiés dans cet article, l'un pour la période historique et l'autre pour la période future. La modification des propriétés biophysiques de la surface entraîne une perturbation du bilan radiatif terrestre qui peut être quantifiée en termes de forçage radiatif exercé sur le climat. Nous présentons une estimation du forçage radiatif dû à ces deux scénarios. Des simulations climatiques avec le modèle de l'IPSL sont ensuite analysées afin d'évaluer l'influence de ces scénarios sur le climat. La sensibilité du climat au forçage dû au changement d'occupation des sols et comparée à celle liée à une perturbation du CO_2 permettant ainsi de tester l'applicabilité du concept de forçage radiatif dans le contexte du changement d'occupation des sols.

Les simulations PAST, PRES et FUTU réalisées dans le cadre de cet article utilisent la version IPSL-CM4_LCC_v0 du modèle de climat Cette version du

modèle, préliminaire à la version IPSL-CM4_LCC_v1, présente un biais froid important dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord (voir section 2.2). L'influence de la version du modèle sur les résultats obtenus est discutée à la suite de l'article.

abstract

We use the IPSL climate model to investigate biophysical impacts of Anthropogenic Land Cover Change (ALCC) on surface climate. Including both the changes in surface albedo and evapotranspiration, we find that ALCC represents a radiative forcing of -0.29 W/m^2 from 1860 to 1992 and of -0.7 W/m^2 from 1992 to 2100. The simulated surface temperature response to ALCC indicates a historical cooling of 0.05 K and an additional cooling due to future changes of 0.14 K, which is consistent with the sign of the radiative forcing. However, this cooling is substantially lower than the one we would have obtained if it was caused by a radiatively equivalent change in CO_2 concentration. These results thus question the relevance of the radiative forcing framework in the context of land use change, since the radiative forcing due to ALCC may not be comparable to the one exerted by other anthropogenic perturbations.

4.2.1 Introduction

Anthropogenic activities may affect climate conditions in many different ways, particularly by altering atmospheric composition of greenhouse gases (GHG). The conversion of natural ecosystems into human-dominated systems also influences climate by directly modifying the physical properties of the land surface. Modification of vegetation cover can change the absorption of solar energy by the surface, as well as its redistribution to the atmosphere as latent and sensible heat. As suggested by climate models, historical Anthropogenic Land Cover Change (ALCC), mainly consisting of forest clearing at northern mid and high latitudes, may have cooled northern hemisphere surface climate via an increase in surface albedo [e.g., *Govindasamy et al.*, 2001; *Betts*, 2001; *Bonan*, 1997]. The effect of ALCC on future climate is unclear, deforestation is expected to intensify in tropical regions in the coming decades, and the associated decrease in evapotranspiration may result in a warmer and drier surface climate [e.g., *DeFries et al.*, 2002]. However, large uncertainties remain regarding the possible effects of tropical deforestation in extra-tropical regions due to teleconnection processes [e.g., *Gedney and Valdes*, 2000].

Land cover change is not imposed as a standard forcing in transient scenarios prescribed in climate models in the framework of the Fourth Assessment Report (AR4) of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Thus far radiative forcing (RF) has been the only tool that enables a quantitative comparison of ALCC impacts with other influences on climate, such as GHG emissions. RF aims to give a measure of the global warming (or cooling) potential of any anthropogenic or natural forcings. In the context of land use change, the relevance of

this metric has already been questioned as it does not account for non-radiative processes (i.e., alteration of surface heat fluxes) that may affect surface temperature, especially in the tropics [Pielke *et al.*, 2002]. Moreover, changes in different regions can be of opposite sign, so spatial averaging may under represent the importance of ALCC impacts [Pielke *et al.*, 2002; Kleidon, 2006]. These limitations suggest the need for a better metric and pioneering works have already explored new means for quantifying ALCC effects [e.g., Kleidon, 2006]. That said, RF still continues to be the standard measure for comparing climate forcings [IPCC, 2001, 2007] and it is therefore important to know if this comparison could lead to a misrepresentation of ALCC effect in terms of global temperature change. This paper tests the relevance of comparing the RF due to ALCC with other forcings, such as CO_2 change, and proposes some recommendations to interpret ALCC RF.

To examine this issue we compare the climate sensitivity to land cover change forcing, considering both historical and future patterns of ALCC, with the climate sensitivity relative to CO_2 increase. We use a coupled ocean-atmosphere-vegetation model, which has a known climate sensitivity deduced from CO_2 change experiments, to determine the surface temperature change due to ALCC. Additionally we derive the RF produced by ALCC, which includes contributions from changes in albedo and evapotranspiration. To our knowledge, the contribution of evapotranspiration change to the RF exerted by ALCC has never been explicitly estimated. However, we stress that ALCC can have an impact on atmospheric water vapor content by altering evapotranspiration fluxes. This change in water vapor content influences atmospheric long wave radiation and is a direct consequence of ALCC, which should therefore be considered to be a forcing and not a feedback of the climate system.

4.2.2 Climate simulations and radiative forcing calculations

We use the “Institut Pierre Simon Laplace” climate model (IPSL-CM4) [Marti *et al.*, 2005], which couples the LMDZ4 atmospheric General Circulation Model (GCM) [Hourdin *et al.*, 2006] with the ORCA/OPA ocean GCM [Madec *et al.*, 1998], the LIM sea ice model [Fichefet and Maqueda, 1997] and the ORCHIDEE land surface model [Krinner *et al.*, 2005]. No flux corrections are applied and the model is run at a resolution of $3.75^\circ \times 2.5^\circ$, with 19 vertical levels in the atmosphere. The ocean has 31 vertical levels and a horizontal resolution of roughly 2° with higher latitudinal resolution of 0.5° in the equatorial ocean. The ORCHIDEE land surface scheme describes both biophysical processes and the terrestrial carbon cycle. The vegetation phenology is not prescribed and Leaf Area Index (LAI), which is a key variable for biophysical exchanges between the biosphere

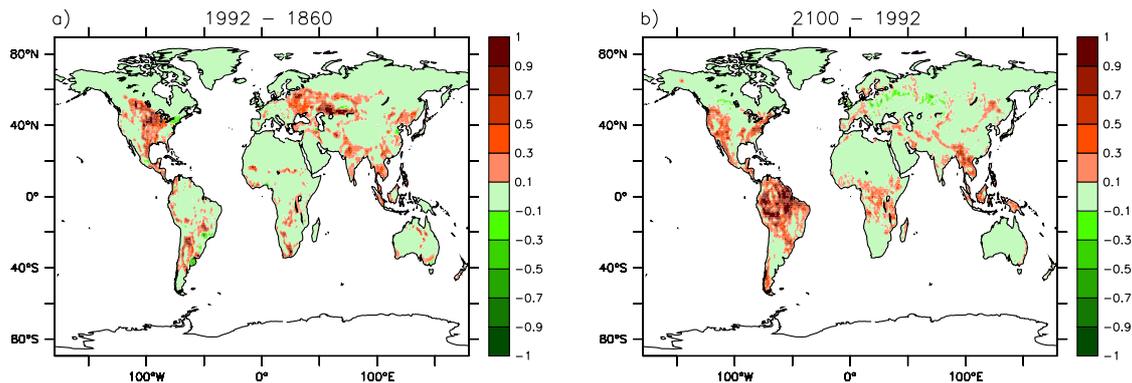


FIG. 4.2 Total change in anthropogenic land fraction (crops + pastures) a) from 1860 to 1992 and b) from 1992 to 2100.

and the atmosphere, is computed from photosynthetic activity and carbon allocation to the vegetation compartments. In this version of ORCHIDEE, crops are treated as natural grassland, with slightly enhanced photosynthetic capacity, adapted maximum possible LAI and slightly modified critical temperature and humidity parameters for phenology [Krinner *et al.*, 2005].

To investigate the effect of ALCC on climate we perform three simulations, all with GHG concentrations and aerosols set to preindustrial values. Simulations referred as PAST, PRES and FUTU have prescribed pre-industrial (1860), present day (1992) and future (2100) vegetation distributions, respectively. Past and present day vegetation maps have crop areas from *Ramankutty and Foley* [1999], and anthropogenic pastures from *Goldewijk* [2001]. Future anthropogenic land areas are based on results from the IMAGE2.2 model [Alcamo *et al.*, 1994] which projects land cover change in response to a “business as usual” economical scenario (i.e., A2 scenario). All crop and pasture areas are combined with the present-day natural vegetation cover from *Loveland et al.* [2000]. The resulting datasets show that past ALCC mainly affected temperate regions whereas future change will greatly impact tropical regions such as the Amazonian forest and to a lesser extent northern mid-latitudes (figure 4.2). Our three simulations were initialized from a pre-existing control run and spun up for 150 years until equilibrium. The next 50 years were averaged and analyzed in this study.

We also calculate the RF due to past and future ALCC, considering both albedo and evapotranspiration effects. In order to obtain the change in surface albedo and evapotranspiration primarily attributable to ALCC and not that affected by atmospheric feedbacks, we run three additional simulations with the ORCHIDEE land surface model not coupled to the GCM, but forced with the climatology of the simulation PAST. These simulations have prescribed pre-industrial, present day and 2100 vegetation. Given the change in surface albedo and eva-

potranspiration from preindustrial to present day and from present day to 2100, we were then able to calculate the corresponding RFs using the radiative transfer scheme of the LMDZ model. The evapotranspiration change was first converted into a change in atmospheric water vapor content, following the methodology described by *Boucher et al.* [2004]. The change in water vapor content was homogeneously distributed throughout the tropospheric column and was set in proportion to the spatial pattern of evapotranspiration change. Our estimate of the RF due to change in evapotranspiration does not account for potential change in cloudiness. We consider the change in water vapor to be the initial forcing mechanism and the subsequent change in clouds to be part of the climate response.

4.2.3 Results

4.2.3.1 Radiative forcing of ALCC

The total annual mean RF due to ALCC between the pre-industrial and present day is -0.29 W/m^2 (table 4.2). This includes a contribution of -0.22 W/m^2 from the surface albedo change, which is consistent with latest estimates of $-0.2 \pm 0.2 \text{ W/m}^2$ as reviewed in the IPCC AR4 [*IPCC*, 2007]. The change in atmospheric water vapor that arises from reduced evapotranspiration accounts for -0.07 W/m^2 . At the end of the next century, ALCC could exert an additional RF of -0.7 W/m^2 , with a contribution of -0.55 W/m^2 due to albedo change and of -0.15 W/m^2 owing to evapotranspiration decrease. The greater magnitude of future forcing is primarily linked to the intensity of land conversion, which is twice as important in the future scenario as compared to the past century.

The spatial pattern of the annual mean RF indicates that past ALCC principally affected northern mid-latitudes, with maximum values exceeding -10 W/m^2 over Eastern Europe (figure 4.3). Positive values of around $+2 \text{ W/m}^2$, associated with a decrease in albedo, occur in the Middle East where bare soil-dominated landscapes were locally converted to pastures or crops. In the next century, most of the forcing due to ALCC occurs in the tropics and can be as high as -20 W/m^2 over Amazonia. Locally positive values of around $+3 \text{ W/m}^2$ are due to conversion of bare soil in the Middle East and to forest regrowth in Eastern Europe.

4.2.3.2 Climate simulations

Although land conversion occurs at different locations (i.e., mid-latitudes or tropics), ALCC induces a global cooling of climate in both past and future scenarios, which is consistent in sign with the estimated radiative forcings. The global

TAB. 4.2 RF, temperature response and climate sensitivity relative to past and future ALCC. ΔF_{alb} , ΔF_{vap} and ΔF_{ALCC} are the RFs due to, respectively, albedo change, water vapor change and both albedo and water vapor changes; ΔT_s is the surface temperature change; λ_{alb} and λ_{ALCC} are the equilibrium climate sensitivities respectively calculated relative to the albedo forcing and to the total forcing as $\Delta T_s/(\Delta F - \Delta R)$, where ΔR is the change in the net radiative flux at TAO.

Simulations	ΔF_{alb} W/m^2	ΔF_{vap} W/m^2	ΔF_{ALCC} W/m^2	ΔT_s K	λ_{alb} $K/(W.m^{-2})$	λ_{ALCC} $K/(W.m^{-2})$
PRES - PAST	- 0.22	- 0.07	- 0.29	- 0.05*	0.52	0.3
FUTU - PRES	- 0.55	- 0.15	- 0.7	- 0.14*	0.38	0.27

*Temperature changes are statistically significant above the 90 % confidence level, as indicated by a t-test.

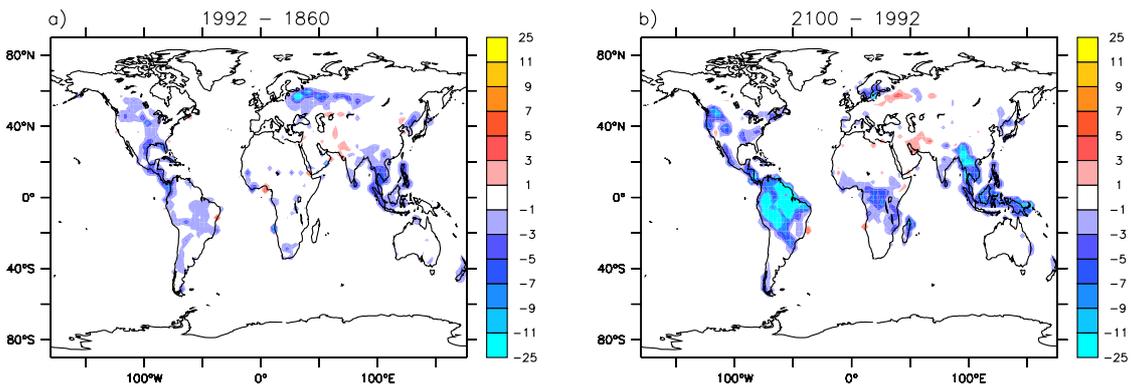


FIG. 4.3 Annual mean RF (W/m^2) due to ALCC, based on changes in albedo and evapotranspiration a) from 1860 to 1992 and b) from 1992 to 2100.

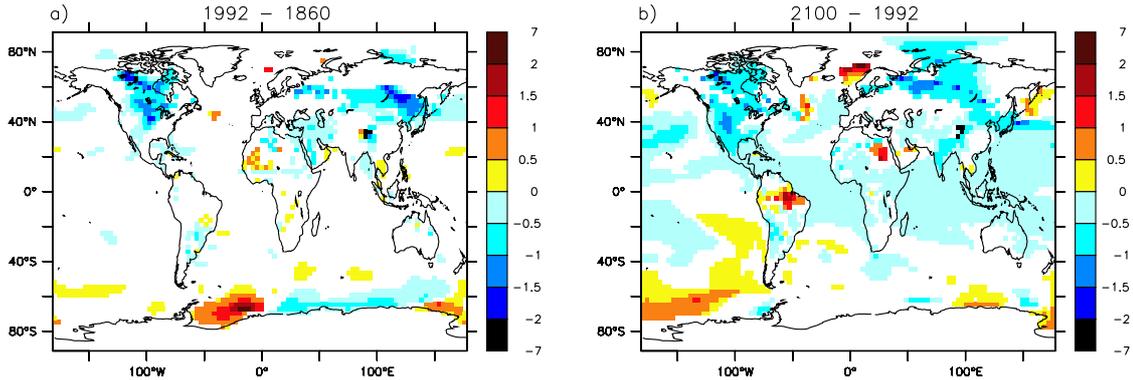


FIG. 4.4 Change in annual mean surface temperature (K) a) from 1860 to 1992 and b) from 1992 to 2100. A t-test was used to discard grid points with statistical significance lower than the 95 % confidence level.

mean temperature change reaches -0.05 K in PRES, compared to PAST and -0.14 K in FUTU, compared to PRES (table 4.2).

Geographically, surface cooling is mostly centered at northern mid-latitudes in the historical case and it affects a wider latitudinal range in the future scenario (figure 4.4). Moreover, in the future scenario a noticeable surface warming occurs over Amazonia because of the reduced evapotranspiration flux and the subsequent increase in sensible heat, which is consistent with previous studies [e.g., *Feddema et al.*, 2005b; *DeFries et al.*, 2002].

4.2.3.3 Climate sensitivity to ALCC

Climate sensitivity (λ) can be derived from the following ratio : $\Delta T_s / (\Delta F - \Delta R)$, where ΔT_s and ΔF are the surface temperature change and the global mean RF respectively, and ΔR represents the change in net radiation at the top of the atmosphere (TOA). ΔR must be considered in order to account for the long term response of the ocean which implies that the effective surface temperature response may differ from the equilibrium surface temperature change. We determine a climate sensitivity to ALCC forcing (λ_{ALCC}) close to $0.3 \text{ K}/(W.m^{-2})$ (table 4.2), which means that for a change in vegetation cover producing a forcing of $1 \text{ W}/m^2$, global temperature will increase by 0.3 K. The same sensitivity applies for both past and future scenarios suggesting that, globally, surface climate responds consistently to tropical or extra-tropical land conversion. On the other hand, previous work indicated that the equilibrium climate sensitivity of the IPSL-CM4 model, determined from CO_2 -doubling experiments, is slightly above $1 \text{ K}/(W.m^{-2})$ [*Forster and Taylor*, 2006]. The results of our study therefore indicate that ALCC can induce a weaker temperature response than a radiatively

equivalent change in CO_2 concentration.

The RF exerted by ALCC is generally calculated by considering only the change in albedo [e.g., *Betts*, 2001], whereas we consider also the RF due to change in water vapor. So for consistency with previous studies, we also derived λ_{alb} , the climate sensitivity calculated solely from the albedo RF (table 4.2). This way of calculating climate sensitivity leads to somewhat higher values (for both historical and future scenarios) as the forcing exerted by albedo change alone is slightly lower than the total ALCC forcing. However, it does not change the conclusion that climate sensitivity to ALCC is smaller than that due to CO_2 forcing.

The smaller climate sensitivity to ALCC forcing can be interpreted as the consequence of 1) the spatial distribution of ALCC and 2) the role of non-radiative processes. The first point questions the dependence of climate sensitivity to the geographical distribution of the forcing mechanism. Unlike well-mixed GHG, ALCC occurs at local to regional scales and at latitudes less than 60 degrees. In this respect, *Hansen et al.* [1997] presented instructive results showing that if forcings are confined to low latitudes, then climate sensitivity is substantially reduced as the initiation of cryospheric feedbacks at high latitudes is not permitted. To give an order of magnitude of the importance of high latitude feedbacks in the IPSL-CM4 model, we analysed the temperature response to a doubling of CO_2 in simulations prepared in the framework of the IPCC AR4. We find that the global mean temperature change, and hence climate sensitivity, is 20 % lower when the surface temperature change at high latitudes (poleward to 60°) is considered as zero. This suggests that the absence of high latitude feedbacks cannot explain a reduction of more than 20 % of the climate sensitivity in the IPSL-CM4 model. The second cause of the reduced climate sensitivity involves non-radiative processes (i.e., change in the partitioning between latent and sensible heat) that compete with the radiative cooling due to change in albedo and water vapor. Converting forest to grass tends to decrease evapotranspiration and enhance sensible heating, therefore warming the near-surface atmosphere. This effect is especially relevant in tropical regions (see the surface warming in the future scenario over Amazonia in figure 4.4) and during the summer months in the northern hemisphere extra-tropics [*Kleidon*, 2006]. To address the importance of this effect we performed additional sensitivity experiments with the IPSL-CM4 model, contrasting a forested earth with a drastic scenario of global deforestation. In a first experiment, only the effect of albedo change was accounted for and in a second experiment, the total biophysical effect was considered. Results show that, compared to the simulation that only considers albedo change, the global mean temperature decrease is 30 % lower when all biophysical effects are accounted for, despite the reduction in evapotranspiration (which tends to cool the climate

further). This means that non-radiative processes decrease the climate sensitivity to ALCC by at least 30 % or more in these experiments. Based on these results we conclude that non-radiative effects are likely to contribute the major part of the reduction of the climate sensitivity to ALCC compared to CO_2 -related climate sensitivity.

4.2.4 Conclusions

In this paper we show that historical as well as future ALCC produce a negative RF, mainly due to the surface albedo increase and to a lesser extent the evapotranspiration decrease. Although surface climate responds to this forcing by a global cooling, the simulated cooling is lower than if the perturbation was caused by a radiatively equivalent change in CO_2 . We interpret this result to be a consequence of 1) the spatial scale of ALCC forcing and 2) the effect of non-radiative processes which affect the partitioning of surface heat fluxes. Therefore, comparing the radiative forcing exerted by ALCC with other forcings may not be fully credible and this metric should be interpreted with caution. We recommend the use of the concept of “climate efficacy” proposed by *Hansen et al.* [2005] when comparing the RF due to ALCC with other forcing agents. The climate efficacy, defined as the ratio between the climate sensitivity to a given forcing and the climate sensitivity to CO_2 forcing, can be viewed as a factor that corrects any forcing whose efficacy differs from CO_2 forcing. Based on our results, the calculated RFs should be multiplied by a factor of 0.3 (i.e. $\lambda_{ALCC}/\lambda_{CO_2} = 0.3/1$) for proper comparison with other forcings. Moreover, we stress that in order to better assess the robustness of our results, it is necessary to perform similar analysis with a range of coupled climate models.

acknowledgments

We thank Jean-Louis Dufresne, Richard Betts and one anonymous reviewer for their constructive comments. We are grateful to Andrew Friend and Alessandro Tagliabue who helped us improve the clarity of the manuscript. Part of this research was supported by the Agence Nationale de la Recherche (ANR) through the DIVA project. The computing time was provided by the Commissariat à l’Energie Atomique (CEA).

4.3 Influence de la version du modèle et de l'échantillonnage

4.3.1 Importance de l'échantillonnage

Les simulations PAST, PRES et FUTU, réalisées dans le cadre de l'article précédent, ont été initialement effectuées sur une durée ne dépassant pas 200 ans. Les analyses présentées dans l'article sont donc basées sur une moyenne de 50 ans après une période de mise à l'équilibre. Par la suite, ces simulations ont été prolongées sur plusieurs centaines d'années afin d'obtenir un meilleur échantillonnage de la variabilité interne du modèle. Il est donc possible de vérifier si les résultats présentés dans l'article peuvent être biaisés par le fait que la période considérée soit trop courte.

Les résultats sur les 300 dernières années de ces simulations sont présentés dans le tableau 4.3 et comparés à ceux obtenus dans l'article où seulement 50 ans de simulation ont été considérés. Il apparaît que la taille de l'échantillonnage utilisé pour calculer les moyennes a une influence sur les résultats. Sur une moyenne de seulement 50 ans, le changement de température entre la simulation PAST et la simulation PRES est de -0.05°C , alors qu'en considérant une moyenne sur 300 ans le changement de température est de -0.14°C (tableau 4.3). Il en résulte que dans l'article la sensibilité climatique est sous-estimée par rapport à celle qui est déduite en se basant sur une période beaucoup plus grande ($0.56 \text{ K}/(\text{W.m}^{-2})$).

Afin de mieux interpréter ce résultat la figure 4.5 montre l'autocorrélation de la série des 300 ans de température de surface globale pour la simulation PRES. Cette figure montre clairement un signal périodique : la corrélation oscille entre une phase positive et une phase négative au fur et à mesure que la série est décalée dans le temps par rapport à elle-même. Ceci trahit l'existence d'une oscillation lente dans le signal de la température globale avec une périodicité d'environ 80 ans. La présence de cette variabilité basse fréquence peut influencer les résultats, dès lors que la période d'analyse choisie est inférieure à 80 ans. Une plage de 50 ans, comme celle choisie dans l'article, n'est donc pas suffisante pour échantillonner l'ensemble de la variabilité interne du modèle et pour obtenir une moyenne suffisamment représentative. Il faut toutefois noter que la comparaison entre les simulations PRES et FUTU est moins affectée par ce problème, puisque on retrouve des valeurs similaires pour le changement de température et la sensibilité climatique déduite (tableau 4.3).

Ces résultats conduisent à ré-évaluer les conclusions de l'article dont la faiblesse est la longueur trop courte des simulations analysées. Tout d'abord, la conclusion principale de l'article n'est pas affectée, à savoir que l'évolution des

TAB. 4.3 Changement de la température de surface (ΔT_s) et du flux radiatif net au sommet de l'atmosphère (ΔR) pour le scénario historique et le scénario futur. La sensibilité climatique λ est déduite d'après la relation : $\Delta T_s / (\Delta F - \Delta R)$, le forçage radiatif ΔF dû au changement d'occupation des sols étant égal à -0.29 W.m^{-2} pour le scénario historique et -0.7 W.m^{-2} pour le scénario futur. Les résultats sont comparés pour les 2 versions du modèles et pour 2 longueurs d'échantillonnage dans le cas de la version IPSL-CM4_LCC_v0.

Simulations	ΔT_s <i>K</i>	ΔR <i>W/m²</i>	λ <i>K/(W.m⁻²)</i>
version IPSL-CM4_LCC_v0 (50 ans)			
PRES - PAST	-0.05	-0.12	0.3
FUTU - PRES	-0.14	-0.18	0.27
version IPSL-CM4_LCC_v0 (300 ans)			
PRES - PAST	-0.14	-0.04	0.56
FUTU - PRES	-0.19	-0.13	0.33
version IPSL-CM4_LCC_v1 (300 ans)			
PRES2 - PAST2	-0.14	-0.05	0.58
FUTU2 - PRES2	-0.24	-0.11	0.41

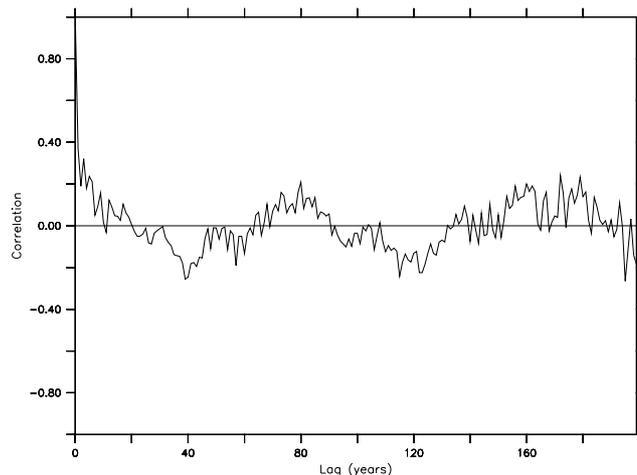


FIG. 4.5 Autocorrélation de la température globale annuelle pour la simulation PRES. Le “lag” indique le décalage en années de la série par rapport à elle-même.

surfaces agricoles, historique comme future, produit une diminution de la température globale dans le modèle et que ce changement de température est plus faible que celui qui aurait été induit par une variation radiativement équivalente de la concentration en CO_2 (i.e., la sensibilité climatique relative à un changement de végétation est plus faible que la sensibilité climatique relative à un changement de CO_2).

En revanche, la sensibilité climatique associée au forçage historique dû au changement d'occupation des sols est revue à la hausse alors que celle associée au scénario futur reste identique. Par conséquent une sensibilité climatique différente est finalement obtenue pour le scénario historique et le scénario futur, contrairement aux résultats de l'article. Plus précisément le paramètre de sensibilité climatique est environ 40% plus important pour le scénario historique que pour le scénario futur. Ce résultat est qualitativement cohérent avec ce qui est attendu sur la base des conclusions du chapitre 3. Dans ce chapitre nous avons vu que l'influence des processus radiatifs par rapport aux processus non-radiatifs diminue avec la latitude. Aux basses latitudes, les effets non-radiatifs peuvent même dominer localement la réponse de la température de surface. Il est donc attendu qu'une déforestation affectant majoritairement les tropiques, comme c'est le cas dans le scénario futur, produise un refroidissement global moins marqué, à cause de l'effet contradictoire des processus non-radiatifs, qu'une déforestation radiativement équivalente dans les moyennes et hautes latitudes. Ceci doit donc se traduire par une sensibilité climatique plus faible dans le cas de la déforestation tropicale.

4.3.2 Importance de la version du modèle

Les simulations analysées dans le cadre de l'article ont été réalisées avec une version préliminaire du modèle de climat, souffrant d'un biais froid important au niveau des hautes latitudes de l'hémisphère nord. Ce problème a été corrigé dans la version IPSL-CM4_LCC_v1, qui est la version définitive utilisée dans cette thèse (voir section 2.2). Des simulations identiques aux simulations PAST, PRES et FUTU ont été réalisées avec cette nouvelle version du modèle (simulations PAST2, PRES2 et FUTU2). La comparaison des deux jeux de simulations permet d'identifier à quel point les résultats obtenus peuvent être influencés par le climat de contrôle.

Le tableau 4.3 compare les résultats pour les deux jeux de simulations avec les deux différentes versions du modèle. Les résultats obtenus avec les deux versions du modèle sont très proches ce qui permet de conforter la robustesse des conclusions tirées précédemment.

Concernant la distribution spatiale des changements on peut constater sur la figure 4.6, montrant le changement de la température de surface en moyenne annuelle, que les deux jeux de simulations donnent des résultats concordants. Le scénario historique d'occupation des sols (figure 4.6a ;c) conduit à des températures plus froides dans l'hémisphère nord. Ce refroidissement ne dépasse généralement pas -0.5°C , sauf en Amérique du Nord, à l'Est de l'Europe et au nord de la Chine. Très localement, dans des régions comme l'Amérique du Sud, l'Afrique du Sud ou l'Asie du Sud, on peut constater un réchauffement dû à la déforestation.

Pour le scénario futur, on observe un refroidissement sur la majeure partie du globe, y compris sur les océans. Ce refroidissement est le plus prononcé dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord. Ceci n'est pas directement lié à la conversion de la végétation dans ces régions mais à l'amplification polaire du refroidissement par la rétroaction positive due à la glace de mer et à la neige. Dans les deux jeux de simulations on note un réchauffement significatif en Amazonie et en Asie du Sud-Est à cause de la déforestation locale.

4.4 Comparaison avec l'effet des GHG/aérosols

Afin d'évaluer l'importance relative de l'effet climatique du changement d'occupation des sols par rapport à celui de l'évolution des gaz à effet de serre et des aérosols on peut s'appuyer sur les simulations réalisées avec le modèle de l'IPSL dans le cadre du dernier rapport IPCC [IPCC, 2007].

La réponse à l'équilibre du climat à l'augmentation des gaz à effet de serre

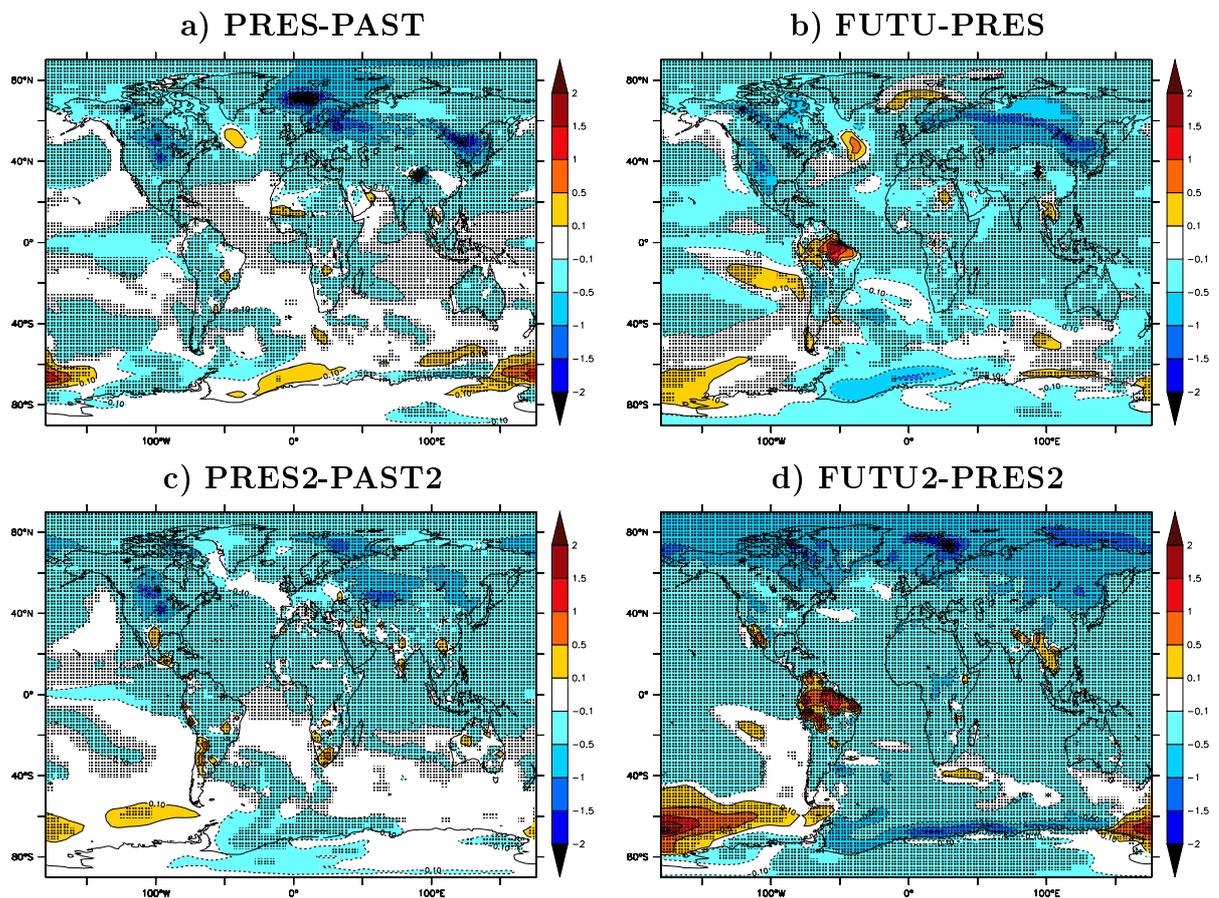


FIG. 4.6 Changement de température de surface ($^{\circ}\text{C}$) entre a) les simulations PRES et PAST, b) les simulations FUTU et PRES, c) les simulations PRES2 et PAST2 et d) les simulations FUTU2 et PRES2, en moyenne annuelle sur les 300 dernières années de simulation. Les zones grisées indiquent les anomalies statistiquement significatives au niveau de confiance 95 % déterminées par un test de Student.

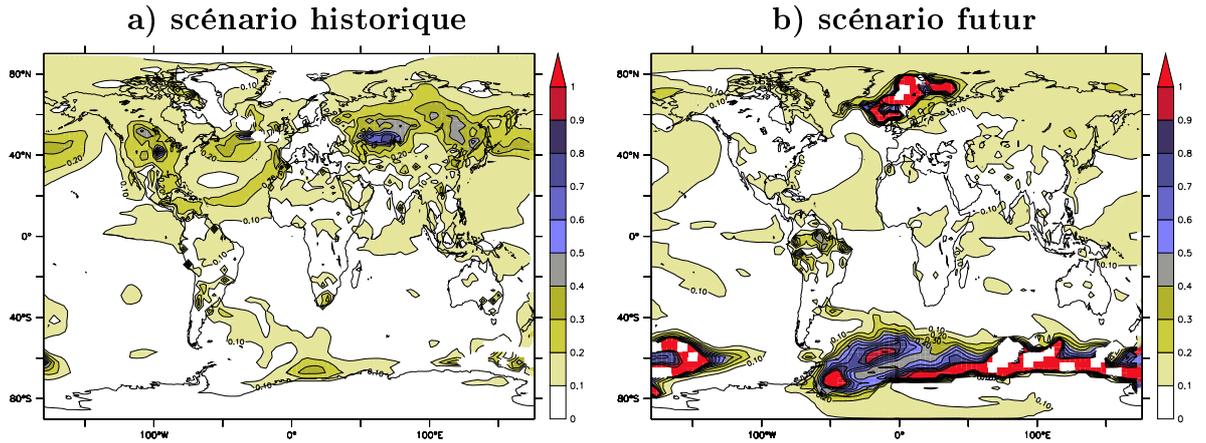


FIG. 4.7 Comparaison de l'effet du changement d'occupation des sols et de l'effet du changement des gaz à effet de serre/aérosols sur la température de surface en moyenne annuelle a) pour la période historique ($|PRES2 - PAST2|/|PDcntrl - PIcontrl|$) et b) pour la période future ($|FUTU2 - PRES2|/|SRESA1Bstab - PDcntrl|$). Les zones où l'anomalie de température de surface due aux gaz à effet de serre/aérosols est proche de zéro sont masquées.

et des aérosols entre l'époque pré-industrielle et aujourd'hui peut se déduire de la comparaison des simulations PIcontrl et PDcntrl. La simulation PIcontrl est une simulation avec des concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols fixées au niveau pré-industriel. La simulation PDcntrl considère au contraire les concentrations actuelles des gaz à effet de serre et d'aérosols. Il n'y a pas de changement de la distribution de la végétation entre ces deux simulations.

La figure 4.7 présente une comparaison entre l'effet du changement d'occupation des sols et celui des gaz à effet de serre/aérosols. La comparaison est exprimée sous la forme du rapport entre l'anomalie de température (en valeur absolue) due au changement d'occupation des sols et l'anomalie de température due aux gaz à effet de serre/aérosols :

$$\frac{|PRES2 - PAST2|}{|PDcntrl - PIcontrl|} \quad (4.3)$$

Sur la majeure partie de l'hémisphère nord, le rapport entre le changement de température dû au scénario d'occupation des sols et le changement de température dû aux gaz à effet de serre/aérosols est supérieur à 10% (figure 4.7a). Cela signifie que le refroidissement biophysique dû au changement d'occupation des sols a pu limiter le réchauffement climatique d'au moins 10% dans ces régions. En particulier dans la zone tempérée, l'amplitude du réchauffement a pu être limitée d'au moins 20%, et localement (Amérique du nord et Asie centrale) de plus de 50%.

La même analyse peut être faite pour le siècle prochain en utilisant la simulation SRESA1Bstab, réalisée avec le modèle de l'IPSL dans le cadre du dernier rapport IPCC. La simulation SRESA1Bstab correspond à la stabilisation de la simulation SRESA1B qui est une projection climatique à l'horizon d'un siècle considérant un scénario de type A1B pour l'évolution des concentrations en gaz à effet de serre et aérosols [Nakićenović and Swart, 2000]. En 2100, la simulation SRESA1B arrive à un taux de CO_2 de 720 ppm. A partir de cet état la concentration des gaz à effet de serre et aérosols est alors gardée constante pendant 200 ans (simulation SRESA1Bstab) pour permettre au climat de se stabiliser vers un nouvel équilibre. La comparaison des simulations SRESA1Bstab et PDcntrl permet donc de déduire la réponse à l'équilibre du climat à un scénario de type A1B. Idéalement il aurait été plus cohérent de considérer un scénario de type A2 par homogénéité avec le scénario d'occupation des sols, mais la stabilisation du scénario A2 n'a pas été réalisée avec le modèle de l'IPSL.

Le rapport entre l'amplitude du changement de température dû au changement d'occupation des sols et l'amplitude du changement de température dû à l'élévation des GHG à l'horizon 2100 est présenté sur la figure 4.7b. L'océan austral et l'océan arctique ressortent comme les zones où le signal dû au changement d'occupation des sols est le plus fort par rapport au signal dû à l'augmentation des gaz à effet de serre. Ceci est lié au fait que le changement de température entre les simulations SRESA2 et PDcntrl est faible dans ces régions alors des anomalies importantes apparaissent entre les simulation PRES2 et FUTU2 (figure 4.6d). Il est cependant nécessaire d'être prudent sur l'interprétation de ces anomalies. En comparant les résultats de deux versions du modèle (figure 4.6b et d) on constate que les anomalies de température dans l'océan austral et dans l'océan arctique ne sont pas de même amplitude ou de même signe selon la version du modèle. Ceci laisse suspecter que ces anomalies ne sont pas directement attribuables à l'effet des changements de végétation mais plutôt à la variabilité de l'extension de la glace de mer dans le modèle.

Mises à part ces régions, la région amazonienne est celle où l'importance relative de l'effet du changement de végétation par rapport à l'évolution des gaz à effet de serre est la plus importante. L'effet de la déforestation atteint entre 10 et 50% du signal de température dû à l'élévation des gaz à effet de serre. Ce résultat indique donc que la déforestation amazonienne pourrait avoir un impact climatique régional important même au vu de la forte augmentation des GHG dans l'atmosphère au cours du siècle prochain.

La principale limitation de cette comparaison réside dans le fait qu'elle ne tient pas compte de l'éventuelle synergie entre l'effet biophysique du changement d'occupation des sols et l'effet de l'augmentation des gaz à effet de serre/aérosols. La somme de ces deux effets individuels n'est pas nécessairement égale à l'effet

total à cause des non-linéarités dans la réponse climatique.

4.5 Conclusions

Dans ce chapitre nous avons étudié deux scénarios d'occupation des sols, l'un pour la période historique et l'autre pour le siècle prochain. Sur la période historique (pré-industriel à actuel) l'évolution de l'extension des surfaces agricoles est principalement marquée par une déforestation des moyennes latitudes. Le scénario futur considéré (scénario A2) est au contraire caractérisé par une déforestation importante des tropiques.

Nous avons calculé le forçage radiatif induit par la modification des caractéristiques biophysiques de la surface pour ces deux scénarios :

- En modifiant l'albédo de la surface et la quantité de vapeur d'eau émise vers l'atmosphère, l'extension des surfaces agricoles depuis l'époque pré-industrielle a produit un forçage radiatif de -0.29 W/m^2 . Cette estimation est en accord avec la fourchette donnée dans le dernier rapport IPCC [$-0.2 \pm 0.2 \text{ W/m}^2$, IPCC, 2007] qui ne considère cependant que le forçage lié au changement d'albédo.
- À la fin du siècle prochain l'action humaine sur la couverture végétale pourrait conduire à un forçage radiatif additionnel de -0.7 W/m^2 pour le scénario considéré.

Les simulations climatiques avec le modèle de climat de l'IPSL ont montré que pour le scénario historique comme pour le scénario futur, le changement d'occupation des sols conduit à un refroidissement global. Ce refroidissement est donc cohérent avec le signe du forçage radiatif indiquant une perte d'énergie pour le système climatique. Nous avons cependant montré que le refroidissement obtenu est plus faible que celui qui aurait été produit par une variation radiativement équivalente de la concentration de CO_2 . L'hétérogénéité spatiale du forçage et l'influence des processus non-radiatifs expliquent la plus faible sensibilité de la température globale au forçage lié au changement d'occupation des sols.

Cette étude met donc en évidence la limitation du concept de forçage radiatif dans le contexte du changement d'occupation des sols. Le forçage dû à la modification des propriétés biophysiques de la surface a un effet sur la température globale plus faible qu'un même forçage dû à un changement de la concentration en CO_2 . La comparaison directe entre le forçage radiatif exercé par le changement d'occupation des sols à d'autres forçages n'est donc pas possible.

Pour établir une comparaison on peut cependant utiliser le concept d'efficacité

climatique [Joshi et al., 2003; Hansen et al., 2005; Forster et al., 2007]. L'efficacité climatique d'un agent de forçage i est définie comme le rapport entre la sensibilité climatique relative à cet agent de forçage (λ_i) et la sensibilité climatique relative au CO_2 (λ_{CO_2}) :

$$E_i = \frac{\lambda_i}{\lambda_{CO_2}} \quad (4.4)$$

Connaissant E on peut calculer un forçage radiatif effectif ($= E_i \times \Delta F_i$). L'avantage d'utiliser le forçage radiatif effectif plutôt que ΔF est qu'il rend possible la comparaison entre différents forçages même si leur efficacité climatique diffère.

Dans le cas du modèle de l'IPSL, version IPSL-CM4_LCC_v1, on a $\lambda_{CO_2} = 1.3 K/(W.m^{-2})$ (section 4.1.3). Le paramètre de sensibilité climatique relatif au scénario historique d'occupation des sols est de $0.58 K/(W.m^{-2})$ ce qui conduit à une efficacité climatique de $0.45 (= 0.58/1.3)$. Le forçage radiatif effectif dû au changement d'occupation des sols depuis l'époque pré-industrielle jusqu'à aujourd'hui est donc de $-0.13 W/m^2 (= 0.45 \times -0.29)$. Le même raisonnement pour le scénario futur mène à une estimation de $-0.22 W/m^2 (= (0.41/1.3) \times -0.7)$ pour le forçage radiatif effectif dû au changement d'occupation des sols entre aujourd'hui et 2100.

Bien entendu, d'autres expériences avec d'autres modèles de climat seront nécessaires pour confirmer la plus faible efficacité climatique du forçage biophysique lié à l'occupation des sols par rapport à d'autres forçages. On peut toutefois mentionner qu'une étude préliminaire, basées sur un nombre limité de forçage (CO_2 , flux solaire et ozone), a montré que l'efficacité climatique d'un forçage donné semble être une propriété invariante des modèles de climat [Joshi et al., 2003].

Finalement, ces résultats indiquent que les modifications anthropiques récentes de la végétation ont une influence relativement faible sur la température globale, en regard notamment de l'augmentation des gaz à effet de serre. Le changement de température globale est cependant un diagnostique limité qui ne prend pas en compte la variabilité régionale des changements. Dans le cas de forçages comme les gaz à effet de serre qui induisent une réponse climatique relativement homogène la température globale reste un bon indicateur [Hansen et al., 2006; IPCC, 2007]. En revanche, la réponse climatique à une modification de la couverture végétale varie fortement d'une région à l'autre et dans ce cas un diagnostique global n'est que faiblement représentatif.

Les expériences réalisées avec le modèle de l'IPSL indiquent qu'au cours du 20^{ème} siècle la modification des propriétés biophysiques de la surface a pu contre-carrer d'au moins 20% (plus de 50% localement) le réchauffement dû à l'élévation des GHG dans les moyennes latitudes de l'hémisphère nord. Au cours du 21^{ème}, le réchauffement climatique engendré par l'élévation des GHG pourrait être renforcé

par l'effet biophysique local de la déforestation dans certaines régions tropicales. En Amazonie par exemple, le réchauffement dû au GHG pourrait être amplifié de 10 à 50% dans le cas d'une déforestation importante.

Ces résultats soulignent l'importance de la prise en compte du forçage biophysique lié au changement d'occupation des sols dans les simulations du changement climatique. L'inclusion de ce forçage dans les simulations climatiques réalisées notamment dans le cadre des rapports de l'IPCC [IPCC, 2001, 2007] pourrait permettre d'améliorer la qualité des simulations de l'évolution historique du climat et également la qualité des projections climatiques futures.

Chapitre 5

Impact de la déforestation amazonienne sur le climat tropical

Le chapitre précédent avait pour but d'étudier la sensibilité climatique globale associée au forçage biophysique exercé par le changement d'occupation des sols. Nous avons vu que comparativement à l'augmentation récente des GHG, le changement d'occupation des sols avait une influence relativement modérée sur la température globale. En revanche régionalement, les modifications de la couverture végétale peuvent potentiellement jouer un rôle de premier plan, notamment dans les zones les plus affectées par les changements de végétation. Un des exemples les plus caractéristiques concerne la région amazonienne qui concentre en superficie à peu près la moitié des forêts tropicales mondiales et qui est menacée d'une déforestation presque totale à l'horizon de quelques décennies. Le but de ce chapitre est d'étudier les effets climatiques de cette déforestation.

La première partie du chapitre (partie 5.1) présente une synthèse bibliographique des études précédentes. La partie 5.2 confronte des simulations d'ORCHIDEE à des observations à l'échelle locale de l'effet de la déforestation. L'effet de la déforestation amazonienne sur le climat régional est analysé dans la partie 5.3, à l'aide de simulations climatiques réalisées avec le modèle de l'IPSL. L'effet potentiel de la déforestation sur la circulation atmosphérique de grande échelle est discuté dans la partie 5.4. La dernière partie du chapitre (partie 5.5) est consacrée à l'analyse de la variabilité interannuelle tropicale, en particulier du phénomène El Niño.

5.1 Synthèse des précédentes études

A partir des années 80, des paramétrisations de surface capables de rendre compte du rôle de la végétation dans les échanges d'énergie et d'eau entre la surface et l'atmosphère ont progressivement été intégrées dans les GCM atmosphériques. L'émergence de ces paramétrisations a permis de tester la sensibilité du climat à la présence, l'absence ou le remplacement de la végétation. En particulier, le bassin amazonien a fait l'objet de nombreuses études en raison de la dégradation importante de la forêt amazonienne au cours des quarante dernières années qui a rendu nécessaire la compréhension de l'impact potentiel de cette modification de la végétation sur le climat. Cet effort de modélisation a en outre bénéficié de l'apport de plusieurs campagnes de mesures *in situ* (ARME¹ [Shuttleworth *et al.*, 1984b,a], ABRACOS² [Gash and Nobre, 1997] et LBA³ [von Randow *et al.*, 2004]) qui ont fourni des critères de calibration et d'évaluation pour les paramétrisations de surface utilisées dans ces modèles.

Le tableau 5.1 présente une synthèse des expériences de déforestation amazonienne réalisées au cours des 25 dernières années avec des modèles atmosphériques globaux. Toutes ces expériences consistent à analyser l'effet biophysique du remplacement de la forêt tropicale amazonienne par une végétation herbacée.

Avant de commenter les résultats de ces expériences, il est nécessaire d'avoir à l'esprit les raisons qui peuvent expliquer les différences dans les résultats obtenus :

- Tout d'abord, le protocole expérimental n'est pas défini de la même façon dans toutes les expériences. Les limites du domaine déforesté sont variables ainsi que la longueur des simulations effectuées. De plus certains auteurs ont utilisé un modèle de couche de mélange océanique alors que la plupart des autres ont utilisé des SST prescrites ;
- Ensuite, la traduction du phénomène de déforestation en termes de changement des paramètres de surface (albédo, rugosité, conductance stomatique) peut varier selon les études. Par exemple, dans les expériences de *Nobre et al.* [1991] la déforestation se traduit par une augmentation d'albédo de 10%, alors que dans les expériences de *Lean and Rowntree* [1993] l'albédo est augmenté de 5% seulement ;
- Enfin, la dernière source possible de différences entre ces expériences provient de la sensibilité du modèle atmosphérique au changement des paramètres de surface.

Les changements de température de surface, d'évapotranspiration, de précipitations et de convergence d'humidité, en moyenne annuelle sur l'ensemble du

¹Amazon Region Micrometeorological Experiment

²Anglo-BRazilian Amazonian Climate Observation Study

³Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment

TAB. 5.1 Synthèse bibliographique des précédentes expériences de déforestation amazonienne. Les résultats sont donnés en moyenne annuelle sur l'Amazonie (la définition exacte du domaine géographique considéré varie en fonction des auteurs), en anomalie entre l'expérience de déforestation et la simulation de contrôle. T_s : température de surface ; E : évapotranspiration ; P : précipitations et P-E : convergence d'humidité.

Études	GCM/LSP	ΔT_s °C	ΔE mm/j	ΔP mm/j	$\Delta(P-E)$ mm/j
<i>Henderson-Sellers and Gornitz</i> [1984]	GISS*	0	-0.4	-0.6	-0.2
<i>Dickinson and Henderson-Sellers</i> [1988]	CCM0B/BATS	+1.5	-0.7	0	+0.7
<i>Lean and Warrilow</i> [1989]	UKMO	+2.4	-0.8	-1.3	-0.5
<i>Nobre et al.</i> [1991]	NMC/SiB	+2.5	-1.4	-1.8	-0.4
<i>Dickinson and Kennedy</i> [1992]	CCM1/BATS*	+0.6	-0.7	-1.4	-0.7
<i>Henderson-Sellers et al.</i> [1993]	CCM1/BATS*	+0.6	-0.6	-1.6	-1.0
<i>Lean and Rowntree</i> [1993]	UKMO	+2.1	-0.6	-0.8	-0.4
<i>Dirmeyer and Shukla</i> [1994]	NMC/SSiB	+2.0	-0.3	-0.3	0
<i>Polcher and Laval</i> [1994a]	LMD3/SECHIBA	+3.8	-2.7	+1.1	+3.8
<i>Polcher and Laval</i> [1994b]	LMD5/SECHIBA	-0.1	-0.3	-0.5	-0.2
<i>McGuffie et al.</i> [1995]	CCM1/BATS1e*	+0.3	-0.6	-1.2	-0.6
<i>Sud et al.</i> [1996]	GLA/SSiB	+2.0	-1.2	-1.5	-0.3
<i>Manzi and Planton</i> [1996]	EMERAUDE/ISBA	+1.3	-0.3	-0.4	-0.1
<i>Zhang et al.</i> [1996]	CCM1/BATS1e*	+0.3	-0.6	-1.1	-0.5
<i>Lean and Rowntree</i> [1997]	UKMO	+2.3	-0.8	-0.4	+0.4
<i>Hahmann and Dickinson</i> [1997]	RCCM2/BATS1e*	+1.0	-0.4	-1.0	-0.6
<i>Costa and Foley</i> [2000]	GENESIS/IBIS*	+1.4	-0.6	-0.7	-0.1
<i>Gedney and Valdes</i> [2000]	ECMWF	+1.3	-0.6	-0.8	-0.4
<i>Zhang et al.</i> [2001]	CCM1/BATS1e*	+0.3	-0.6	-1.1	-0.5
<i>Voldoire and Royer</i> [2004]	ARPEGE/ISBA	-0.1	-0.4	-0.4	0
<i>Voldoire and Royer</i> [2005]	ARPEGE/ISBA	+0.6	-0.6	-0.7	-0.1
Cette étude	IPSL	+0.7	-0.3	-0.6	-0.3

*Expériences incluant un modèle de couche de mélange océanique. Toutes les autres expériences utilisent des SST prescrites, sauf les expériences de *Voldoire and Royer* [2005] qui incluent un GCM océanique.

bassin amazonien, sont indiqués dans le tableau 5.1 pour les différentes études. Malgré toutes les raisons susceptibles d'entraîner une grande diversité dans les résultats obtenus, on peut cependant constater un accord assez remarquable entre les différentes études. En effet, toutes ces études indiquent que le remplacement de la forêt tropicale amazonienne conduit à une diminution de l'évapotranspiration et, dans la majorité des cas, à une augmentation de la température de surface. Seules les expériences de *Polcher and Laval* [1994b] et *Voldoire and Royer* [2004] montrent au contraire une très légère diminution de la température de surface. Dans les expériences de *Polcher and Laval* [1994b] la baisse de température est due au fait que le changement d'évapotranspiration est relativement faible comparée à la diminution du flux solaire net (lié à l'augmentation de l'albédo). Les expériences de *Voldoire and Royer* [2004] montrent une réduction du minimum journalier de la température et une augmentation du maximum journalier de la température qui ont tendance à s'annuler en moyenne. La réduction du minimum journalier de la température est attribuée dans leurs expériences à la plus faible capacité calorifique de la prairie comparée à la forêt. Autrement dit, la chaleur accumulée pendant la journée dans la canopée est plus importante pour une forêt, ce qui permet d'atténuer le refroidissement nocturne par rapport à une prairie. Il faut préciser que peu d'expériences de déforestation ont pris en compte cette caractéristique dont l'effet reste donc à confirmer. On peut noter que dans une autre expérience de déforestation amazonienne, *Voldoire and Royer* [2005] obtiennent un réchauffement de surface. Dans cette expérience le changement de rugosité prescrit est plus important et conduit à un réchauffement diurne plus fort qui contrecarre le refroidissement nocturne. Ces résultats soulignent le fait que l'effet net de la déforestation est un équilibre subtil entre différents processus. La paramétrisation de ces processus et la spécification des paramètres qui leur sont associés peut donc avoir un impact crucial sur les conclusions obtenues.

On remarque également une diminution des précipitations dans la quasi-totalité des expériences effectuées. Cette diminution s'explique en premier lieu par la diminution de l'évapotranspiration locale bien que ce ne soit pas la seule raison. En effet, dans une large majorité des expériences une diminution de la convergence d'humidité (P-E) contribue également au signal de diminution des précipitations. Seules les expériences de *Polcher and Laval* [1994a] montrent une augmentation des précipitations après déforestation. Ce comportement est surtout lié à une erreur dans le calcul de l'évapotranspiration et au fait que la rugosité reste inchangée dans ces expériences. L'erreur dans le calcul de l'évapotranspiration conduit à une forte surestimation de la réduction d'évapotranspiration. L'augmentation de température de surface est donc très forte par rapport aux autres expériences et comme le flux sensible n'est pas limité par une diminution de la rugosité il augmente très fortement. Cette forte augmentation du flux sensible induit un renforcement de l'ITCZ et donc une augmentation de la convergence

d'humidité qui compense largement la réduction d'évapotranspiration.

La diminution de la convergence d'humidité est certainement le résultat le plus surprenant qui se dégage de l'ensemble de ces études. L'augmentation de la température de surface en Amazonie renforce le contraste terre/océan, notamment entre l'Atlantique et l'Amérique du Sud. Ce plus fort gradient continent-océan pourrait logiquement conduire à une intensification de la circulation de Walker et à une advection plus importante d'humidité vers l'Amazonie compensant ainsi la diminution des précipitations due à la déforestation. Or c'est justement l'inverse qui se produit dans la plupart des modèles qui ont été analysés puisque la réponse de l'atmosphère contribue à une aggravation de l'aridification initiée par la déforestation. Le mécanisme à l'origine de cette réponse a été cependant assez peu étudié jusqu'à présent et sera discuté dans la section 5.3.3.

5.2 Étude sur site de l'effet de la déforestation

L'influence d'un changement de couverture végétale sur l'état du système climatique passe en premier lieu par la modification des flux d'énergie et d'eau échangés avec l'atmosphère. Dans le cadre de ce chapitre qui traite de l'effet climatique de la déforestation amazonienne, il est donc primordial d'évaluer préalablement la capacité du modèle de surface ORCHIDEE à représenter la modification de ces flux de surface en réponse à une conversion de forêt à prairie. Cette partie confronte donc des résultats de simulations d'ORCHIDEE à des observations *in situ* du bilan d'énergie en Amazonie.

Des mesures effectuées dans la région de Ji-Paraná (Brésil) sur deux sites distincts ont été utilisées. Le premier site, celui de Rebio Jaru ($10^{\circ}05'S$, $61^{\circ}55'W$), est une forêt tropicale primaire s'étendant sur plusieurs dizaines de kilomètres autour de la tour de mesure. Le deuxième site, celui de Fazenda Nossa Senhora ($10^{\circ}45'S$, $62^{\circ}22'W$), est une ancienne forêt déboisée dans les années 70 sur environ 1-2 kilomètres de large. Ce site est une prairie d'herbacées pérennes faisant partie d'un large système de déboisement en "arêtes de poisson". Ces sites sont localisés dans l'hémisphère sud et les variations climatiques saisonnières sont donc caractérisées par une saison sèche pendant l'hiver austral (JJA) et une saison humide pendant l'été austral (DJF). Les mesures sur ces deux sites ont été collectées sur la période de février 1999 à septembre 2002 dans le cadre du projet LBA. Une description détaillée des mesures est donnée par *von Randow et al.* [2004].

La proximité géographique des deux sites est un atout majeur car elle permet de comparer le bilan d'énergie d'une forêt et d'une zone déforestée dans un contexte climatique similaire. Ceci permet donc d'analyser l'effet d'une défores-

tation sur les flux d'énergie et d'eau en s'affranchissant des différences pouvant être dues au forçage climatique.

Les mesures effectuées sur ces sites ont été comparées avec des résultats du modèle ORCHIDEE. Deux simulations ont été réalisées, l'une considérant une forêt tropicale, l'autre une prairie. La climatologie mensuelle du CRU⁴, basée sur des observations sur la période 1961-1990 [New et al., 1999], a été utilisée pour forcer ORCHIDEE au point de grille correspondant au site de Ji-Paraná. Pour générer un forçage au pas de temps du modèle (1/2 heure) ORCHIDEE utilise un "générateur de temps" [Richardson and Wright, 1984; Friend, 1998]. Cette approche permet de recréer une variabilité diurne et synoptique à partir de la climatologie mensuelle. En toute rigueur il aurait été préférable de forcer le modèle avec le forçage directement observé à Ji-Paraná mais les données nécessaires n'étaient pas disponibles. Bien que les comparaisons présentées dans la suite de cette partie ne concernent que des valeurs mensuelles climatologiques et ne tiennent pas compte de la variabilité interannuelle, il est clair que des différences peuvent néanmoins exister entre la climatologie utilisée et le climat réel du site. Il faut donc garder à l'esprit cette limitation dans l'analyse des résultats et considérer la comparaison du modèle avec les observations comme un moyen essentiellement qualitatif d'évaluer la capacité du modèle à simuler l'effet de la déforestation sur le bilan d'énergie.

5.2.1 Albédo

La figure 5.1 montre le cycle saisonnier moyen de l'albédo pour la forêt et pour la prairie, mesuré à Ji-Paraná (à gauche) et simulé par ORCHIDEE (à droite).

L'albédo mesuré sur la forêt présente une saisonnalité peu marquée, passant par un minimum après la saison humide (DJF) et un maximum après la saison sèche (JJA). La cause de ce cycle n'est pas clairement identifiée, bien qu'il soit indubitablement corrélé avec l'humidité du sol [von Randow et al., 2004]. Cette corrélation ne signifie pas que la variation d'albédo observée résulte directement d'un changement de réflectivité du sol en fonction de son humidité, car les feuilles de la forêt tropicale couvrent totalement le sol. Le changement d'albédo passe donc plutôt par un changement des propriétés de la canopée répondant aux variations d'eau du sol. Ces changements peuvent être soit une modification de la réflectivité des feuilles en réponse à la déshydratation, soit une modification de la structure de la canopée [Culf et al., 1995]. Ces processus n'étant pas pris en compte dans le calcul de l'albédo d'ORCHIDEE il est donc normal que ce cycle ne soit pas reproduit par le modèle qui montre en effet une variation saisonnière

⁴Climate Research Unit

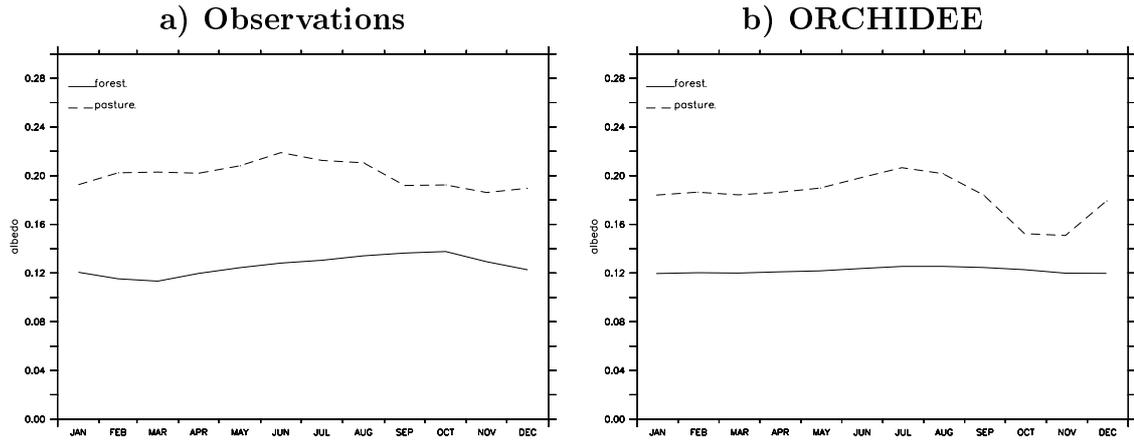


FIG. 5.1 Cycle saisonnier moyen de l'albédo de surface (fraction) à Ji-Paraná a) pour les observations et b) pour ORCHIDEE. Les valeurs sont indiquées en trait plein pour la forêt et en trait ponctillé pour la prairie.

quasi-nulle de l'albédo sur la forêt (figure 5.1b).

La prairie a un albédo plus fort que la forêt tout au long de l'année. L'albédo global de la prairie résulte de la combinaison entre la réflectance des feuilles et celle du sol nu [Culf *et al.*, 1995]. Pendant la saison sèche (JJA), une fraction plus importante de sol nu est découverte contribuant ainsi à une augmentation de l'albédo. Ensuite, dès l'apparition des premières pluies, de nouvelles feuilles se développent et recouvrent le sol nu diminuant ainsi l'albédo. Ce cycle est reproduit par ORCHIDEE, mais la diminution de l'albédo après la saison sèche est surestimée.

Malgré ces imperfections dans la représentation du cycle saisonnier, ORCHIDEE simule correctement la valeur moyenne annuelle de la différence d'albédo entre une forêt et une prairie (tableau 5.2). Cette différence est de 0.06 dans ORCHIDEE, c'est-à-dire un peu plus faible que celle mesurée (0.07) principalement à cause de la sous-estimation de l'albédo de la prairie après la saison sèche.

5.2.2 Bilan radiatif

Les valeurs en moyennes annuelles des diverses composantes du bilan radiatif sont listées dans le tableau 5.2, pour les observations *in situ* et pour le modèle ORCHIDEE. Les valeurs sont données pour la forêt (F), la prairie (P) et en différence entre les deux (P-F).

Le flux solaire incident et le flux infrarouge incident ont été mesurés sur les deux sites de Ji-Paraná, permettant de vérifier si la proximité des sites permet de supposer qu'il n'y a pas de différences d'ordre climatique majeures entre les deux

TAB. 5.2 Comparaison du bilan radiatif observé et simulé en moyenne annuelle à Ji-Paraná. Les valeurs sont données pour la forêt (F), pour la prairie (P) et en différence entre les deux (P-F). α : albédo ; Sdn : flux solaire incident ; Sup : flux solaire réfléchi ; Sn : flux solaire net ; Ldn : flux infrarouge incident ; Lup : flux infrarouge terrestre ; Ln : flux infrarouge net ; Rn : rayonnement net.

	α	Sdn	Sup	Sn	Ldn	Lup	Ln	Rn
Observations								
F	0.13	206.0	26.1	179.9	411.6	448.0	-36.4	143.2
P	0.20	202.8	40.6	162.2	413.6	451.6	-38.0	124.2
P-F	+0.07	-3.2	+14.5	-17.7	+2.0	+3.6	-1.6	-19.0
ORCHIDEE								
F	0.12	163.4	20.0	143.5	427.4	453.1	-25.7	117.7
P	0.18	163.4	30.0	133.5	427.4	461.4	-34.0	99.5
P-F	+0.06	0.0	+10.0	-10.0	0.0	+8.3	-8.2	-18.2

sites. On constate effectivement qu'en moyenne annuelle les différences sont faibles pour ces composantes relativement aux différences pour les autres composantes. Les mesures indiquent toutefois un rayonnement solaire incident plus faible et un rayonnement infrarouge incident plus fort pour la prairie que pour la forêt. *von Randow et al.* [2004] ne donnent pas d'explications à ces différences.

Il faut noter également que le rayonnement incident utilisé pour forcer ORCHIDEE n'est pas en accord avec les valeurs observées. Le rayonnement solaire incident est environ 20 % plus faible que celui observé à Ji-Paraná et le rayonnement infrarouge incident est plus fort d'environ 4 %. Ce problème vient du fait que la climatologie utilisée pour forcer ORCHIDEE [*New et al.*, 1999] ne donne pas directement le rayonnement incident solaire et infrarouge. Ceux-ci sont calculés d'après la durée d'insolation en ciel clair. Or la relation utilisée pour lier la durée d'insolation à l'irradiance a été pauvrement calibrée sur l'Amérique du Sud (et sur plusieurs autres régions) en raison du manque de données dans cette région [*Friend*, 1998]. La sous-estimation du rayonnement net dans les simulations ne met donc pas en cause le modèle mais est directement lié au forçage climatique utilisé.

ORCHIDEE reproduit cependant bien la diminution du rayonnement solaire net en lien avec l'albédo plus fort de la prairie. Les observations indiquent une émission infrarouge par la surface plus forte sur le site déforesté. Cette caractéristique, due à une température de surface plus importante pour la prairie que pour la forêt, est également capturée par le modèle qui surestime cependant cet effet. Finalement, le rayonnement net est plus faible sur le site déforesté, à la fois

car l'absorption d'énergie solaire est moindre et car la perte par rayonnement infrarouge est plus importante. Cette caractéristique est également bien reproduite par le modèle.

5.2.3 Flux turbulents

La valeur des flux turbulents simulés et observés est donnée pour la saison humide (DJF) et la saison sèche (JJA) dans le tableau 5.3. La fraction évaporative (ϕ_L/R_n), autrement dit la part de l'énergie disponible à la surface utilisée pour l'évapotranspiration, permet d'exprimer le flux latent en s'affranchissant des différences de rayonnement net entre les simulations et les observations et entre les deux types de végétation.

Pendant la saison humide comparée à la saison sèche, du fait de la plus grande disponibilité en eau, une plus grande part du rayonnement net est utilisée sous forme d'évapotranspiration. Ceci est vrai pour les observations comme pour les simulations et pour la forêt comme pour la prairie. On peut cependant constater que le contraste saisonnier est trop exacerbé dans le modèle pour les deux types de végétation. Par exemple dans le cas de la forêt, toute l'énergie radiative est utilisée pour l'évaporation (fraction évaporative de plus de 100%) pendant la saison humide alors que pendant la saison sèche seulement 57% de l'énergie est utilisée pour l'évaporation. Les observations suggèrent une transition beaucoup plus douce entre les deux saisons avec une fraction évaporative restant comprise entre 70% et 80%.

La valeur négative du flux sensible pendant la saison humide est très surprenante. Lors de l'évaluation d'ORCHIDEE sur les sites du réseau FluxNet [Baldocchi et al., 2001], notamment sur le site amazonien de Manaus, ce problème n'a pas été rencontré. Au contraire la tendance générale d'ORCHIDEE est plutôt de surestimer fortement le flux sensible. Pour expliquer la valeur négative du flux sensible, qui n'est possible que si la température de surface devient inférieure à la température de l'air, il faut encore une fois mettre en cause le forçage climatique utilisé pour forcer ORCHIDEE. Il a été signalé précédemment que le rayonnement solaire incident était fortement sous-estimé. La température résultant du bilan d'énergie calculée par ORCHIDEE doit donc être plus faible que celle qui aurait été calculée pour un rayonnement solaire non sous-estimé. D'un autre côté, la température de l'air imposée par le forçage climatique (25.6 °C en moyenne annuelle) est conforme aux observations à Ji-Paraná [von Randow et al., 2004]. Il existe donc un niveau de sous-estimation du rayonnement solaire incident au-delà duquel la température de surface peut devenir plus faible que la température de l'air, générant ainsi un flux sensible négatif. C'est ce qui se produit pendant

TAB. 5.3 Comparaison des flux turbulents observés et simulés à Ji-Paraná, pour la saison humide (DJF) et la saison sèche (JJA). Les valeurs sont données pour la forêt (F), pour la prairie (P) et en différence entre les deux. ϕ_S : flux sensible ; ϕ_L : flux latent ; Rn : rayonnement net ; ϕ_L/Rn : fraction évaporative.

	Saison humide				Saison sèche			
	ϕ_S	ϕ_L	Rn	ϕ_L/Rn	ϕ_S	ϕ_L	Rn	ϕ_L/Rn
Observations								
F	31.6	104.5	136.1	0.77	38.3	108.6	146.9	0.74
P	45.5	83.0	128.6	0.64	49.1	63.9	113.0	0.56
P-F	13.9	-21.5	-7.5	-0.13	10.8	-44.7	-33.9	-0.18
ORCHIDEE								
F	-1.3	113.9	112.4	1.01	51.6	70.8	123.2	0.57
P	11.1	90.1	100.3	0.90	63.1	28.6	94.2	0.30
P-F	12.4	-23.8	-12.1	-0.11	11.5	-42.2	-29.0	-0.27

la saison humide qui correspond justement à la période où la sous-estimation du rayonnement solaire incident est la plus forte. Ce genre d'artefact ne peut donc se produire que parce que le forçage en température de l'air et le forçage en radiation ne sont pas cohérents entre eux, ce qui n'est pas le cas quand ORCHIDEE est forcé directement avec des observations sur sites [Krinner *et al.*, 2005] ou couplé avec un GCM.

Malgré ces défauts dans la simulation de l'état moyen des flux turbulents, ORCHIDEE reproduit très bien la sensibilité de ces flux au type de végétation présent. Le fait que le flux sensible soit plus fort et l'évapotranspiration plus faible sur la prairie par rapport à la forêt, pendant la saison humide comme pendant la saison sèche, est bien capturé par le modèle. La différence d'évapotranspiration est plus importante pendant la saison sèche dans les observations. Ceci est dû au fait que les herbacées sont beaucoup plus pénalisées que la forêt par la diminution du contenu en eau du sol. En effet, même pendant des conditions sèches la forêt peut continuer à maintenir un taux d'évaporation important en puisant l'eau plus profondément dans le sol, ce qui n'est pas le cas pour les herbacées qui disposent de racines plus courtes [von Randow *et al.*, 2004]. ORCHIDEE reproduit la différence plus marquée de l'évapotranspiration pendant la saison sèche en simulant une augmentation du stress hydrique (le paramètre U_s de l'équation 2.7) plus importante pour la prairie que pour la forêt pendant cette saison, ce qui est cohérent avec les processus observés.

Finalement, la comparaison entre ORCHIDEE et les observations à Ji-Paraná

montre qu'ORCHIDEE est capable de simuler les principales caractéristiques de l'effet d'une déforestation sur les flux d'énergie et d'eau. Ces caractéristiques correspondent à :

- une diminution du rayonnement net provenant à la fois d'une diminution du flux solaire absorbé et d'une augmentation de la perte infrarouge terrestre,
- une diminution de l'évapotranspiration plus marquée pendant la saison sèche que pendant la saison humide,
- et une augmentation du flux de chaleur sensible.

5.3 Sensibilité du climat régional amazonien

Dans cette partie et dans la suite du chapitre, l'influence de la déforestation amazonienne est étudiée à l'aide des simulations climatiques PRES2 et FUTU2. Ces simulations, réalisées avec le modèle de l'IPSL, ont été introduites dans le chapitre 4. La seule différence entre ces deux expériences concerne la carte de végétation prescrite. La simulation PRES2 considère la distribution actuelle de la végétation, tandis que la simulation FUTU2 utilise une carte de végétation où l'extension des surfaces agricoles a été modifiée par rapport à la carte actuelle, selon une projection de l'évolution des surfaces agricoles pour l'année 2100. La distribution du changement des surfaces agricoles entre ces deux expériences est indiquée sur la figure 4.2b. Nous nous focaliserons sur l'analyse de l'effet de la déforestation de l'Amazonie qui est l'élément le plus marquant dans ce scénario. Les 300 dernières années de simulation sont utilisées dans les analyses suivantes.

Pour aider à isoler le rôle respectif des processus continentaux, atmosphériques et océaniques, des simulations complémentaires ont été effectuées. Les simulations PRES2sstfix et FUTU2sstfix sont identiques aux simulations PRES2 et FUTU2 si ce n'est que le modèle océanique est désactivé. Ces simulations utilisent donc une climatologie de SST et de la concentration en glace de mer basée sur des observations sur la période 1979-2002 [Taylor *et al.*, 2000]. Chacune de ces deux expériences dure 40 ans, sans variabilité interannuelle océanique. Les dix premières années de simulation ne sont pas utilisées dans les analyses afin de laisser le modèle se mettre à l'équilibre.

Un jeu de simulation identique a également été effectué avec ORCHIDEE forcé par la climatologie atmosphérique globale du CRU [New *et al.*, 1999]. Ces simulations ont une durée de 10 ans et les 5 dernières années sont utilisées pour les analyses.

Les résultats sont présentés dans la plupart des cas en moyenne sur le bassin amazonien, le domaine géographique considéré étant illustré sur la figure 5.2.

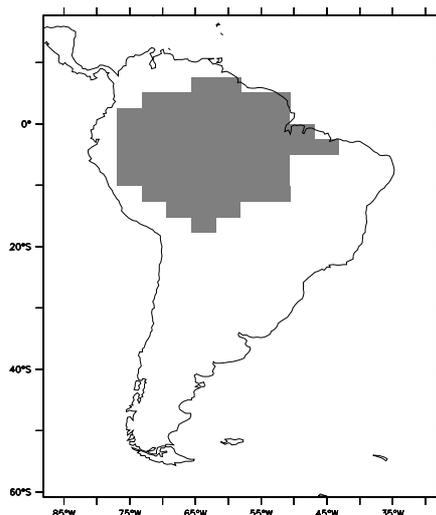


FIG. 5.2 Domaine géographique considéré pour effectuer les moyennes sur l'Amazonie. Dans le cas où les moyennes sont faites sur la partie sud ou la partie nord de l'Amazonie ce domaine est simplement scindé en deux au niveau de l'équateur.

5.3.1 Énergétique de la surface

5.3.1.1 Moyenne annuelle

Le tableau 5.4 présente les résultats en moyenne annuelle sur l'Amazonie pour les simulations en mode couplé océan/atmosphère, les simulations avec SST prescrites et les simulations avec ORCHIDEE seul. Les anomalies correspondent à la différence entre la simulation déforestée et la simulation de contrôle.

Dans les expériences avec le modèle couplé, la déforestation conduit à une diminution d'environ 10% du rayonnement net absorbé par la surface. Cette diminution est due à la fois à une diminution du rayonnement solaire net absorbé et à une augmentation des pertes de la surface par rayonnement infrarouge. Le flux de chaleur latente ainsi que le flux de chaleur sensible diminuent après déforestation d'environ 10%, avec une diminution plus importante du flux latent. Malgré la diminution de l'énergie solaire absorbée par la surface la température de surface augmente de 0.7 °C à cause de la diminution du flux latent.

Les expériences réalisées avec des SST prescrites donnent des résultats qualitativement similaires, mais on peut cependant déceler une influence du couplage avec l'océan. Notamment, l'augmentation de température due à la déforestation est atténuée lorsque ce couplage est pris en compte. L'analyse du changement de température dans la troposphère après déforestation permet de mieux comprendre le mécanisme à l'origine de cette réponse. Le changement du profil vertical de température dans l'atmosphère en moyenne sur toutes les tropiques (30°S-30°N)

TAB. 5.4 Résultats des expériences concernant le bilan d'énergie en surface, en moyenne annuelle sur le bassin amazonien. Les résultats sont donnés pour la simulation de contrôle et en anomalie entre l'expérience de déforestation et le contrôle et pour différentes configuration du modèle : couplé océan/atmosphère, avec SST prescrites ou seulement le modèle de surface seul. Sdn : flux solaire incident ; Sup : flux solaire réfléchi ; Sn : flux solaire net ; Ldn : flux infrarouge incident ; Lup : flux infrarouge terrestre ; Ln : flux infrarouge net ; Rn : rayonnement net ; ϕ_L : flux latent ; ϕ_S : flux sensible ; T_s : température de surface ; Nb : nébulosité.

	couplé		SST prescrites		ORCHIDEE seul	
	ctrl	anom	ctrl	anom	ctrl	anom
Sdn	268.2	+6.9 (+2.6%)	267.6	+7.4 (+2.7%)	164.8	0 (0%)
W/m^2						
Sup	37.5	+12.3 (+32.8%)	37.0	+11.6 (+31.4%)	21.0	+7.0 (+33.3%)
W/m^2						
Sn	230.7	-5.5 (-2.4%)	230.4	-4.3 (-1.9%)	143.8	-7.0 (-4.9%)
W/m^2						
Ldn	390.2	-4.7 (-1.2%)	385.2	-2.2 (-0.6%)	427.5	0 (0%)
W/m^2						
Lup	465.0	+4.6 (+1.0%)	459.5	+6.2 (+1.3%)	453.2	+0.9 (+0.2%)
W/m^2						
Ln	-74.8	-9.3 (-12.4%)	-74.3	-8.4 (-11.3%)	-25.7	-0.9 (-3.5%)
W/m^2						
Rn	155.9	-14.8 (-9.5%)	156.1	-12.7 (-8.1%)	118.1	-7.9 (-6.7%)
W/m^2						
ϕ_L	83.2	-8.7 (-10.5%)	86.7	-7.5 (-8.6%)	115.3	-10.1 (-8.8%)
W/m^2						
ϕ_S	72.8	-6.1 (-8.4%)	69.4	-5.2 (-7.5%)	2.9	+2.2 (+75.9%)
W/m^2						
T_s	27.7	+0.7 (+2.5%)	26.8	+0.9 (+3.4%)	25.8	+0.1 (+0.4%)
$^{\circ}C$						
Nb	60.5	-5.0 (-8.3%)	59.6	-5.4 (-9.1%)		
%						

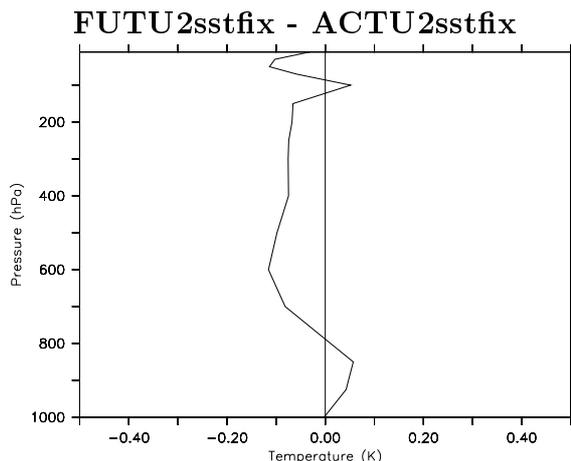


FIG. 5.3 Changement du profil vertical de température en moyenne entre 30°S et 30°N entre la simulation FUTU2sstfix et la simulation ACTU2sstfix.

est illustré sur la figure 5.3, pour les simulations avec SST prescrites. À cause de l'augmentation d'albédo après déforestation la troposphère se refroidit dans toute la bande tropicale, ce qui correspond à une réduction du rayonnement infrarouge atmosphérique. Lorsque le couplage avec l'océan est pris en compte, la température de l'océan de surface diminue (figure 4.6d) ainsi que l'évaporation océanique. Moins de vapeur d'eau est émise vers l'atmosphère ce qui contribue à diminuer l'effet de serre et ainsi à amplifier le refroidissement atmosphérique. On constate effectivement sur l'Amazonie une plus forte diminution du rayonnement infrarouge atmosphérique et donc du rayonnement net (tableau 5.4) qui explique la plus faible augmentation de température dans les simulations couplées. L'existence de ce mécanisme est confortée par l'analyse des précédentes expériences de déforestation (tableau 5.1). Il apparaît clairement que les expériences ayant été réalisées avec un modèle de couche de mélange océanique simulent généralement une augmentation de température plus faible sur l'Amazonie que les expériences considérant des SST fixes. On peut également noter que la plus forte diminution du rayonnement net dans les simulation couplées conduit à une plus forte diminution des flux latent et sensible.

On peut constater également des différences notables entre les expériences réalisées avec le GCM atmosphérique et celles réalisées avec ORCHIDEE seul. L'analyse de ces différences permet de mettre en évidence certaines rétroactions atmosphériques et la manière dont elles atténuent ou au contraire amplifient la perturbation initiale des flux de surface.

Par exemple, le rôle des rétroactions nuageuses est visible dans ces expériences. La nébulosité diminue de presque 10% dans le modèle atmosphérique après déforestation. La réduction de la nébulosité tend à augmenter le rayonnement solaire incident en surface d'environ 3%. Le changement des nuages atténue donc l'effet

de l'augmentation d'albédo en surface. Ceci explique la diminution moins marquée du rayonnement solaire net dans les simulations avec le GCM que dans les simulations avec ORCHIDEE seul. D'un autre côté, la réduction de la nébulosité provoque une diminution du rayonnement infrarouge atmosphérique. Cette réduction étant plus faible que l'augmentation du rayonnement solaire incident, le changement des nuages dans le modèle a pour conséquence d'atténuer le changement initial de l'albédo. *Bala et al.* [2007] ont également mis en évidence une rétroaction négative due au changement des nuages en réponse à la déforestation tropicale. Dans une expérience de déforestation complète des tropiques avec un modèle couplé ils ont trouvé que la diminution des nuages annulait en totalité l'effet de l'augmentation d'albédo en surface. Cependant dans nos expériences, malgré la rétroaction négative liée aux nuages, le rayonnement net total est plus fortement diminué après déforestation dans le cas où les rétroactions atmosphériques sont prises en compte. Ce résultat est lié à la plus forte augmentation de la température de surface dans les expériences avec le GCM que dans les expériences avec ORCHIDEE seul.

Une autre différence entre les simulations avec le GCM et avec ORCHIDEE seul concerne le flux de chaleur sensible. Dans les simulations avec ORCHIDEE seul le flux sensible augmente après déforestation alors qu'il diminue dans les simulations couplées avec le GCM. Il faut d'abord noter que la simulation de contrôle d'ORCHIDEE seul présente une valeur du flux sensible extrêmement faible alors qu'une valeur très forte est simulée quand le modèle est couplé avec le GCM. Il est probable que cette différence dans l'état de base des flux simulés ait une influence sur la sensibilité obtenue. Pour explorer cette hypothèse il serait nécessaire de forcer ORCHIDEE en utilisant la climatologie des simulations avec le GCM. Faute de temps ces simulations n'ont pas pu être réalisées. On peut toutefois noter qu'une des raisons pouvant expliquer cette diminution du flux sensible dans les expériences avec le GCM est que la diminution du rayonnement net est plus importante que par rapport aux expériences avec ORCHIDEE seul.

5.3.1.2 Cycle saisonnier

Les caractéristiques saisonnières des flux de surface, pour les simulations PRES2 et FUTU2, sont illustrées sur les figures 5.4 et 5.5. Les résultats sont présentés séparément pour la partie nord et la partie sud de l'Amazonie car le phasage du cycle saisonnier entre ces deux régions est en opposition.

À cause de l'alternance entre une saison humide et une saison sèche, l'évolution du flux solaire net au cours de l'année est anticorrélée à celle du flux infrarouge net en surface (figure 5.4). Pendant la saison humide (JJA pour le nord de l'Amazonie, DJF pour le sud de l'Amazonie), la présence de nuages fait baisser la quantité

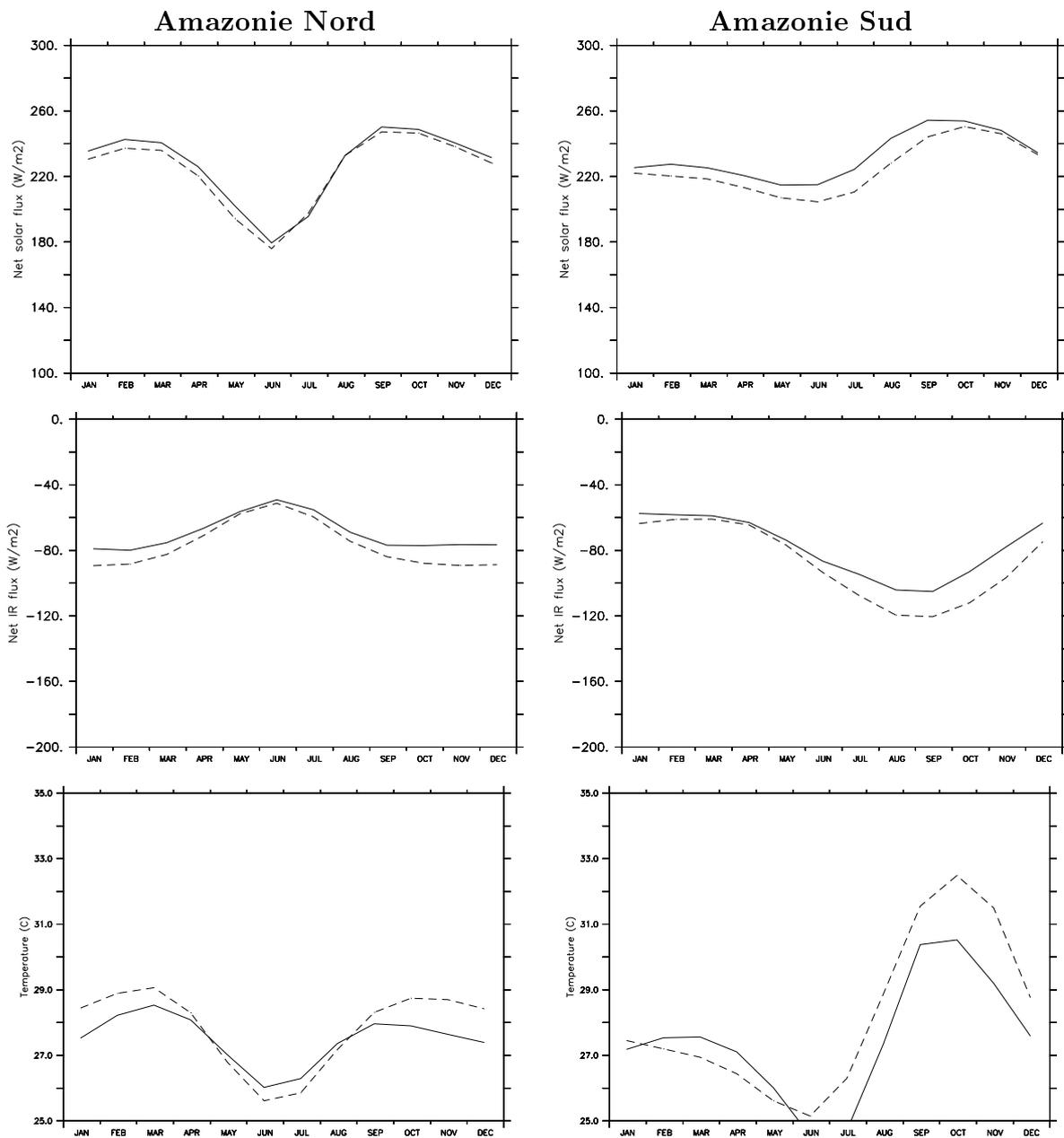


FIG. 5.4 Cycle saisonnier moyen des flux de surface (flux solaire net et flux infra-rouge net) et de la température de surface pour la simulation PRES2 (trait plein) et pour la simulation FUTU2 (trait pointillé). Les résultats sont donnés séparément pour la partie nord de l'Amazonie (à gauche) et la partie sud de l'Amazonie (à droite).

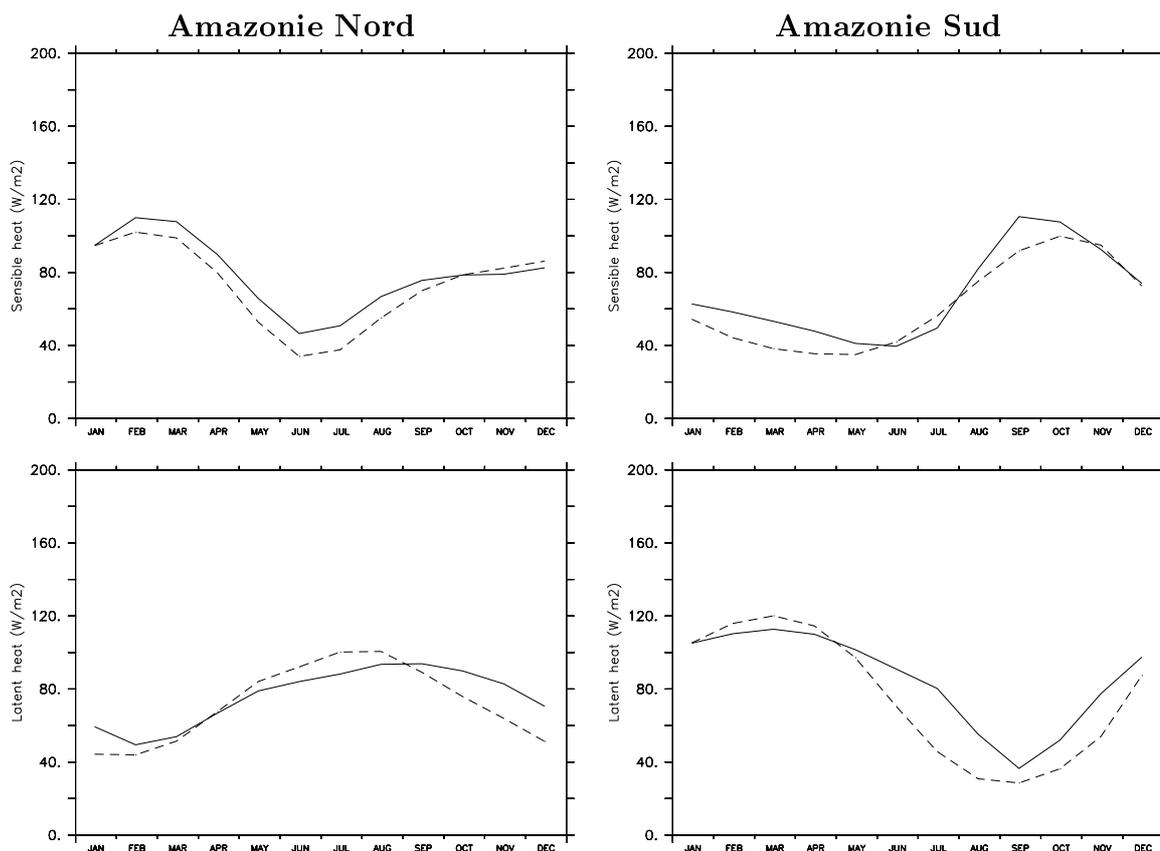


FIG. 5.5 Cycle saisonnier moyen des flux sensible et latent pour la simulation PRES2 (trait plein) et pour la simulation FUTU2 (trait pointillé). Les résultats sont donnés séparément pour la partie nord de l'Amazonie (à gauche) et la partie sud de l'Amazonie (à droite).

de rayonnement solaire atteignant la surface mais augmente le rayonnement infrarouge atmosphérique. Le phénomène inverse se produit pendant la saison sèche. Les flux sensible et latent ont également une évolution saisonnière anticorrélée (figure 5.5). Pendant la période humide une plus grande quantité de l'énergie absorbée par la surface est utilisée sous forme d'évapotranspiration, au détriment du flux sensible. Pendant la période sèche, l'évapotranspiration diminue ce qui conduit à une augmentation du flux sensible.

En réponse à la déforestation, le flux solaire net diminue tout au long de l'année à cause de l'augmentation d'albédo. Le flux infrarouge net diminue également (augmentation des pertes infrarouge par la surface) en raison de l'augmentation de la température de surface et de la diminution de la nébulosité. Cette diminution est plus importante pendant la saison sèche en raison de l'augmentation plus importante de la température de surface pendant cette saison.

La réponse des flux turbulents et de la température de surface n'est pas ré-

TAB. 5.5 Modification du cycle hydrologique en moyenne annuelle sur le bassin amazonien. Les résultats sont donnés pour la simulation de contrôle et en anomalie entre l'expérience de déforestation et le contrôle et pour différentes configurations du modèle : couplé océan/atmosphère ou avec SST prescrites. E : évapotranspiration ; P : précipitations ; P-E : convergence d'humidité.

	couplé		SST prescrites	
	ctrl	anom	ctrl	anom
E (mm/j)	2.9	-0.3 (-10.5%)	3.0	-0.2 (-8.6%)
P (mm/j)	4.2	-0.6 (-14.3%)	4.3	-0.5 (-11.6%)
P-E (mm/j)	1.3	-0.3 (-23.1%)	1.3	-0.3 (-23.1%)

gulière tout au long de l'année. Pendant la saison sèche, le flux latent diminue fortement après déforestation entraînant ainsi une hausse de la température de surface et une très légère hausse du flux sensible. Pendant la saison humide, au contraire, le flux latent a tendance à augmenter après déforestation entraînant une diminution de la température de surface. Le fait que la diminution la plus importante du flux latent se produise pendant la saison sèche est cohérent avec ce qui a été constaté à l'échelle du site de Ji-Paraná (partie 5.2). En revanche l'augmentation du flux latent pendant la saison humide n'a pas été constatée dans les simulations sur site avec ORCHIDEE. Le fait que la quantité d'eau dans les sols soit plus importante dans le cas de l'Amazonie déforestée pendant la saison humide est vraisemblablement la cause de l'augmentation du flux latent.

Finalement il est intéressant de noter que la déforestation conduit à une amplification des variations saisonnières pour la plupart des variables de surface. En moyenne sur l'Amazonie, l'amplitude du cycle saisonnier de l'évapotranspiration augmente de 13% après déforestation tandis que l'amplitude du cycle saisonnier de la température de surface augmente de 22%.

5.3.2 Cycle hydrologique

5.3.2.1 Moyenne annuelle

Les changements de l'évapotranspiration, des précipitations et de la convergence d'humidité en réponse à la déforestation sont indiqués dans le tableau 5.5.

En moyenne annuelle on trouve une diminution de l'évapotranspiration de 0.3 mm/j (environ 10%), une diminution de la convergence d'humidité de 0.3 mm/j (environ 23%) et une diminution des précipitations de 0.6 mm/j (environ 14%).

Ces résultats se situent plutôt dans la gamme de valeur faible des précédentes estimations de l'effet de la déforestation amazonienne (partie 5.1). Ceci est cohérent avec le fait que les précédentes expériences ont été faites en considérant une déforestation complète de l'Amazonie, alors que nos expériences correspondent à un scénario plus réaliste et moins drastique.

On retrouve en tout cas avec le modèle de l'IPSL les caractéristiques qui ressortent de la plupart des études précédentes, c'est-à-dire une diminution des précipitations qui est expliquée non seulement par une réduction de l'évapotranspiration mais aussi par une diminution de la convergence d'humidité sur l'Amazonie.

Les principales caractéristiques de la réponse du cycle hydrologique à la déforestation sont déjà présentes dans les simulations utilisant des SST prescrites. On constate cependant une diminution plus forte de l'évapotranspiration dans le cas des simulations couplées à cause de la plus forte diminution du rayonnement net (partie 5.3.1). Ceci se traduit par une diminution des précipitations également plus importante. Les processus océaniques semblent donc amplifier la réponse du cycle hydrologique.

5.3.2.2 Cycle saisonnier

Le cycle saisonnier de l'évapotranspiration, de la convergence d'humidité (P-E) et des précipitations, pour les simulations PRES2 et FUTU2, est montré sur la figure 5.6.

Au nord comme au sud de l'Amazonie, le cycle saisonnier des précipitations est raisonnablement bien simulé par le modèle par rapport aux observations. Toutefois le modèle a une tendance générale à sous-estimer les précipitations, surtout pendant la saison sèche.

Le cycle saisonnier de la convergence d'humidité est corrélé à celui des précipitations. La saison humide, qui coïncide avec la présence de l'ITCZ, correspond en surface à une convergence des masses d'air et donc à une convergence d'humidité importante. Pendant la saison sèche, l'ITCZ est au contraire décalée soit vers le sud soit vers le nord et la convergence des masses d'air devient faible voire négative dans le cas du sud de l'Amazonie.

En réponse à la déforestation, les précipitations sont plus faibles toute l'année pour le sud comme pour le nord de l'Amazonie. La diminution des précipitations est la plus importante pendant la saison humide. Cette saison correspond pourtant à une augmentation de l'évapotranspiration comme cela a été discuté dans la partie 5.3.1.2. La réduction des précipitations à cette saison est donc entièrement

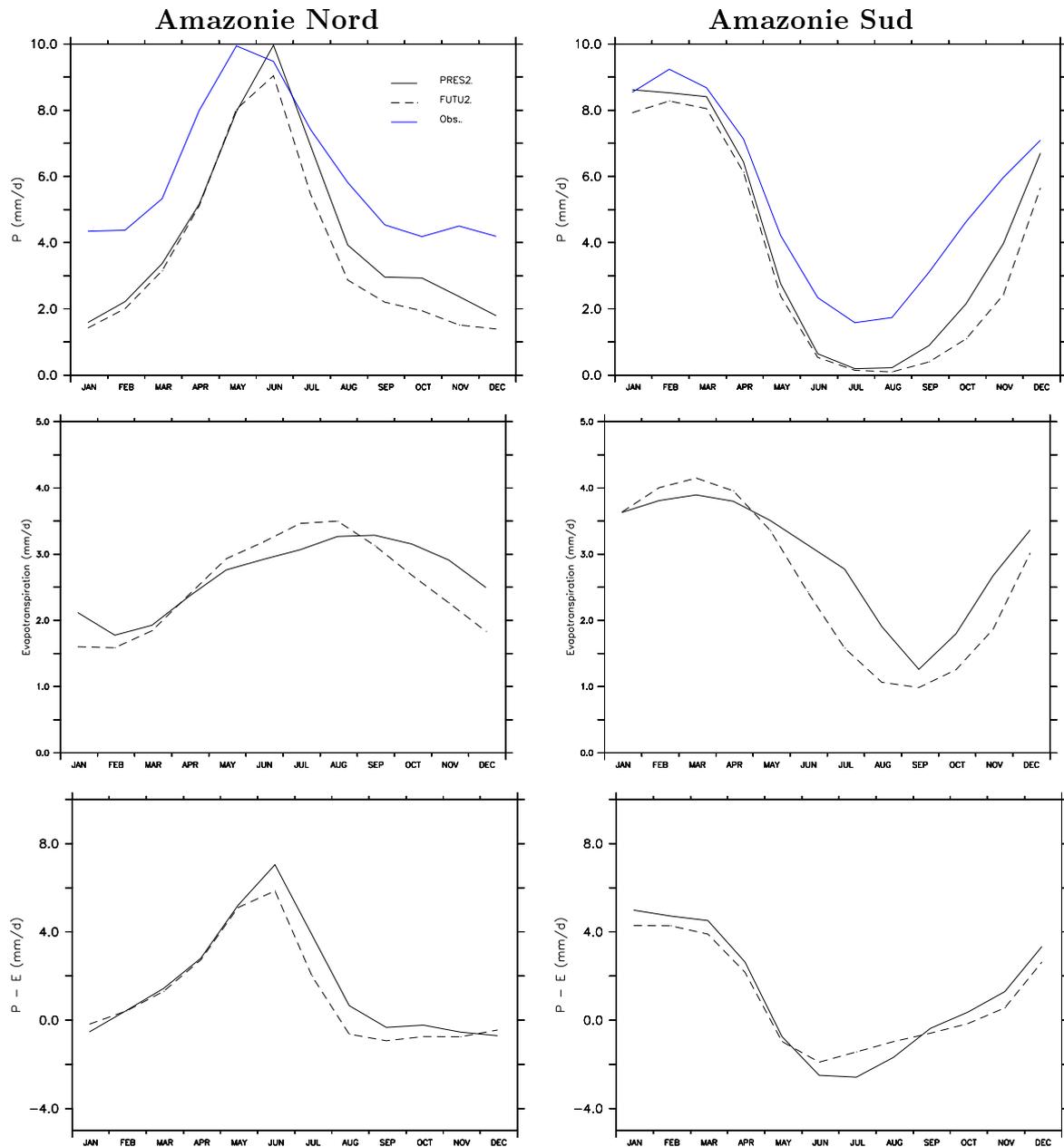


FIG. 5.6 Cycle saisonnier moyen des précipitations, de l'évapotranspiration et de la convergence d'humidité pour la simulation PRES2 (trait plein) et la simulation FUTU2 (trait pointillé). Les résultats sont donnés séparément pour la partie nord de l'Amazonie (à gauche) et la partie sud de l'Amazonie (à droite). Pour les précipitations, la courbe bleu indique les observations de *Xie and Arkin* [1996].

expliquée par la forte réduction de la convergence d'humidité.

Inversement, pendant la saison sèche la réduction de l'évapotranspiration est importante. Dans le sud de l'Amazonie, la très forte diminution de l'évapotranspiration de juillet à août n'entraîne quasiment aucun changement des précipitations. Cependant le modèle est biaisé par des taux de précipitations quasi-nuls à cette saison, ce qui signifie que toute l'évaporation locale est advectée vers d'autres régions. Dans ces conditions, toute réduction de l'évapotranspiration ne peut être compensée que par une diminution de l'advection d'eau vers d'autres régions (augmentation de la convergence d'humidité). Il est donc clair que dans ce cas le climat moyen simulé par le modèle a une influence sur le résultat obtenu.

Dans le cas du nord de l'Amazonie où les précipitations n'atteignent pas des valeurs nulles pendant la saison sèche, les précipitations sont plus sensibles à la réduction d'évapotranspiration. On constate en effet une réduction notable des précipitations pendant la saison sèche, tandis que la convergence d'humidité change peu.

5.3.3 Origine de la réduction de convergence d'humidité

Nous avons vu que, comme dans la plupart des expériences précédentes (tableau 5.1), nous trouvons que la déforestation amazonienne conduit régionalement à une réduction de la convergence d'humidité, aggravant ainsi l'effet initial de la diminution de l'évapotranspiration locale. Cependant le mécanisme expliquant cette réduction de la convergence d'humidité a été encore assez peu étudié.

Les simulations idéalisées décrites dans le chapitre 3 peuvent aider à déterminer les causes de la réduction de la convergence d'humidité. Ces simulations considérant une déforestation complète de la surface des continents ont été conçues de façon à faire ressortir les effets respectifs de l'albédo, de la rugosité et de l'efficacité évaporative. En se focalisant sur la région amazonienne, on peut s'appuyer sur ces expériences pour déterminer quelle est l'influence de chacun de ces facteurs vis-à-vis du changement de la convergence d'humidité après déforestation.

Le tableau 5.6 indique les résultats de ces expériences, en moyenne annuelle sur l'ensemble du bassin Amazonien. L'intensité des changements d'évaporation, de convergence d'humidité et de précipitations est plus importante dans ces simulations. Ceci est cohérent avec le fait que ces expériences considèrent une déforestation totale alors que la simulation FUTU2 utilise un scénario moins drastique. Cela dit on retrouve bien les caractéristiques évoquées précédemment : une diminution de l'évaporation, des précipitations et de la convergence d'humidité due au remplacement de la forêt tropicale par la prairie.

TAB. 5.6 Modification du cycle hydrologique dans les expériences de déforestation totale, en moyenne annuelle sur le bassin amazonien. Les résultats sont donnés dans le cas où tous les effets sont pris en compte (GRASS-FOREST), dans le cas où seulement l'effet lié à l'albédo est pris en compte (ALB-FOREST), dans le cas où seulement l'effet lié à la rugosité est pris en compte (RGH-FOREST) et dans le cas où seulement l'effet lié à l'efficacité évaporative est pris en compte (EVA-FOREST). E : évapotranspiration ; P : précipitations ; P-E : convergence d'humidité.

	effet total	albédo	rugosité	efficacité évaporative
ΔE (mm/j)	-0.7 (-25.7%)	-0.4 (-12.2%)	+0.2 (+5.5%)	-0.7 (-22.9%)
ΔP (mm/j)	-1.1 (-26.1%)	-0.8 (-19.7%)	+0.1 (+2.6%)	-0.7 (-17.0%)
$\Delta(P-E)$ (mm/j)	-0.4 (-28.7%)	-0.4 (-28.7%)	-0.1 (-7.2%)	0 (0%)

Le principal facteur expliquant la diminution de la convergence d'humidité est le changement d'albédo dû à la déforestation. Dans une moindre mesure le changement de la rugosité explique également une part de la diminution de la convergence. Quant au seul changement de l'efficacité évaporative il n'a aucune influence sur la convergence d'humidité et la diminution des précipitations qu'il engendre résulte uniquement de la réduction de l'évapotranspiration.

Ce résultat peut sembler paradoxal au regard des conclusions du chapitre 3. Dans ce chapitre nous avons vu que dans les régions tropicales, l'effet local de la déforestation passe principalement par le changement de la rugosité et de l'efficacité évaporative, l'albédo de surface ayant une influence secondaire. Cependant cette vision est basée uniquement sur l'analyse de la température de surface.

L'analyse du profil vertical de température permet au contraire de faire ressortir le rôle prépondérant du changement d'albédo. La figure 5.7 montre le changement du profil de température au-dessus de la région amazonienne dû au changement de l'albédo, de la rugosité et de l'efficacité évaporative. Le changement d'albédo conduit à une baisse de température d'environ 2 °C dans toute la troposphère (figure 5.7a). Cela est dû au fait que l'augmentation d'albédo dû à la déforestation réduit l'absorption d'énergie solaire par la surface. Cette réduction est compensée par une baisse des flux sensible et latent conduisant ainsi à un refroidissement de l'atmosphère. Le changement de la rugosité de surface conduit également à une réduction des flux sensible et latent (voir chapitre 3), mais cette réduction est compensée par une augmentation de la température de surface et donc du rayonnement infrarouge terrestre. ceci explique l'influence limitée du changement de la rugosité sur les températures troposphériques (figure 5.7b). De

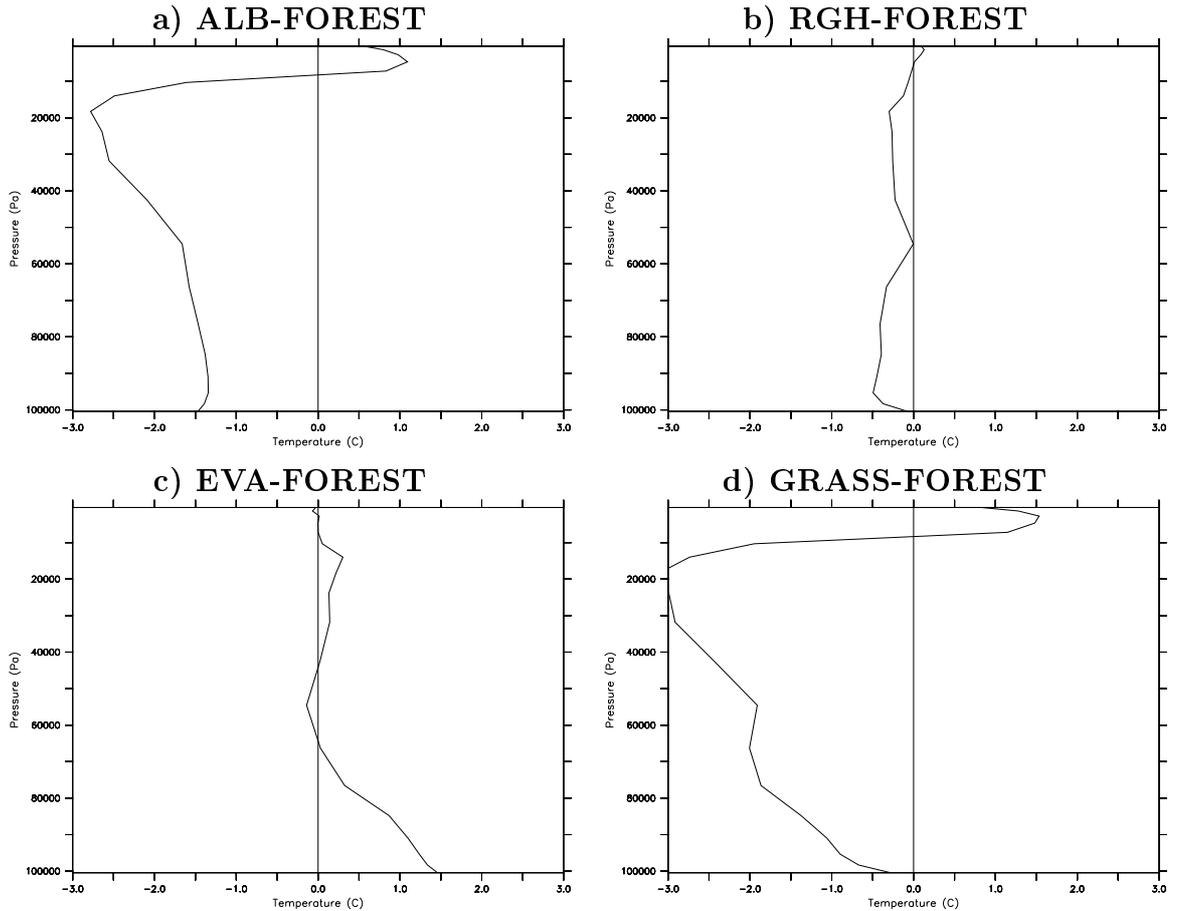


FIG. 5.7 Changement du profil vertical de température dans l'atmosphère en moyenne annuelle sur la région amazonienne a) pour la simulation ALB, b) pour la simulation RGH, c) pour la simulation EVA et d) pour la simulation GRASS par rapport à la simulation FOREST.

même, l'effet de l'efficacité évaporative est confiné à la basse troposphère (figure 5.7c). Le refroidissement de la troposphère dans la simulation GRASS par rapport à la simulation FOREST (figure 5.7d) est donc principalement dû à l'augmentation de l'albédo de surface après déforestation.

La réduction de la convergence d'humidité peut être reliée à la diminution de température dans la troposphère par le mécanisme initialement proposé par *Charney* [1975]. Selon le mécanisme de *Charney* [1975] (illustré sur la figure 1.4), le refroidissement de la troposphère engendré par l'augmentation d'albédo est compensé dynamiquement par une anomalie de subsidence. On constate effectivement une réduction d'environ 86% de la vitesse verticale à 500 hPa sur la région amazonienne dans la simulation GRASS par rapport à la simulation FOREST. Une telle réduction de l'ascendance de l'air correspond en surface à une réduction de la convergence de masse. Sachant que les masses d'air advectées

sur l'Amazonie sont chargées de l'humidité collectée au dessus de l'océan atlantique, la réduction de la convergence de masse se traduit par une réduction de la convergence d'humidité.

5.4 Sensibilité de la circulation à grande échelle

Le bassin amazonien se situe au niveau d'une branche ascendante de la circulation atmosphérique à grande échelle. C'est donc une région clef qui collecte les masses d'air océaniques chargées d'humidité et redistribue ensuite l'énergie et l'eau vers les plus hautes latitudes (via la circulation de Hadley) ou vers d'autres zones tropicales (via la circulation de Walker). Une perturbation dans l'intensité de cette branche ascendante est donc susceptible d'avoir des répercussions à grande échelle bien au-delà de la région Amazonienne.

Les résultats obtenus dans la partie précédente ont justement montré que la déforestation amazonienne avait un impact régional important, notamment en réduisant l'ascendance d'air au-dessus de la zone déforestée. Le but de cette partie est donc d'étudier les conséquences à grande échelle de ces changements.

Comme dans la partie précédente, les résultats obtenus avec les expériences couplées océan/atmosphère (PRES2 et FUTU2) sont comparés à ceux obtenus avec les expériences utilisant des SST climatologiques (PRES2sstfix et FUTU2sstfix), afin d'isoler le rôle des rétroactions océaniques.

Dans les analyses précédentes, focalisées sur la région amazonienne, il était raisonnable de faire l'hypothèse que les changements de la végétation dans des zones distantes n'avaient qu'une influence négligeable sur la réponse locale à la déforestation. Dans cette partie où la modification de la circulation à grande échelle est étudiée il est au contraire nécessaire de vérifier si les changements constatés sont attribuables à la déforestation amazonienne ou aux changements de végétation dans d'autres régions. C'est pourquoi une simulation supplémentaire, appelée AMAsstfix, est introduite dans cette partie. Cette simulation est identique à la simulation PRES2sstfix si ce n'est que la carte de végétation prescrite a été modifiée au niveau de l'Amazonie de manière à ce que la distribution de la végétation dans cette région soit la même que pour la simulation FUTU2sstfix. La comparaison de la simulation AMAsstfix avec la simulation PRES2sstfix permet donc d'évaluer l'effet de la déforestation amazonienne seule sur le climat.

5.4.1 Potentiel de vitesse

Le potentiel de vitesse à 200 hPa permet d'illustrer les mouvements divergents ou convergents dans la haute troposphère. En général, les mouvements divergents (valeurs négatives du potentiel de vitesse) représentent une ascendance à grande échelle de l'air dans la colonne atmosphérique et les mouvements convergents (valeurs positives du potentiel de vitesse) représentent une subsidence de l'air.

Les figures 5.8 et 5.9 montrent le potentiel de vitesse à 200 hPa en été (JJA) et en hiver (DJF), respectivement. Les résultats sont présentés pour les expériences avec le modèle couplé et pour les expériences avec des SST prescrites.

Le potentiel de vitesse en été pour les expériences de contrôle (PRES2 et PRES2sstfix; figure 5.8a et b) est caractérisé par un mouvement divergent au-dessus d'une grande partie du Pacifique Ouest équatorial indiquant une ascendance de l'air. Le centre de cette ascendance est positionné légèrement au nord de l'équateur. Un minimum secondaire du potentiel de vitesse indique un mouvement ascendant au niveau du nord de l'Amérique du Sud. Au contraire, sur les bords Est des océans Pacifique et Atlantique, les valeurs positives du potentiel de vitesse indiquent un mouvement de subsidence. Au niveau de l'Atlantique le mouvement de subsidence est particulièrement prononcé et étendu sur une large région englobant l'Afrique du Sud et l'Amérique du Sud.

En hiver (figure 5.9a et b), on retrouve un mouvement ascendant au-dessus du Pacifique Ouest cette fois centré sur l'Indonésie. Le minimum secondaire du potentiel de vitesse se trouve sur la partie sud du bassin amazonien. Le mouvement subsident sur les bords Est des océans est toujours présent, mais moins marqué qu'en été en ce qui concerne l'Atlantique.

En réponse à la déforestation, la circulation atmosphérique au niveau de l'Amazonie est fortement perturbée par une anomalie convergente. Ceci est vrai en été comme en hiver, et dans les simulations couplées comme dans les simulations avec SST prescrites. L'anomalie de convergence au-dessus de l'Amazonie indique un mouvement de subsidence. Nous avons vu dans la partie 5.3.3 que ce mouvement subsident était dû au refroidissement de la colonne atmosphérique, principalement lié à l'augmentation de l'albédo après déforestation.

Les caractéristiques de la circulation atmosphérique sont également modifiées au-delà de la région amazonienne. Par exemple en été dans les simulations couplées (figure 5.8c), on constate une anomalie divergente assez étendue sur la partie Ouest du Pacifique. Cette structure semble être une caractéristique robuste de la réponse du modèle à la déforestation puisqu'elle apparaît également dans les simulations avec SST prescrites (figure 5.8d) et se retrouve aussi en hiver (figure 5.8c et d). Une autre anomalie divergente moins marquée et plus localisée est

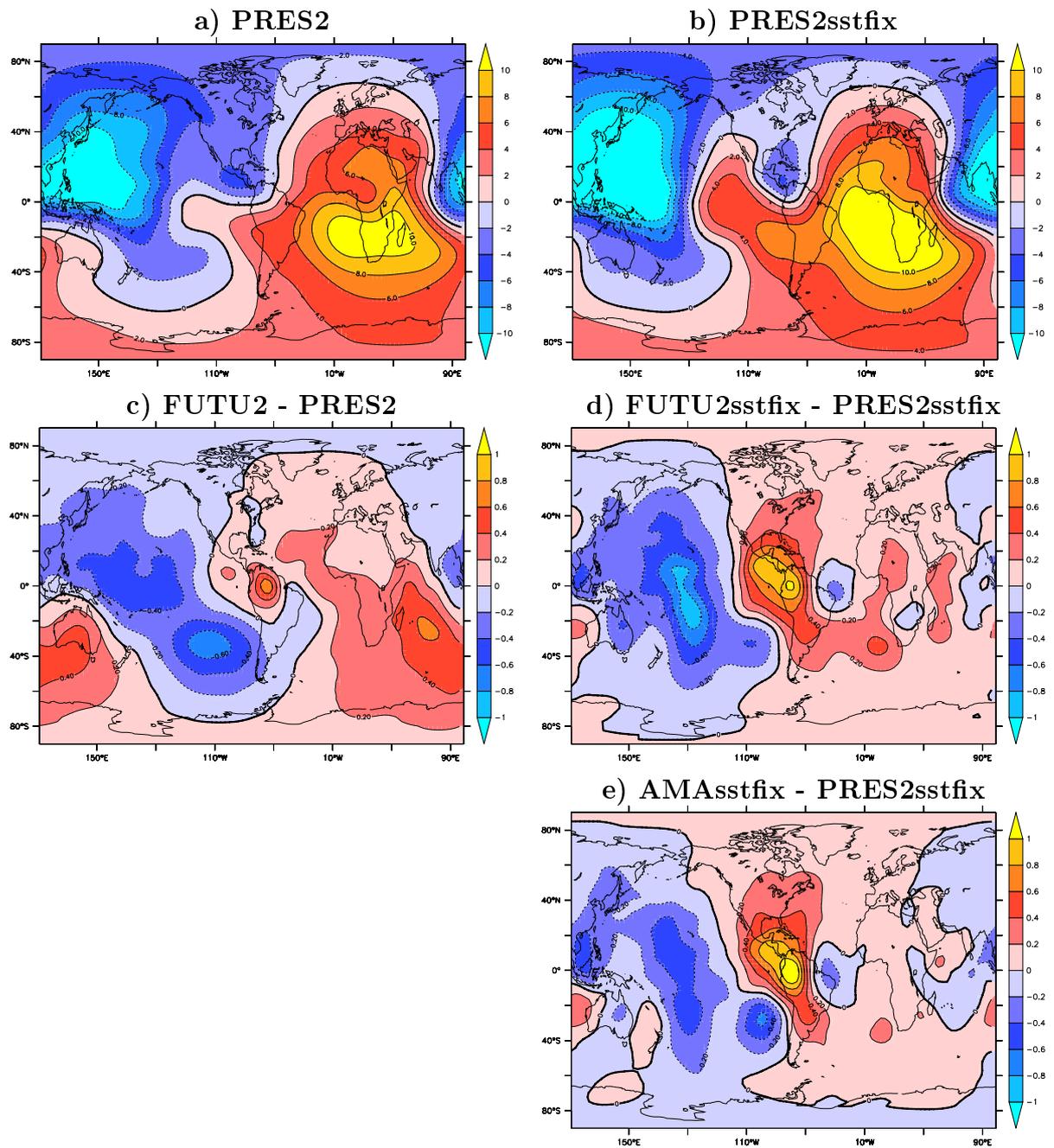


FIG. 5.8 Potentiel de vitesse à 200 hPa ($10^6 m^2 \cdot s^{-1}$) pour la saison JJA, a) pour la simulation PRES2, b) pour la simulation PRES2sstfix, c) en anomalie entre les simulations PRES2 et FUTU2, d) en anomalie entre les simulations PRES2sstfix et FUTU2sstfix et e) en anomalie entre les simulations PRES2sstfix et AMAsstfix. Les valeurs négatives indiquent un mouvement de divergence tandis que les valeurs positives correspondent à un mouvement convergent.

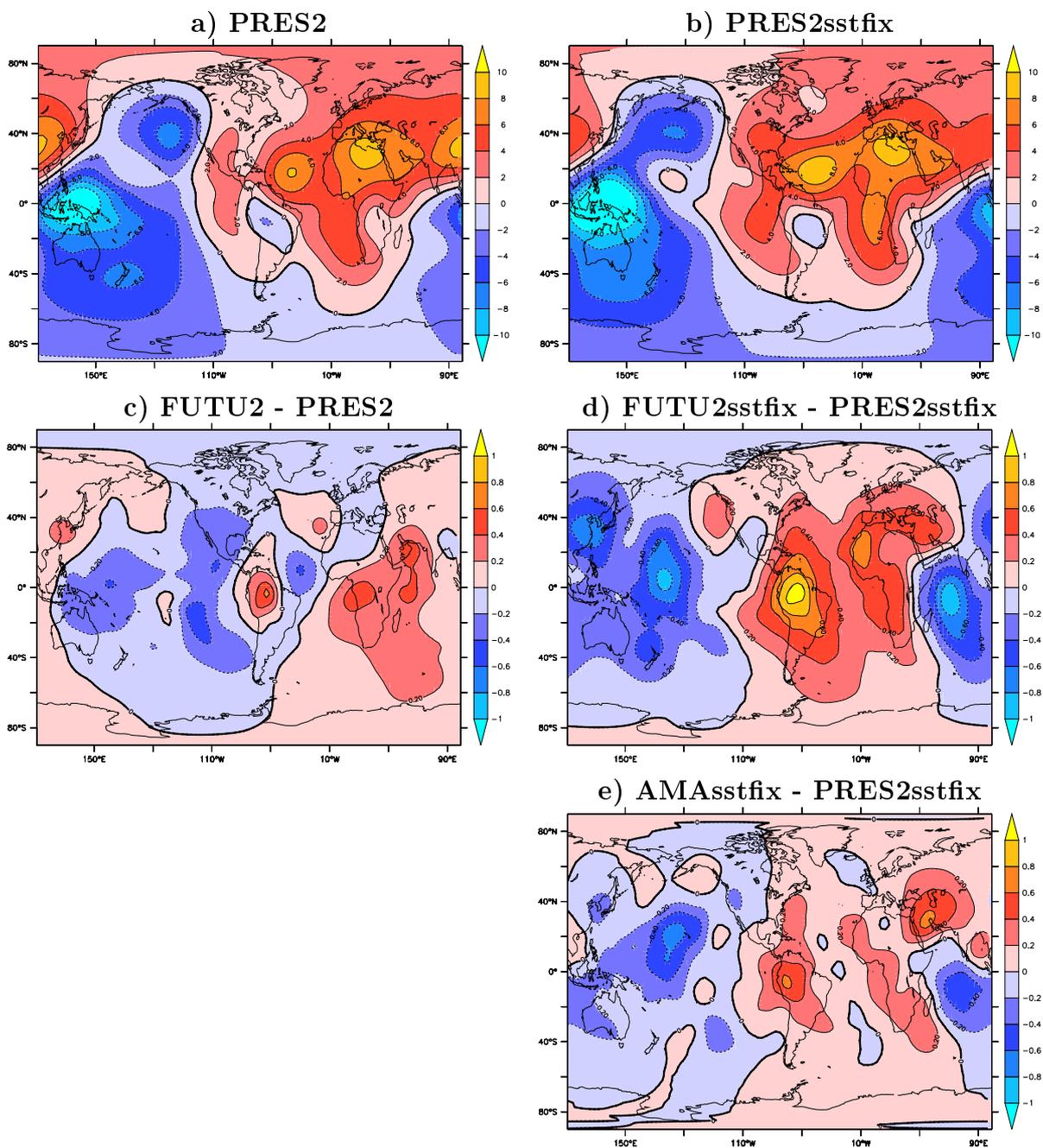


FIG. 5.9 Même chose que la figure 5.8 mais pour DJF.

également présente du côté Est de l'Amazonie (sauf en hiver dans les simulations avec SST prescrites).

Sachant que le scénario d'occupation des sols considéré dans ces expériences ne se résume pas uniquement à une déforestation de l'Amazonie, on peut se demander si la circulation atmosphérique est également influencée par les changements de végétation dans les autres régions. La simulation AMAsstfix permet d'évaluer la modification de la circulation en ne considérant que les changements de végétation au niveau de l'Amazonie (figure 5.8e et 5.9e). On peut constater que la structure des changements dans la simulation AMAsstfix est la même que dans la simulation FUTU2sstfix, en tout cas en ce qui concerne les caractéristiques décrites précédemment. La déforestation amazonienne est donc en première approximation le facteur principal expliquant les modifications de la circulation à grande échelle dans le scénario considéré. L'amplitude des changements est cependant un peu plus faible dans la simulation AMAsstfix ce qui est cohérent avec le fait que la zone déforestée soit plus restreinte dans cette simulation. Le domaine déforesté ne considère notamment pas la déforestation affectant le Sud et l'Est du Brésil (voir figure 4.2).

5.4.2 Comparaison au modèle de Gill

L'analyse du potentiel de vitesse montre que le remplacement de la forêt par de la prairie en Amazonie conduit à une anomalie de convergence en altitude. Cette anomalie est compensée à l'Ouest et dans une moindre mesure à l'Est de la région amazonienne par une anomalie divergente. Cette structure rappelle en fait la réponse du modèle de Gill à une anomalie de chauffage au niveau de l'équateur.

Avec un modèle analytique simple *Gill* [1980] a décrit les solutions possibles à une anomalie de chauffage adiabatique dans les tropiques. La solution typique a une anomalie de chauffage localisée à l'équateur est illustré sur la figure 5.10. Au niveau de la zone de chauffage une anomalie ascendante se crée tandis que par un mouvement de compensation une anomalie subsidente s'installe autour de cette zone. Cette subsidence est particulièrement prononcée à l'Est et à l'Ouest de la zone.

La perturbation induite par la déforestation correspond, non pas à une anomalie de chauffage, mais au contraire à un refroidissement de la colonne atmosphérique. Le parallèle avec le modèle de Gill nécessite donc de raisonner en sens opposé. Dans ce contexte, l'anomalie subsidente au niveau de la zone déforestée doit être compensée par une anomalie ascendante autour de cette zone. Ceci est effectivement la réponse obtenue dans les expériences avec le modèle de l'IPSL.

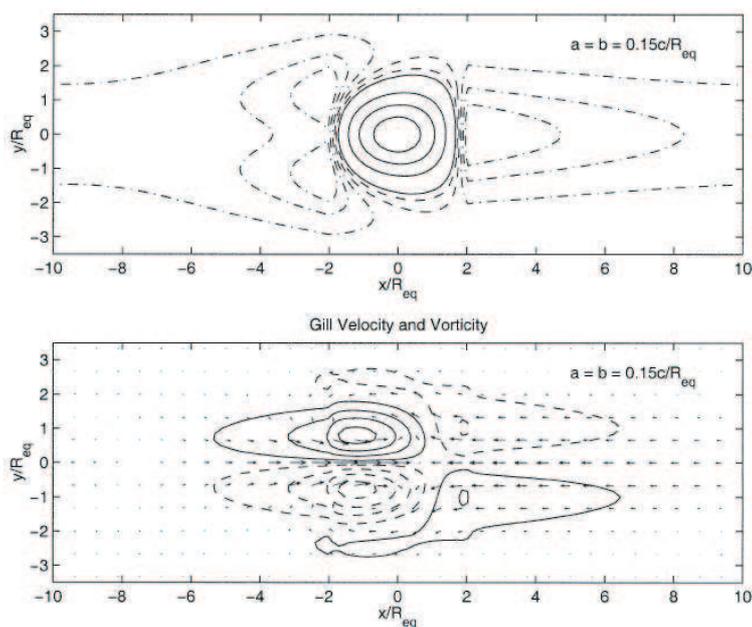


FIG. 5.10 Solution du modèle de Gill a une anomalie de chauffage centrée sur l'équateur. La figure du haut montre l'anomalie de convergence en surface, c'est-à-dire que les valeurs positives indiquent une ascendance de l'air et les valeurs négatives indiquent une subsidence de l'air. La figure du bas représente le changement du vent en surface (en vecteur) et le changement du rotationnel (tiré de *Bretherton and Sobel [2003]*).

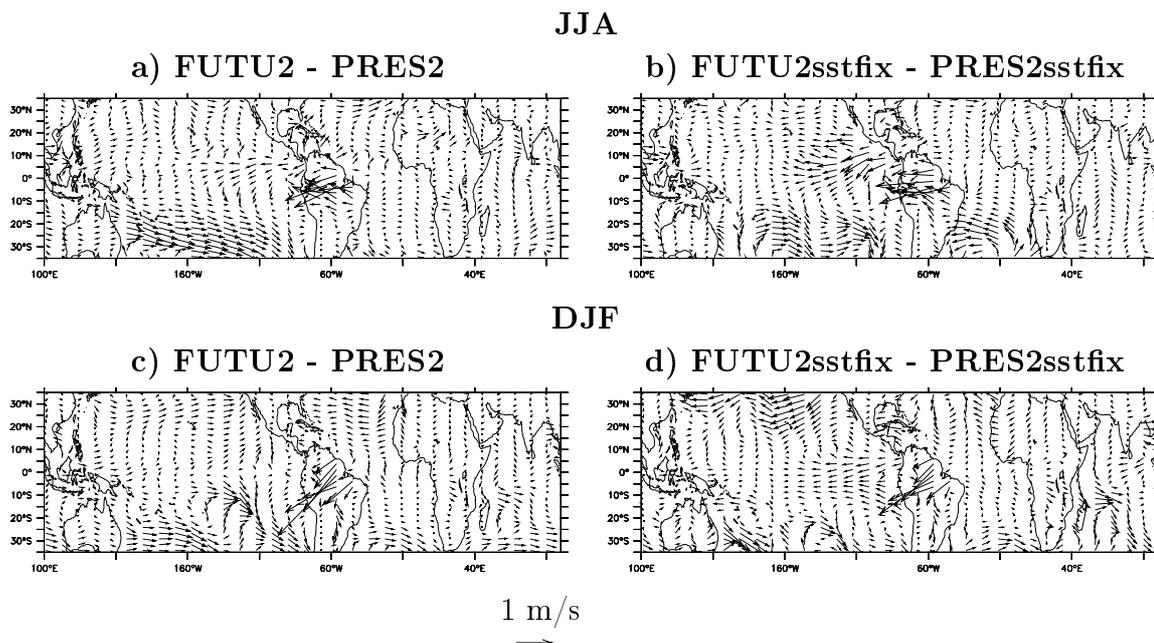


FIG. 5.11 Anomalie du vent à 10 mètres entre les simulations FUTU2 et PRES2 et entre les simulations FUTU2sstfix et PRES2sstfix pour les saisons JJA et DJF.

Concernant le vent en surface la réponse du modèle de Gill correspond, à l'Est et à l'Ouest, à une anomalie de vent dirigée vers la zone de chauffage (figure 5.10). Dans le contexte de la déforestation, le changement du vent devrait donc être dirigé vers l'extérieur de la zone déforestée, c'est-à-dire devrait correspondre à un renforcement des alizés à l'Ouest de l'Amazonie et à un affaiblissement des alizés à l'Est. Cette réponse est effectivement celle obtenue par *Zeng et al.* [1996] dans une expérience de déforestation amazonienne avec un modèle atmosphérique simplifié.

Le changement du vent horizontal en surface dans les expériences avec le modèle de l'IPSL est indiqué sur la figure 5.11 pour l'été (JJA) et pour l'hiver (DJF) et pour les simulations en mode couplé et SST prescrites. La forte accélération du vent au niveau de l'Amazonie est due à la diminution de la rugosité et à la réduction de l'ascendance de l'air. Contrairement à ce qui est attendu d'après le modèle de Gill, il n'y a pas de changement notable des alizés du côté atlantique, quelles que soient la saison et la configuration du modèle. En revanche, on constate bien un renforcement des alizés sur l'Est du Pacifique. Ce renforcement est clair dans les simulations avec SST fixes, en été comme en hiver (figure 5.11b et d). Par contre le couplage avec l'océan conduit à une atténuation de cette réponse en été (figure 5.11a) et surtout en hiver (figure 5.11c). Le rôle du couplage avec l'océan est discuté plus spécifiquement dans la partie suivante.

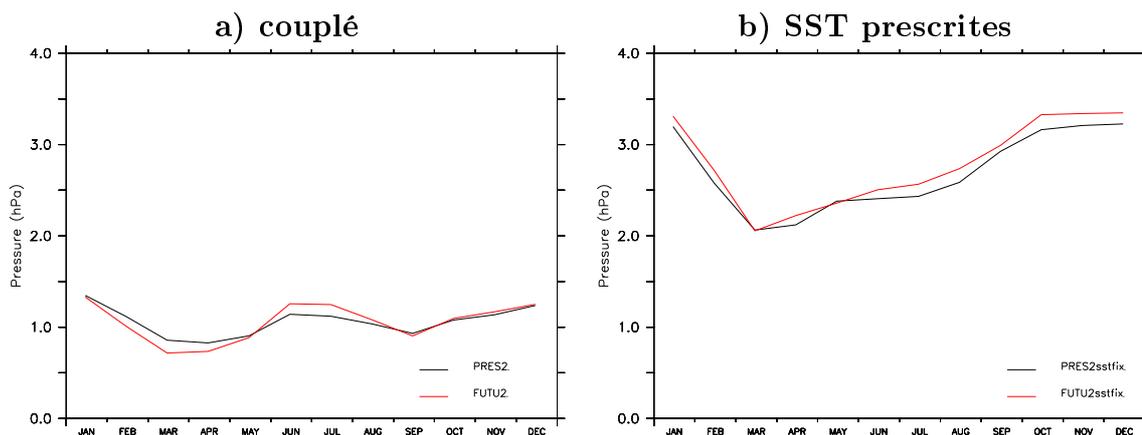


FIG. 5.12 Différence de pression entre l'Est (5°S - 5°N ; 100°O - 80°O) et l'Ouest (5°S - 5°N ; 150°E - 180°E) du Pacifique en moyenne climatologique mensuelle a) pour les simulations couplées et b) en SST prescrites.

5.4.3 Importance du couplage avec l'océan

Les analyses précédentes ont indiqué que la circulation atmosphérique à grande échelle était sensible à la perturbation générée par la déforestation amazonienne. Plus particulièrement, les expériences avec le modèle de l'IPSL suggèrent que la circulation de Walker pourrait être affectée par cette déforestation. En effet, la réponse dynamique de l'atmosphère s'organise sous la forme d'un dipôle Est-Ouest. Une anomalie subsidente s'installe au-dessus de l'Amazonie tandis qu'à l'Ouest du Pacifique l'ascendance de l'air dans cette région est renforcée.

Bien que cette réponse soit commune aux expériences en mode couplé et avec des SST prescrites, l'amplitude des changements est cependant atténuée par la prise en compte du couplage avec l'océan (figure 5.8 et 5.9).

La même constatation a été faite concernant la modification du vent en surface. L'anomalie de vent consistant en un renforcement des alizés dans l'Est du Pacifique est plus marquée dans les expériences en SST prescrites que dans les expériences en mode couplé (figure 5.11). Le couplage avec l'océan semble donc amortir la réponse initiale de la circulation atmosphérique.

Nous avons étudié plus spécifiquement la sensibilité de la circulation de Walker dans le Pacifique et le rôle des processus océaniques vis-à-vis de cette sensibilité. Pour quantifier l'intensité de la circulation de Walker nous avons choisi un indice basé sur la différence de pression entre l'Est et l'Ouest du Pacifique. Le gradient de pression Est-Ouest est en effet le moteur de la circulation de Walker et il fournit donc un bon indicateur de cette circulation [Vecchi *et al.*, 2006].

Le cycle saisonnier de cet indice est présenté sur la figure 5.12, pour les dif-

férentes expériences. On peut noter que l'indice atteint des valeurs plus faibles dans le cas des simulations en mode couplé (figure 5.12a) que pour les simulations avec SST prescrites (figure 5.12b). Ceci est une conséquence directe d'un biais du modèle couplé qui consiste à simuler des températures trop chaudes sur les bords Est des océans (voir section 2.3.1.1). Ce biais contribue donc à réduire le gradient de pression entre l'Est et l'Ouest du Pacifique par rapport au cas où des SST observées sont utilisées.

En réponse à la déforestation, l'indice augmente sur l'ensemble de l'année dans le cas des simulations avec SST prescrites indiquant une circulation de Walker renforcée. Ce résultat conforte l'analyse de la réponse dynamique de l'atmosphère indiquant une augmentation de l'ascendance de l'air dans le Pacifique Ouest et le renforcement des alizés à l'Est du Pacifique. Dans les simulations en mode couplé, l'effet de la déforestation ne conduit pas à un renforcement aussi net de la circulation de Walker. Pendant l'hiver et le printemps, l'indice indique même une circulation de Walker affaiblie.

Le changement moyen de la température de surface dans les expériences avec le modèle couplé (figure 4.6d) permet de donner une interprétation à ce résultat. Le changement des températures de surface océaniques dans les simulations couplées agit comme une rétroaction négative vis-à-vis de la modification initiale de la dynamique atmosphérique. En effet, le scénario d'occupation des sols conduit à une baisse de la température sur une large partie du globe dans la simulation FUTU2 par rapport à la simulation PRES2. En revanche, dans le Pacifique Est et légèrement au Sud de l'équateur, un moindre refroidissement, voire localement un réchauffement de l'océan se produit. Ce réchauffement du Pacifique Est semble robuste puisqu'il est également présent dans les simulations utilisant la première version du modèle couplé (figure 4.6b). Cette structure des anomalies de températures dans le Pacifique contribue à diminuer le gradient de pression Est-Ouest et donc à diminuer l'intensité de la circulation zonale. Cet effet a donc pour conséquence d'atténuer l'effet initial purement dynamique tendant à intensifier la circulation zonale dans le Pacifique.

Le réchauffement relatif du Pacifique Est par rapport à l'Ouest rappelle la structure d'une anomalie due à un événement El Niño. Une des hypothèses possibles pour expliquer ce réchauffement est donc une modification de la variabilité liée à El Niño dans le modèle. Cette hypothèse est explorée dans la partie suivante.

5.5 Impact sur la variabilité climatique

L'analyse proposée dans cette partie est motivée par plusieurs considérations permettant de penser que la déforestation amazonienne peut potentiellement affecter la variabilité du climat.

La première considération repose sur l'analyse du cycle saisonnier. L'observation *in situ* des flux de surface à Ji-Paraná (Brésil) indique que l'évapotranspiration d'une forêt est beaucoup plus constante au cours de l'année que l'évapotranspiration d'une prairie (voir la section 5.2). Cette différence est liée à la plus grande capacité de la forêt à utiliser l'eau du sol, en raison de son système racinaire profond. Au moment de la saison sèche, la forêt peut continuer de maintenir une évapotranspiration importante alors que la prairie se trouve limitée par la réduction de la disponibilité de l'eau dans le sol. Le modèle ORCHIDEE reproduit bien ce comportement à l'échelle du site de Ji-Paraná. A l'échelle de l'Amazonie, les expériences avec le modèle de l'IPSL indiquent une augmentation de 13% de l'amplitude du cycle saisonnier de l'évapotranspiration après déforestation. En parallèle, l'amplitude du cycle saisonnier de la température de surface est également augmentée de 22%.

Le mécanisme hydrologique expliquant la plus grande amplitude de variation de l'évaporation et de la température de surface dans le cas d'une prairie est schématisé sur la figure 5.13. Dans le cas de conditions humides, un taux d'évaporation important peut être maintenu au-dessus d'une forêt comme au-dessus d'une prairie, car l'eau est disponible au niveau des racines des plantes. Dans le cas de conditions plus sèches, la quantité d'eau dans le sol est réduite. Les arbres peuvent cependant continuer à puiser l'eau restante grâce à leur système racinaire profond. Ainsi en maintenant un taux d'évaporation presque constant la forêt contribue à réguler la température de surface qui garde une valeur relativement stable malgré le changement des conditions d'humidité. Les choses se passent différemment pour la prairie car les racines des herbacés ne permettent pas de continuer à puiser l'eau du sol en conditions sèches. Les herbacées sont donc en condition de stress hydrique plus important durant la saison sèche et l'évaporation est fortement réduite au-dessus de la prairie. La réduction d'évaporation est compensée par une augmentation de la température de surface afin d'équilibrer le bilan d'énergie à la surface.

Ce mécanisme joue un rôle important à l'échelle saisonnière en Amazonie mais il est également susceptible d'opérer à l'échelle interannuelle et donc de conduire à une modification de la variabilité climatique à cette échelle dans le contexte d'une déforestation de l'Amazonie.

Le deuxième argument permettant d'anticiper une influence potentielle de la

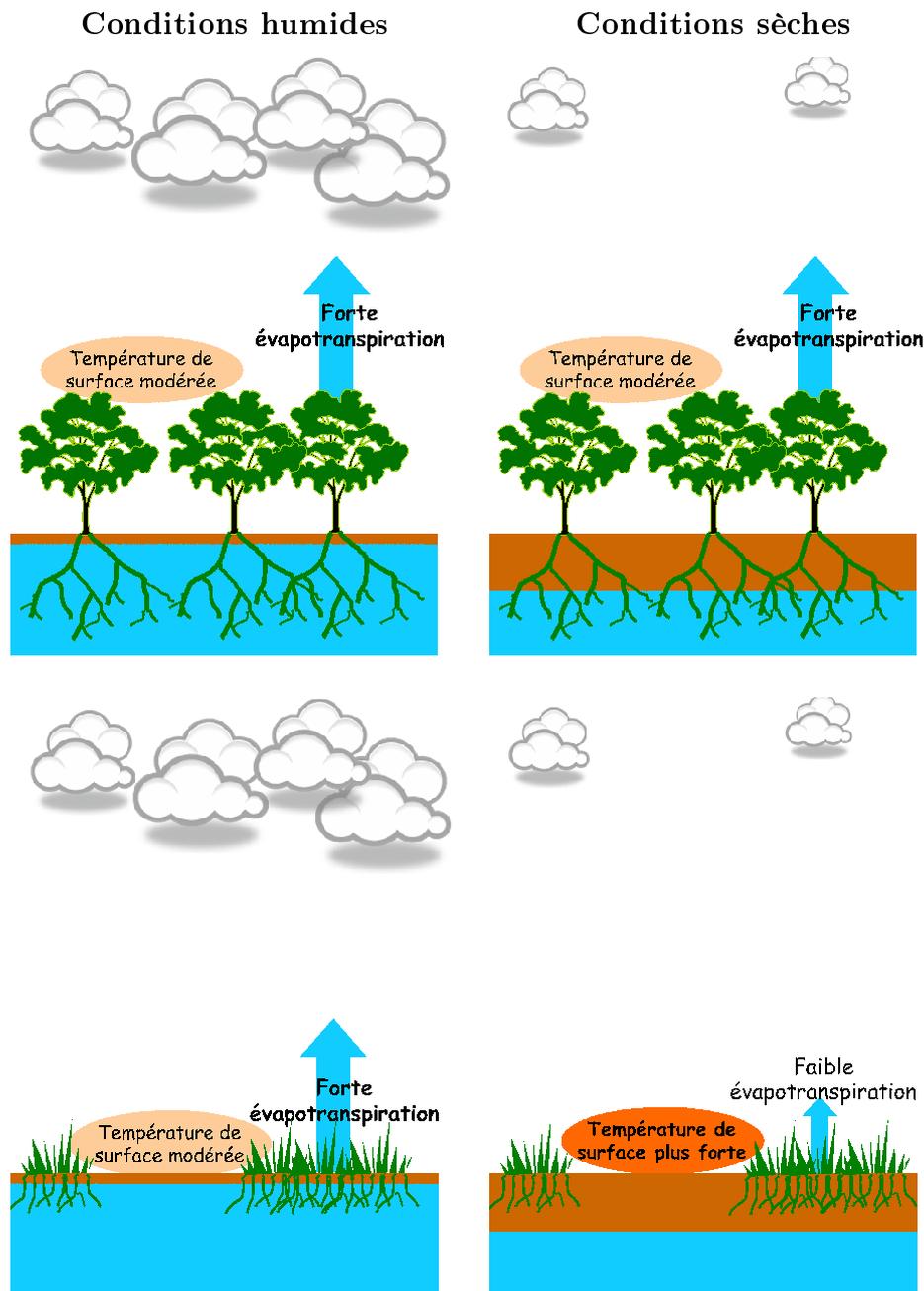


FIG. 5.13 Illustration de la différence de comportement entre une forêt tropicale et une prairie dans le cas d'une transition entre des conditions humides et des conditions sèches. En conditions sèches la prairie se trouve dans un état de stress hydrique plus important que la forêt à cause de son système racinaire moins profond. Cet état de stress hydrique conduit à une diminution de l'évapotranspiration et à une augmentation de la température de surface.

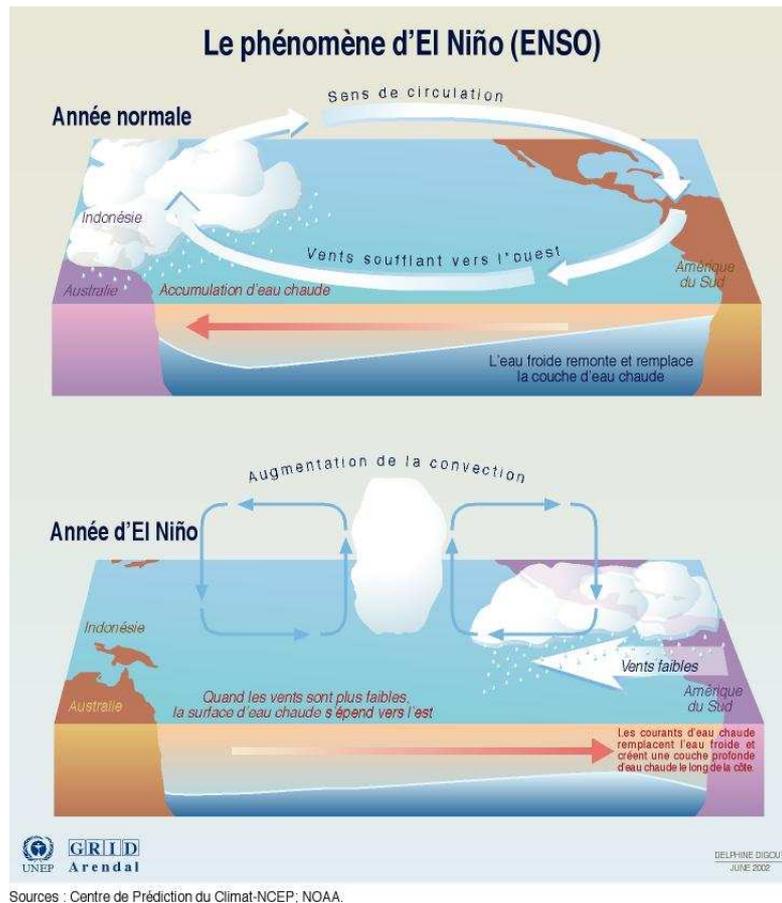


FIG. 5.14 Schématisation de l'oscillation ENSO. En condition normale la circulation de Walker maintient les eaux chaudes dans l'Ouest du Pacifique et crée une remontée d'eau froide le long des côtes américaines. Lors d'un événement El Niño la circulation de Walker s'affaiblit et les eaux chaudes envahissent l'Est du Pacifique.

déforestation sur la variabilité climatique concerne la modification de la circulation atmosphérique. Dans la partie précédente nous avons vu que la déforestation ne modifiait pas seulement les conditions de surface, mais avait aussi une incidence sur la circulation à grande échelle et notamment sur la circulation de Walker. Or cette circulation est intimement liée au phénomène ENSO qui est la source la plus importante de variabilité à l'échelle interannuelle dans les tropiques.

Le phénomène ENSO est illustré sur la figure 5.14. La situation normale dans le Pacifique équatorial est caractérisée par un contraste entre des eaux chaudes dans l'Ouest du Pacifique et des eaux plus froides le long des côtes de l'Amérique du Sud. Ce contraste est dû à la circulation atmosphérique de Walker qui a tendance à pousser les eaux chaudes vers l'ouest et à créer une remontée d'eau profonde froide le long des côtes d'Amérique du Sud. La situation El Niño cor-

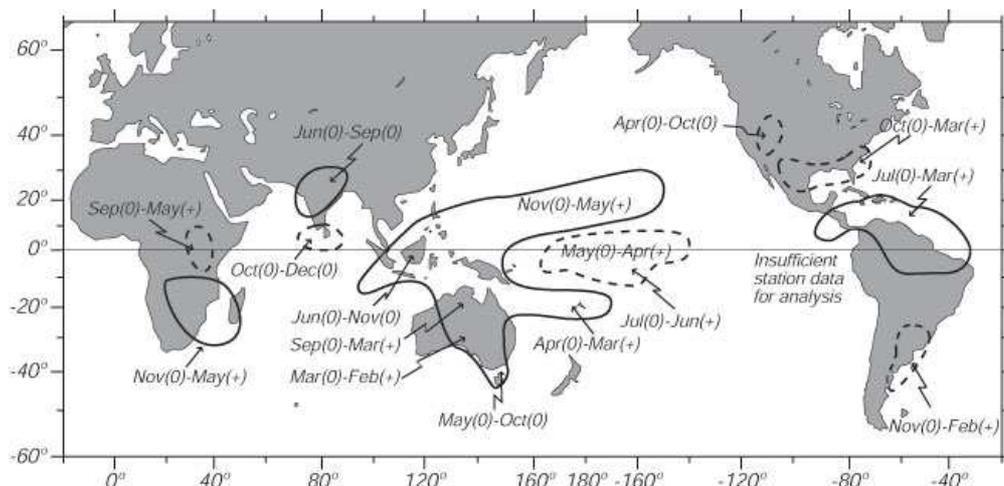


FIG. 5.15 Anomalies de précipitations associées à un événement El Niño. Les traits pleins indiquent des anomalies négatives et les traits pointillés indiquent des anomalies positives (tiré de *Ropelewski and Halpert [1987]*).

respond à un dérèglement de ce système où la circulation de Walker se désagrège, laissant les eaux chaudes envahir l'Est de l'océan Pacifique. Les événements El Niño se manifestent donc par des températures anormalement chaudes, couplées à une activité convective plus intense, dans le Pacifique Est. De plus, le phénomène El Niño a également des répercussions à l'échelle globale. La figure 5.15 montre notamment les anomalies de précipitations qui sont associées à un événement El Niño. On peut par exemple noter que les événements El Niño correspondent à des conditions plus sèches au niveau de l'Amazonie.

Dans le contexte de la déforestation amazonienne, il semble donc intéressant d'étudier l'interaction entre cette déforestation et l'activité El Niño.

5.5.1 Variabilité interannuelle tropicale

Pour représenter l'amplitude de la variabilité interannuelle dans les tropiques on peut utiliser l'écart type des températures de surface. La figure 5.16 illustre l'écart type calculé à partir des valeurs moyennes annuelles de la température pour les réanalyses NCEP et pour la simulation PRES2.

Sur les continents, le maximum de variabilité interannuelle se trouve au niveau des zones arides subtropicales, tandis que l'Afrique équatoriale et l'Amazonie représentent des régions où la variabilité est plus faible. Dans le modèle par rapport aux réanalyses la variabilité est cependant largement surestimée en Amazonie à cause de la tendance générale du modèle atmosphérique à sous-estimer les précipitations dans cette région. De manière générale la variabilité est plus faible sur

les océans que sur les continents avec cependant un maximum de variabilité important au niveau du Pacifique Est équatorial. Ce maximum matérialise l'activité du phénomène El Niño. Le modèle a tendance à surestimer cette variabilité et à positionner son maximum trop loin de la côte sud-américaine (voir le chapitre 2).

La réponse à la déforestation, en termes de variabilité des températures, est indiquée sur la figure 5.16c qui compare les simulations FUTU2 et PRES2. Sur la zone amazonienne déforestée, la variabilité interannuelle est très fortement augmentée surtout sur la partie Ouest et Est de l'Amazonie. En moyenne sur le bassin amazonien, l'augmentation de la variabilité interannuelle des températures atteint 11%. La variabilité est également augmentée au niveau des zones déforestées d'Afrique et d'Indonésie. Concernant les océans, le principal changement est une augmentation de la variabilité sur le Pacifique Est équatorial. Sur la zone NINO3 (5S-5N, 150W-90W), l'augmentation de la variabilité atteint 6%.

En s'appuyant uniquement sur les expériences couplées océan/atmosphère il est difficile de mettre en évidence un lien de cause à effet entre l'augmentation de la variabilité en Amazonie et l'augmentation de la variabilité des SST dans le Pacifique. Pour mieux cerner les causes de ces changements, la figure 5.16d montre le changement de la variabilité dans les expériences réalisées avec des SST climatologiques, et n'incluant donc aucune variabilité interannuelle liée à l'océan.

On constate que l'augmentation de la variabilité en Amazonie est déjà présente dans ces expériences avec SST climatologiques. Le phénomène local de déforestation est donc bien la cause de ce changement. Le mécanisme hydrologique rendant la prairie plus sensible aux variations d'humidité du sol à l'échelle saisonnière (voir le schéma 5.13) joue donc également un rôle important à l'échelle interannuelle. Ce résultat indique donc que la déforestation de l'Amazonie pourrait conduire non seulement à des températures plus chaudes en moyenne mais aussi à une intensification de la variabilité interannuelle dans cette région.

En outre, l'augmentation de la variabilité des SST dans le Pacifique suggère une modification de l'oscillation ENSO. Pour tenter de mieux comprendre ce changement une analyse plus spécifique du phénomène El Niño est faite dans la partie suivante.

5.5.2 El Niño

Dans cette partie nous étudions les caractéristiques des événements El Niño dans le modèle de l'IPSL et leur modification éventuelle suite à la déforestation.

Une méthode d'analyse en composite a été utilisée pour analyser les caracté-

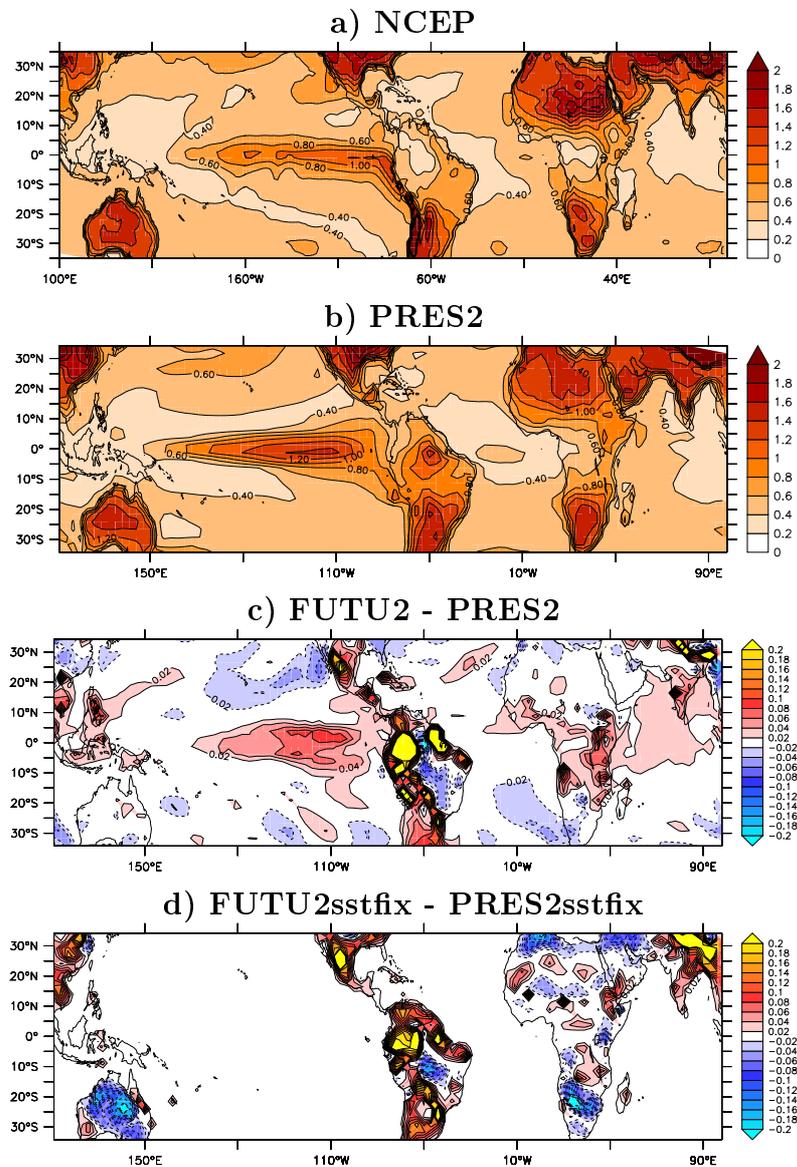


FIG. 5.16 Écart type des valeurs moyennes annuelles de la température de surface ($^{\circ}\text{C}$) a) pour les réanalyses NCEP (période 1949-2006), b) pour l'expérience PRES2 (300 dernières années de simulation), c) en anomalie entre FUTU2 et PRES2 et d) en anomalie entre FUTU2sstfix et PRES2sstfix.

ristiques des événements El Niño simulés par le modèle. Un composite constitué d'une moyenne de 24 événements El Niño a été réalisé à partir de l'expérience PRES2. Un autre composite constitué de 22 événements a été réalisé à partir de la simulation FUTU2. La comparaison de ces deux composites permet donc d'évaluer l'effet de la déforestation sur les caractéristiques d'El Niño. Des composites ont également été réalisés à partir des simulations PRES et FUTU afin d'appréhender l'influence de l'état moyen du climat sur les résultats obtenus. Dans un but de comparaison avec des événements réels un dernier composite a été réalisé à partir des réanalyses NCEP pour les années El Niño 1973, 1983, 1887, 1992, 1995 et 1998.

La méthode de réalisation des composites est décrite dans l'annexe A. Cette annexe présente également les composites sous forme de cartes permettant de visualiser le développement spatial et temporel du phénomène El Niño. Dans cette partie l'analyse est focalisée uniquement sur deux régions particulières : le Pacifique Est et l'Amazonie.

5.5.2.1 Pacifique Est

L'évolution temporelle de la température de surface dans la région NINO3 pendant un événement El Niño est illustrée sur la figure 5.17, pour les El Niño simulés par le modèle et ceux des réanalyses NCEP. Le développement d'El Niño dans le Pacifique Est se caractérise par une anomalie chaude liée à l'arrivée d'eau plus chaude en provenance du Pacifique Ouest. Cette anomalie chaude s'installe dès le début de l'année et progresse jusqu'à la fin de l'année pour atteindre un pic pendant la saison hivernale. Ensuite l'anomalie de température s'estompe progressivement pendant l'année suivante. Ces caractéristiques générales sont bien reproduites par le modèle comparativement aux réanalyses NCEP.

Concernant la comparaison entre les deux simulations, la seule différence notable se situe pendant la phase initiale du développement de l'anomalie chaude. Dans la simulation FUTU2 l'anomalie chaude est plus importante pendant le début d'année. La différence entre ces anomalies est statistiquement significative au-dessus du niveau de confiance 90% (voir la figure A.6) mais demeure largement inférieure à 1°C. Les composites des simulations PRES et FUTU (figure 5.17b) permettent de vérifier si les résultats précédents sont robustes quelle que soit la version du modèle utilisée. Or la comparaison des composites de la simulation PRES et de la simulation FUTU ne délivre pas le même message que précédemment puisqu'elle ne montre pas de différences significatives dans la phase initiale du développement d'El Niño. En revanche l'anomalie chaude est plus prononcée au moment du pic d'El Niño et pendant la phase de terminaison de l'événement dans le composite FUTU.

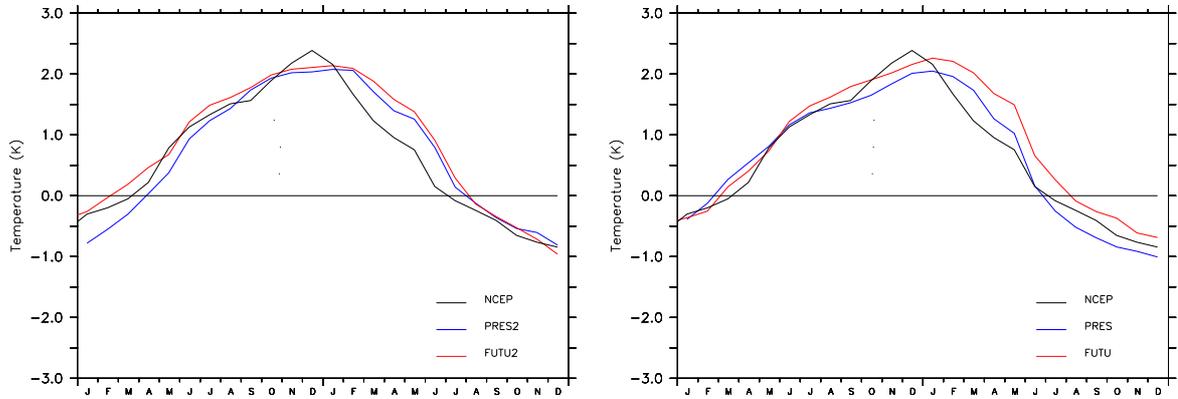


FIG. 5.17 Évolution de l'anomalie de SST sur la région NINO3 (5S-5N ; 150W-90W) pendant le déroulement d'un événement El Niño, a) pour les simulations PRES2 et FUTU2 et les réanalyses NCEP et b) pour les simulations PRES et FUTU et les réanalyses NCEP.

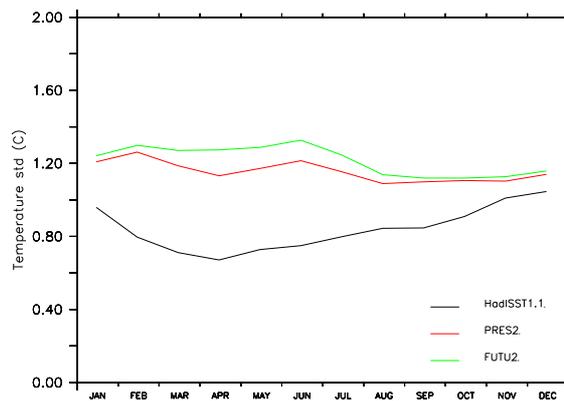


FIG. 5.18 Cycle saisonnier de l'écart type des SST dans la région NINO3 (5S-5N ; 150W-90W) pour les expériences PRES2 et FUTU2 et pour les observations HadISST sur la période 1900-2000 [Rayner et al., 2003].

Au vu de ces résultats il semble difficile de tirer une conclusion claire concernant une éventuelle modification de l'intensité ou du déroulement des événements El Niño dû à la déforestation. De plus, la fréquence des événements El Niño les plus forts ne semble pas être affectée puisque environ le même nombre d'événements a été trouvé dans les simulations PRES2 et FUTU2. L'augmentation de la variabilité interannuelle des SST dans le Pacifique Est après déforestation (voir figure 5.16c) est en fait attribuable à un changement de l'activité des événements El Niño de printemps ou El Niño "avortés". Ces événements sont courant dans les modèles couplés [Guilyardi et al., 2003], mais ne correspondent pas à la réalité observée puisqu'ils atteignent un pic de température au printemps puis disparaissent prématurément. Une analyse spécifique de ces événements dans le modèle a montré que leur intensité augmentait en réponse à la déforestation. L'empreinte de ce changement est visible sur la figure 5.18 montrant le cycle saisonnier de l'écart type des SST dans la zone NINO3. Dans les observations, l'écart type des SST a une valeur faible au moment du printemps et passe par un maximum pendant la saison hivernale en raison la variabilité interannuelle générée par l'alternance des événements El Niño atteignant un pic d'intensité en hiver. Dans le modèle, le cycle saisonnier de l'écart type des SST est exagérément constant à cause de l'existence d'El Niño avortés qui génèrent une variabilité interannuelle importante durant le printemps. En réponse à la déforestation on constate justement que l'augmentation de la variabilité interannuelle des SST dans le Pacifique Est se situe uniquement au printemps ce qui est la traduction d'une augmentation d'activité des El Niño avortés.

5.5.2.2 Amazonie

L'évolution de la température de surface sur l'Amazonie pendant un événement El Niño est représentée sur la figure 5.19a. L'impact d'El Niño se traduit par une anomalie chaude sur le bassin amazonien. Cette anomalie est présente dès l'été précédant le maximum d'intensité d'El Niño. Le modèle reproduit bien l'anomalie chaude sur l'Amazonie avec toutefois une tendance à exagérer cette anomalie comparativement aux réanalyses NCEP.

La comparaison entre les simulations PRES2 et FUTU2 montre que la déforestation a un effet important sur le développement de l'anomalie chaude. On constate une nette augmentation de l'intensité de l'anomalie dans le cas déforesté. Cette différence est maximale pendant la saison du pic d'El Niño (DJF) où l'anomalie chaude est 42% plus importante dans le cas déforesté. La différence des anomalies sur l'Amazonie est statistiquement significative au-dessus du niveau de confiance 90% (voir la figure A.6 et A.7). De plus, ce résultat est conforté par l'analyse des composites issus des simulations PRES et FUTU qui montre égale-

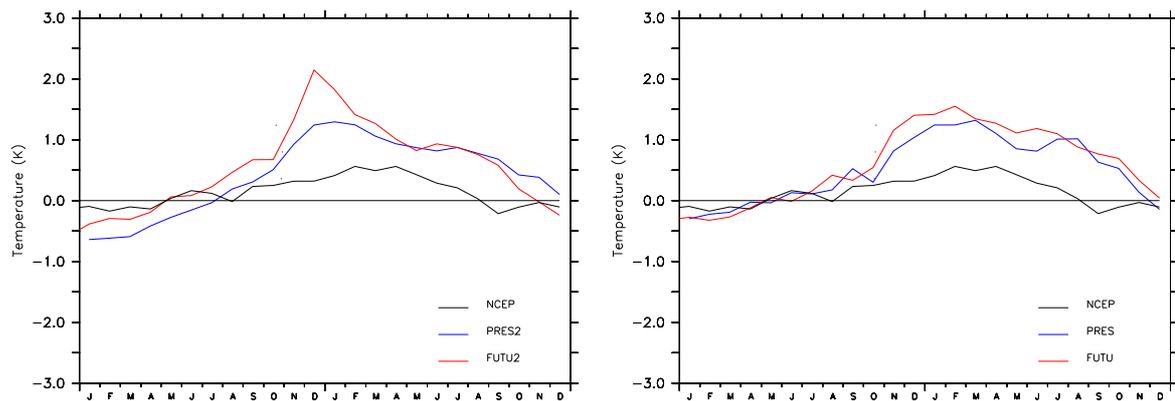


FIG. 5.19 Évolution de l'anomalie de température de surface en Amazonie pendant le déroulement d'un événement El Niño, a) pour les simulations PRES2 et FUTU2 et les réanalyses NCEP et b) pour les simulations PRES et FUTU et les réanalyses NCEP.

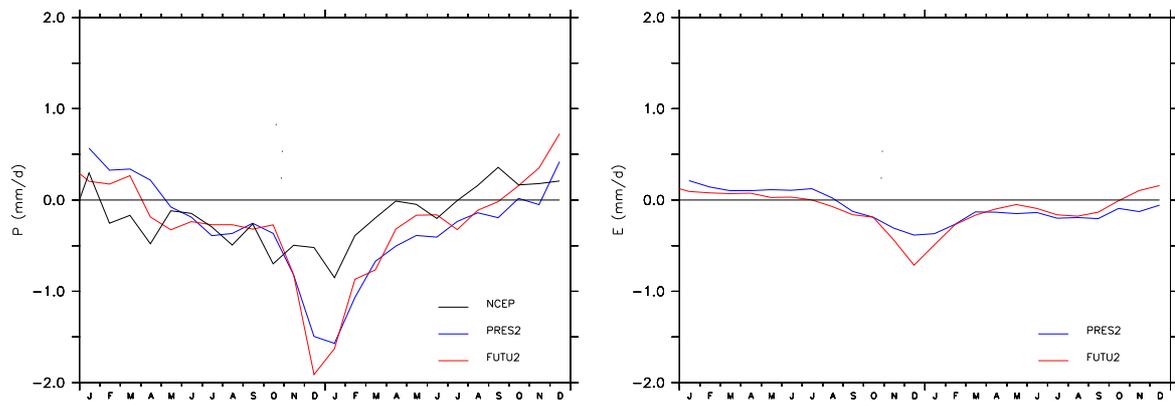


FIG. 5.20 Évolution a) de l'anomalie de précipitations et b) de l'anomalie d'évapotranspiration en Amazonie pendant le déroulement d'un événement El Niño.

ment un renforcement de l'anomalie chaude dans le cas de l'Amazonie déforestée (figure 5.19b). Ce résultat est donc robuste quelle que soit la version du modèle utilisée et donc le climat de contrôle considéré.

L'impact plus important d'El Niño en termes de changement de température sur l'Amazonie peut être interprété comme étant une conséquence de la plus forte sensibilité de la prairie à des conditions de sécheresse. Les événements El Niño correspondent en effet à des conditions plus sèches sur l'Amazonie. Le composite El Niño des précipitations réalisé à partir des réanalyses NCEP indique une anomalie négative des précipitations sur l'Amazonie durant presque un an et les événements El Niño simulés par le modèle de l'IPSL reproduisent également cette caractéristique (figures 5.20a). Pendant la période plus sèche correspondant à l'anomalie El Niño la réduction de l'évapotranspiration est plus forte dans le

cas de l'Amazonie déforestée (figure 5.20b) à cause du stress hydrique plus important ressenti par les prairies. La baisse plus marquée de l'évapotranspiration va donc entraîner une hausse plus importante de la température de surface pour équilibrer le bilan d'énergie de la surface.

Voldoire and Royer [2004] ont également étudié le changement de la variabilité interannuelle en réponse à la déforestation amazonienne en utilisant un GCM atmosphérique. Leur étude contraste une simulation de contrôle utilisant des SST observées à une simulation considérant une déforestation complète de l'Amazonie. Leurs résultats indiquent que l'impact des événements El Niño en termes de température est plus fort dans le cas de l'Amazonie déforestée.

Ces résultats suggèrent donc que la déforestation risque d'accentuer l'impact des événements El Niño en Amazonie. Il faut aussi ajouter que cette plus grande vulnérabilité se double d'un climat de surface plus chaud en moyenne. Ainsi pendant l'hiver correspondant au pic d'El Niño, la température de surface atteint 1.2°C de plus dans le cas de l'Amazonie déforestée, en prenant en compte l'augmentation de la température moyenne en surface.

5.6 Conclusions

Le but de ce chapitre était d'étudier l'impact d'une possible déforestation de l'Amazonie sur le climat.

La comparaison du modèle ORCHIDEE avec des observations sur site en Amazonie a permis tout d'abord de montrer que le modèle était capable de simuler les principales caractéristiques de la réponse des flux de surface à la déforestation :

- une diminution du rayonnement net provenant à la fois d'une diminution du flux solaire absorbé et d'une augmentation de la perte infrarouge terrestre,
- une diminution de l'évapotranspiration plus marquée pendant la saison sèche que pendant la saison humide,
- et une augmentation du flux de chaleur sensible.

L'impact de la déforestation amazonienne sur le climat a ensuite été analysé à l'aide de simulations climatiques réalisées avec le modèle de l'IPSL. Les changements affectant la région amazonienne dans ces expériences confortent les résultats obtenus dans la plupart des précédentes études. La déforestation conduit en moyenne annuelle sur l'Amazonie à :

- une augmentation de la température de surface,
- une diminution des précipitations,
- et une diminution de la convergence d'humidité.

Concernant la convergence d'humidité sa diminution a été attribuée principalement à l'augmentation de l'albédo due à la déforestation. L'augmentation d'albédo conduit en effet à un refroidissement de la colonne atmosphérique qui est compensé par une anomalie subsidente limitant la convergence des masses d'air et de l'humidité sur l'Amazonie.

Une des originalités de l'approche expérimentale utilisée dans cette thèse par rapport aux expériences précédentes est l'utilisation d'un modèle de climat incluant une composante océanique. Ceci nous a permis, en comparant des simulations en mode couplé océan-atmosphère à des expériences utilisant des SST prescrites, d'évaluer l'importance de la prise en compte des processus océaniques vis-à-vis de la sensibilité du climat à la déforestation.

Le rôle principal de l'océan dans nos simulations est d'amplifier le refroidissement radiatif dû à l'augmentation d'albédo après déforestation. Sur la région amazonienne cette rétroaction se traduit par une atténuation du réchauffement de surface et une amplification de la réponse du cycle hydrologique par rapport au cas où le couplage avec l'océan n'est pas pris en compte.

Nous avons également trouvé que la déforestation en Amazonie pouvait potentiellement perturber la circulation atmosphérique bien au-delà de la région déforestée. En particulier la réponse dynamique de l'atmosphère induit un renforcement de la branche Pacifique de la circulation de Walker en favorisant l'ascendance de l'air dans le Pacifique Ouest et en renforçant les alizés dans le Pacifique Est. Dans ce contexte, le changement des SST sur le Pacifique (réduction du gradient de température Est-Ouest) s'est avéré jouer un rôle d'atténuation de la réponse atmosphérique initiale.

En plus de modifier les conditions climatiques moyennes la déforestation a également le potentiel de modifier l'amplitude des variations saisonnières et interannuelles du climat. La forêt tropicale agit en effet comme un système régulateur modérant les variations climatiques par le biais de son importante capacité évaporative. Les prairies ont au contraire une capacité d'évapotranspiration plus dépendante des conditions d'humidité induisant ainsi des variations plus importante de la température de surface. Le remplacement de la forêt amazonienne par des prairies dans nos expériences conduit ainsi à une augmentation de l'amplitude du cycle saisonnier et de la variabilité interannuelle. Ces changements sont probablement plus préoccupants que le changement moyen du climat en termes d'impact sur la survie des écosystèmes et de la population. En effet l'adaptation à une augmentation des événements extrêmes est plus problématique que l'adaptation à un changement moyen du climat.

Les résultats de ce chapitre soulèvent également la question de l'impact potentiel de la déforestation sur la variabilité ENSO. Dans nos expériences la varia-

bilité interannuelle des SST dans le Pacifique est augmentée après déforestation. Il s'est cependant avérée que cette réponse était très probablement influencée par les biais du modèle concernant la simulation de phénomène ENSO. Ce résultat souligne que la compréhension du phénomène ENSO et sa simulation dans les modèles couplés est encore limitante pour pouvoir tirer des conclusions robuste sur l'impact éventuelle de la déforestation sur ce phénomène.

Conclusion générale

Les surfaces continentales jouent un rôle actif dans la répartition de l'énergie, de l'eau et des composés chimiques au sein du système climatique et elles ont une influence directe sur la partie inférieure de l'atmosphère qui constitue le climat que nous ressentons.

En modifiant la distribution de la couverture végétale à la surface de la Terre pour les besoins de l'agriculture, les activités humaines ont contribué à modifier les propriétés biophysiques des surfaces continentales. L'influence de cette modification sur le climat est encore assez peu connue et constitue le sujet de cette thèse.

Les modèles climatiques qui ont été employés jusqu'à présent pour étudier cette question étaient généralement des modèles simplifiés ou n'incluant pas de composante océanique. Dans cette thèse nous avons utilisé un modèle plus complet, comparable à ceux utilisés dans le cadre du dernier rapport de l'IPCC [IPCC, 2007] pour quantifier l'influence des forçages climatiques plus classiques tel que les GHG et les aérosols.

Dans un premier temps, la sensibilité du modèle de climat de l'IPSL à une perturbation de la couverture végétale a été étudiée dans le contexte d'expériences conceptuelles considérant une déforestation complète de la surface des continents. Un tel scénario n'a évidemment pas pour but de représenter une perturbation réaliste de la couverture végétale mais permet d'explorer de façon exhaustive l'effet potentiel de la déforestation dans différentes parties du globe.

La déforestation conduit un refroidissement global dans le modèle, mais avec cependant des disparités régionales très importantes. De même que *Claussen et al.* [2001] dans leurs expériences avec un modèle de complexité intermédiaire, nous avons trouvé que l'effet biophysique de la déforestation conduisait à un refroidissement dans les moyennes et hautes latitudes et à un réchauffement dans les zones tropicales déforestées. Ce résultat met en avant un élément essentiel dans l'étude des changements de la végétation et qui en fait la complexité : la déforestation peut avoir un effet climatique opposé selon le lieu où elle se produit. Ce para-

doxe est généralement justifié comme étant lié au fait que le changement d'albédo dû à la déforestation est le facteur dominant dans les hautes latitudes alors que les effets liés au cycle hydrologique prennent le dessus dans les tropiques [*Pielke et al.*, 2002; *Betts et al.*, 2007]. Jusqu'à présent, l'importance relative de ces différents processus et de leurs interactions éventuelles n'a jamais été explicitement quantifiée à l'échelle globale.

Nous avons donc effectué des simulations supplémentaires dans lesquelles l'effet des différents paramètres qui sont modifiés lors de la déforestation (albédo, rugosité et efficacité évaporative) a été évalué séparément. Ces expériences ont montré que l'augmentation d'albédo due à la déforestation conduisait à un refroidissement du climat à toutes les latitudes à cause de la réduction de l'énergie solaire absorbée par la Terre. Ce refroidissement est plus prononcé dans les hautes latitudes et affecte la troposphère ainsi que les températures océaniques. Le changement de la rugosité ainsi que le changement de l'efficacité évaporative conduisent au contraire à un réchauffement du climat dont l'origine n'est pas un déséquilibre du bilan radiatif terrestre. Ces deux processus peuvent donc être qualifiés de non-radiatifs par opposition à l'effet radiatif dû à l'albédo. Le réchauffement dû aux processus non-radiatifs est confiné aux zones déforestées et à la partie basse de l'atmosphère.

Nous avons trouvé que les interactions non-linéaires entre les différents processus étaient relativement faibles. L'effet biophysique total de la déforestation peut donc être interprété comme la combinaison de l'effet individuel des différents processus. Ces résultats ont permis de mieux définir les zones où l'effet radiatif dû à la déforestation est prépondérant (moyennes et hautes latitudes, océan), les zones où les effets non-radiatifs dominent (continents tropicaux) et les zones où les effets radiatifs et non-radiatifs se compensent (continents subtropicaux).

L'influence de deux scénarios d'occupation des sols plus réalistes, l'un pour la période historique et l'autre pour la période future (SRES A2), a ensuite été étudiée. L'objectif principal de cette étude a été d'évaluer si le changement d'occupation des sols pouvait avoir une influence globale sur le climat et si cette influence pouvait être quantifiable en utilisant le concept classique de forçage radiatif.

Nous avons estimé qu'entre l'époque pré-industrielle et aujourd'hui la modification des propriétés biophysiques de la surface avait exercé un forçage de $-0.29 W/m^2$. Entre aujourd'hui et le siècle prochain, le forçage radiatif dû à l'effet biophysique du changement d'occupation des sols pourrait atteindre $-0.7 W/m^2$ dans le cas d'un scénario prévoyant une importante déforestation des tropiques. Ces estimations indiquent que la modification par l'Homme des propriétés biophysiques de la surface représente une influence refroidissante pour le climat. Les expériences climatiques réalisées avec le modèle de l'IPSL montrent effectivement

un refroidissement global en réponse à l'évolution historique et future de l'occupation des sols. Nous avons cependant montré que la sensibilité du climat au forçage lié à l'occupation des sols était plus faible que celle liée à un changement de la concentration en CO_2 . En d'autres termes, une modification des propriétés biophysiques de la surface aura une influence plus faible sur la température globale qu'une variation radiativement équivalente de la concentration de CO_2 . Ceci implique qu'une comparaison directe du forçage radiatif lié au changement d'occupation des sols avec d'autres forçages climatiques n'est pas possible. En tenant compte de l'efficacité climatique plus faible de ce forçage on peut cependant calculer un forçage radiatif effectif qui est lui comparable à d'autres forçages climatiques. Le forçage dû à l'occupation des sols peut être ainsi ré-estimé à $-0.13 W/m^2$ entre le pré-industriel et l'actuel et à $-0.22 W/m^2$ entre l'actuel et 2100. En comparaison, le forçage lié à l'augmentation du CO_2 est estimé à $+1.66 W/m^2$ entre le pré-industriel et l'actuel. Le changement d'occupation des sols a donc pu limiter d'environ 8% le réchauffement global dû à l'augmentation du CO_2 . Entre aujourd'hui et 2100, le forçage lié à l'augmentation du CO_2 pourrait représenter environ $+6 W/m^2$ dans le cas d'un scénario d'émission de type A2. L'influence globale de la modification des propriétés biophysiques de la surface est donc susceptible de devenir encore plus anecdotique au regard de l'évolution de la composition chimique de l'atmosphère.

En revanche, régionalement la conversion de la végétation peut avoir un rôle beaucoup plus important. Nous avons trouvé par exemple qu'aux latitudes tempérées de l'hémisphère nord, le changement d'occupation des sols a pu limiter le réchauffement depuis le pré-industriel d'au moins 20% et localement de plus de 50%. L'effet d'une éventuelle déforestation de l'Amazonie au siècle prochain pourrait au contraire contribuer régionalement à amplifier le réchauffement moyen induit par l'augmentation des GHG de 10 à 50%.

Nous avons ensuite étudié plus spécifiquement cette déforestation amazonienne et son impact climatique potentiel. L'impact régional que causerait une déforestation complète de l'Amazonie a déjà été beaucoup étudié. Le scénario considéré dans nos expériences est plus réaliste et légèrement moins drastique, cela dit les résultats obtenus avec le modèle de l'IPSL aboutissent aux mêmes conclusions que dans la plupart des précédentes études : la déforestation conduit en moyenne sur l'Amazonie à une augmentation de la température de surface et à une diminution des précipitations qui s'explique à la fois par une réduction de l'évapotranspiration et par une réduction de la convergence d'humidité. Ces résultats nous ont donc conforté dans l'idée que la sensibilité du modèle à la déforestation amazonienne semble crédible au vu des connaissances actuelles.

La prise en compte du couplage avec l'océan dans nos expériences a une influence sur la réponse climatique obtenue. Le rôle des rétroactions océaniques est

d'amplifier le refroidissement radiatif atmosphérique dû à l'augmentation d'albédo après déforestation. Sur la région amazonienne cette rétroaction se traduit par une atténuation du réchauffement de surface et une amplification de la réponse du cycle hydrologique par rapport au cas où le couplage avec l'océan n'est pas pris en compte.

Concernant l'influence de la déforestation amazonienne sur la circulation atmosphérique, nous avons vu que l'augmentation d'albédo due à la déforestation génère un refroidissement de la colonne atmosphérique, compensé par une anomalie de subsidence au-dessus de l'Amazonie. La réponse dynamique de l'atmosphère à cette perturbation induit une réorganisation à grande échelle de la circulation et cause notamment un renforcement de la branche Pacifique de la circulation de Walker. Cependant, le changement des températures océaniques dans le Pacifique contribue à atténuer cette réponse atmosphérique. En effet la structure des anomalies de SST dans le Pacifique correspond à un refroidissement à l'Ouest et à un réchauffement à l'Est, contribuant ainsi à réduire le gradient de température Est-Ouest et donc l'intensité des alizés.

Étant donné que la structure du changement des SST dans le Pacifique rappelle celle d'une anomalie El Niño, nous nous sommes intéressés à l'éventuelle modification de l'activité ENSO en réponse à la déforestation. Une augmentation de la variabilité interannuelle des SST dans le Pacifique Est après déforestation est effectivement constatée dans le modèle. Cette augmentation semble cependant liée à l'intensification d'événements El Niño "avortés" non représentatif des événements El Niño réels et étant la conséquence des biais du modèle. Cette étude soulève donc la question de l'influence potentielle de la déforestation sur le phénomène ENSO mais montre que la capacité actuelle des modèles couplés à reproduire le phénomène ENSO peut représenter une limitation importante dans ce genre d'études.

En revanche, concernant l'impact des événements El Niño en Amazonie, il apparaît clairement que l'effet de ces événements est amplifié dans le cas où l'Amazonie est déforestée. L'anomalie chaude se produisant en Amazonie est renforcée à cause de la diminution plus importante de l'évapotranspiration des prairies par rapport aux forêts. La forêt tamponne en effet les variations du climat à différentes échelles de temps plus que ne le fait la prairie et ceci est dû à sa plus grande capacité à exploiter l'eau du sol. Le remplacement des forêts tropicales par des prairies présente donc le risque de rendre plus vulnérable la région Amazonienne à des événements climatiques extrêmes.

Limitations et Perspectives

Les simulations climatiques réalisées dans le cadre de cette thèse sont des expériences théoriques dans lesquelles les forçages s'exerçant sur le climat sont maintenus constants. Dans ce contexte la perturbation due à un changement de la couverture végétale a été analysée après que le système climatique soit revenu à un nouvel état d'équilibre. De telles expériences sont utiles pour pouvoir quantifier la sensibilité climatique à un forçage particulier et identifier les processus importants qui déterminent cette sensibilité. Cependant elles ne doivent pas être considérées comme une estimation de l'impact effectivement produit par l'évolution d'un certain forçage entre deux périodes. Pour poursuivre le travail commencé à travers cette thèse il serait donc nécessaire de réaliser des simulations climatiques incluant une évolution transitoire de l'occupation des sols en plus des autres forçages climatiques. La comparaison de telles simulations avec des simulations existantes n'incluant pas les changements d'occupation des sols devrait permettre d'isoler l'influence effective des changements de végétation. Il serait également possible par une méthode de détection et d'attribution d'estimer si la prise en compte du changement d'occupation des sols améliore la simulation de l'évolution historique du climat et si elle permet d'expliquer certaines tendances observées. Il faut toutefois garder à l'esprit qu'un tel travail serait très coûteux en temps de calcul car il nécessiterait d'avoir recours à des simulations d'ensemble afin de pouvoir extraire le signal de la variabilité interne du modèle.

Une limitation importante dans les expériences que nous avons réalisées concerne la représentation des surfaces cultivées. Dans le scénario historique que nous avons considéré les cultures représentent environ un tiers des surfaces agricoles ayant remplacé la végétation naturelle. Or les caractéristiques et le fonctionnement de ces cultures ont été modélisés dans nos expériences presque comme s'il s'agissait de prairies naturelles. Aucun modèle de climat n'intègre à l'heure actuelle une représentation réaliste des systèmes cultivés. Il est donc difficile d'anticiper à quel point la prise en compte des spécificités des systèmes cultivés pourrait altérer les conclusions qui ont été mises en avant dans cette thèse. Il est vraisemblable qu'à l'échelle saisonnière la représentation de ces processus ait un impact important sur les variables de surface telles que l'albédo, la rugosité et l'évapotranspiration. Le cycle saisonnier des cultures est en effet plus prononcé que celui des herbacées naturelles car il alterne une période de sol nu à une période de forte productivité végétale, ces deux périodes étant contraintes par une phase de semis et une phase de récolte. La prise en compte de l'irrigation devrait aussi modifier considérablement l'évaporation simulée dans un sens conduisant localement à un refroidissant du climat [Boucher *et al.*, 2004]. Des développements sont actuellement en cours à l'IPSL pour améliorer la représentation des écosystèmes cultivés au sein du

modèle ORCHIDEE [Gervois *et al.*, 2004; de Noblet-Ducoudre *et al.*, 2004]. Ces développements devraient permettre à terme de réévaluer l'influence du changement d'occupation des sols dans le modèle de climat avec une prise en compte plus réaliste des systèmes cultivés.

La sensibilité du climat au forçage biophysique lié à l'occupation des sols a été étudiée dans cette thèse avec un modèle particulier. Les résultats obtenus sont donc dépendants de la sensibilité de ce modèle à des modifications de la couverture végétale. Pour évaluer la crédibilité de ces résultats il est nécessaire de les confronter à ceux d'autres modèles. Jusqu'à présent les expériences climatiques visant à explorer l'impact du changement l'occupation des sols sur le climat ont été menées individuellement par les différents groupes de modélisation sans protocole expérimental commun, ce qui rend difficile la comparaison des différentes expériences. La création récente du projet d'intercomparaison LUCID⁵ devrait permettre dans un premier temps d'analyser l'influence d'un scénario historique d'occupation des sols avec un ensemble de modèles utilisant des SST prescrites. Dans un second temps l'intercomparaison pourra être étendue à des modèles couplés.

Les résultats de cette thèse ont souligné l'intérêt de prendre en compte l'effet biophysique du changement d'occupation des sols dans les simulations du changement climatique. Il reste cependant à rappeler que le changement d'occupation des sols influence également les cycles biogéochimiques et que ces cycles affectent eux-même le climat. Du point de vue du cycle du carbone, l'extension des surfaces agricoles émet du CO_2 vers l'atmosphère. La quantité de carbone émise par la déforestation depuis l'époque pré-industrielle jusqu'à aujourd'hui est estimée à 156 GtC [Houghton, 2003], soit environ la moitié des émissions dues à la combustion des matériaux fossiles. Une partie des émissions totales de CO_2 est ensuite réabsorbée par l'océan et la biosphère. L'occupation des sols peut potentiellement affaiblir cette fonction de puits de carbone de la biosphère, augmentant ainsi la quantité de CO_2 restant dans l'atmosphère [Gitz and Ciais, 2003]. Les surfaces agricoles jouent également un rôle prépondérant vis-à-vis des émissions de N_2O . La plupart de l'augmentation de ce gaz à effet de serre dans l'atmosphère depuis l'époque pré-industrielle est en effet reliée à l'augmentation de l'activité microbienne par la fertilisation des sols agricoles [Forster *et al.*, 2007]. Les émissions de poussières, dont l'impact radiatif est aujourd'hui mal connu, sont également favorisées par l'extension des surfaces agricoles à cause de la plus grande fraction de sol nu laissée à l'air libre [Tegen *et al.*, 2004]. Une évaluation complète de l'impact de l'utilisation des sols sur le système climatique devra donc à terme intégrer tous ces différents aspects.

⁵Land-Use and Climate, IDentification of robust impacts

Annexe A

Composites El Niño

Cette annexe vient en complément du chapitre 5 et présente la méthode de réalisation des composites utilisés pour étudier le phénomène El Niño.

Des composites ont été réalisés pour les simulations PRES2 et ACTU2. Ces composites sont une moyenne de plusieurs événements El Niño sélectionnés dans ces simulations. Le critère choisi pour sélectionner les événements El Niño est basé sur l'indice de température NINO3¹. Les événements dépassant pendant au moins trois mois consécutifs un seuil de température fixé ($= 1.5 \times$ l'écart type de la température) sont considérés comme des événements El Niño. La figure A.1 montre la série d'indice NINO3 sur les 300 dernières années de simulation pour les expériences PRES2 et FUTU2. Le seuil de température fixé est matérialisé par un trait rouge sur ces figures. Cependant ce seul critère conduit à sélectionner des événements El Niño "avortés" qui sont des événements atteignant un pic de température au printemps puis disparaissant prématurément. Ce type d'événements est courant dans les modèles couplés [Guilyardi *et al.*, 2003], mais ne correspond pas à la réalité observée. Pour restreindre la sélection aux événements les plus réalistes, seuls ceux atteignant un pic de température entre novembre et février ont donc été conservés.

La moyenne des 24 événements extraits de la simulation PRES2 constitue le composite pour cette simulation. Le composite pour la simulation FUTU2 est constitué 22 événements.

Un composite des événements El Niño observés sur la période historique a également été réalisé afin de comparer les caractéristiques des événements simulés à celles d'événements réels. Ce composite est constitué des années El Niño 1973, 1983, 1887, 1992, 1995 et 1998 et a été réalisé à partir des réanalyses NCEP sur la période 1949-2006 [Kalnay *et al.*, 1996]. La tendance linéaire présente sur cette

¹anomalies mensuelles de SST dans la région du Pacifique Est : 5S-5N, 150W-90W

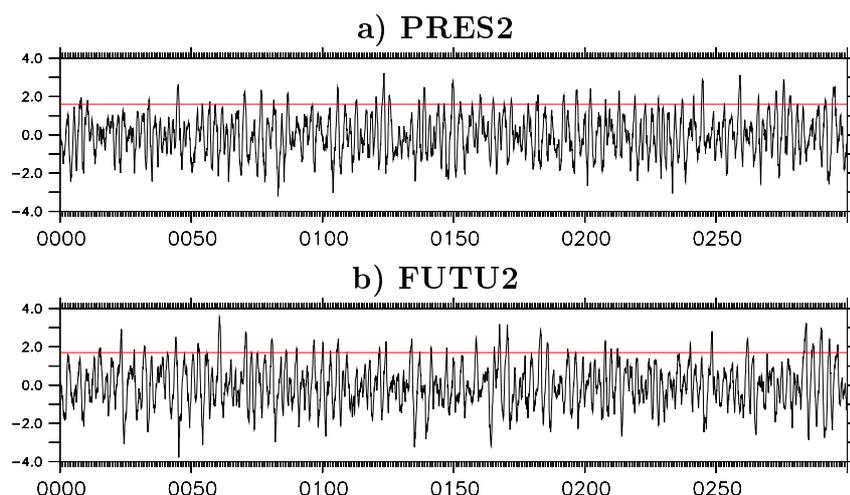


FIG. A.1 Série temporelle de l'indice NINO3 a) pour la simulation PRES2 et b) pour la simulation FUTU2. Le trait rouge matérialise le seuil utilisé pour la sélection des événements El Niño.

période a été retirée avant d'effectuer le composite.

La significativité statistique des composites est évaluée par rapport à l'ensemble de la variabilité des 300 ans de simulation (ou de la période 1949-2006 pour NCEP) d'après une méthode proposée par *Terray et al.* [2003]. Cette méthode a été développée comme une alternative au test de Student qui est peu approprié pour l'analyse statistique des composites.

Les composites de la température de surface pour les réanalyses NCEP et pour la simulation PRES2 sont illustrés sur les figures A.2 et A.3 respectivement en anomalie par rapport à la climatologie de la période 1949-2006 et en anomalie par rapport à la climatologie des 300 ans de simulation. Ces figures indiquent l'évolution saison par saison de la distribution des anomalies de température pendant les deux années encadrant le pic d'El Niño. La première année (figure A.2), l'anomalie de température augmente progressivement dans le Pacifique Est. Le pic d'intensité de l'événement se produit en fin d'année/début d'année suivante (DJF) (figure A.3), puis l'anomalie de température décroît progressivement pendant le reste de l'année. On remarque également que le développement de l'anomalie dans le Pacifique a des répercussions dans des zones distantes et que par exemple l'anomalie chaude se propage largement dans le reste des tropiques. Dans l'ensemble, les événements simulés par le modèle reproduisent bien ces caractéristiques comparés aux réanalyses NCEP.

De la même façon les composites des précipitations sont illustrés sur les figures A.4 et A.5. On peut voir notamment que le phénomène El Niño se traduit par un déficit pluviométrique sur l'Ouest du Pacifique et une augmentation des

précipitations sur l'Est du Pacifique. Dans l'ensemble le modèle reproduit cette structure, cependant l'anomalie positive de précipitations est trop confinée sur l'équateur et s'étend trop vers l'Ouest par rapport aux réanalyses NCEP. Le déficit de précipitations sur l'Amazonie qui est présent dans les réanalyses NCEP est également reproduit par le modèle.

Pour permettre de visualiser l'impact de la déforestation sur les caractéristiques des événements El Niño, les figures A.6 et A.7 comparent le composite de la simulation FUTU2 au composite de la simulation PRES2, pour la température de surface et les précipitations. Les composites étant exprimés en anomalie par rapport à la climatologie de chaque simulation, la différence entre les composites des deux simulations n'inclut pas de biais lié à l'état moyen différent du climat. La différence la plus nette se situe pendant l'année précédant le pic (figure A.6) : dans le cas déforesté l'anomalie de température dans le Pacifique Est est plus chaude pendant le démarrage de l'événement. On remarque également que l'anomalie chaude en Amazonie pendant le pic d'El Niño est amplifiée après déforestation. Cette différence est statistiquement significative au-dessus du niveau de confiance 90%.

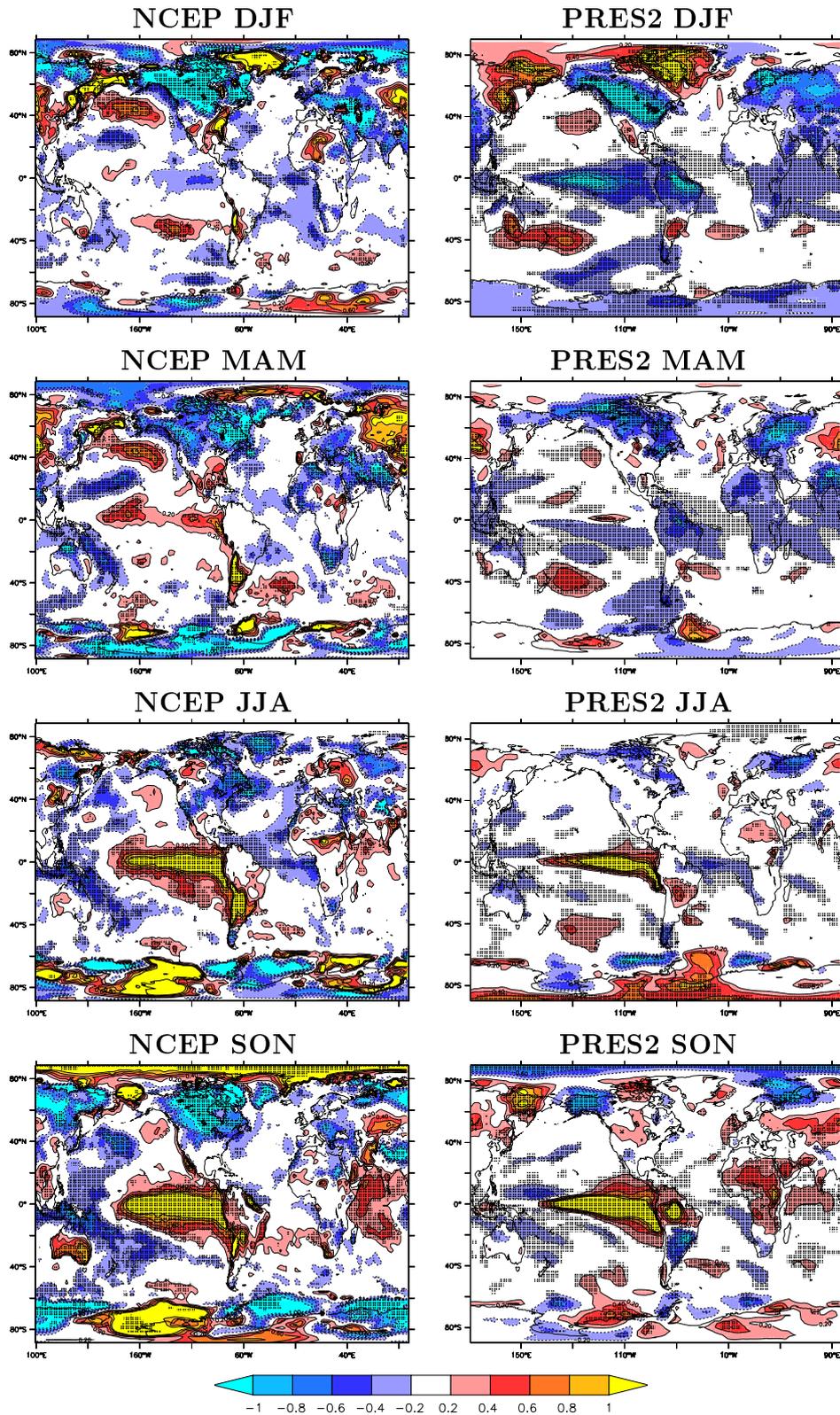


FIG. A.2 Composite El Niño de la température de surface ($^{\circ}\text{C}$) pour les réanalyses NCEP et pour la simulation PRES2 pour l'année précédant le pic d'intensité d'El Niño. Les zones grisées indiquent une significativité supérieure au niveau de confiance 90%.

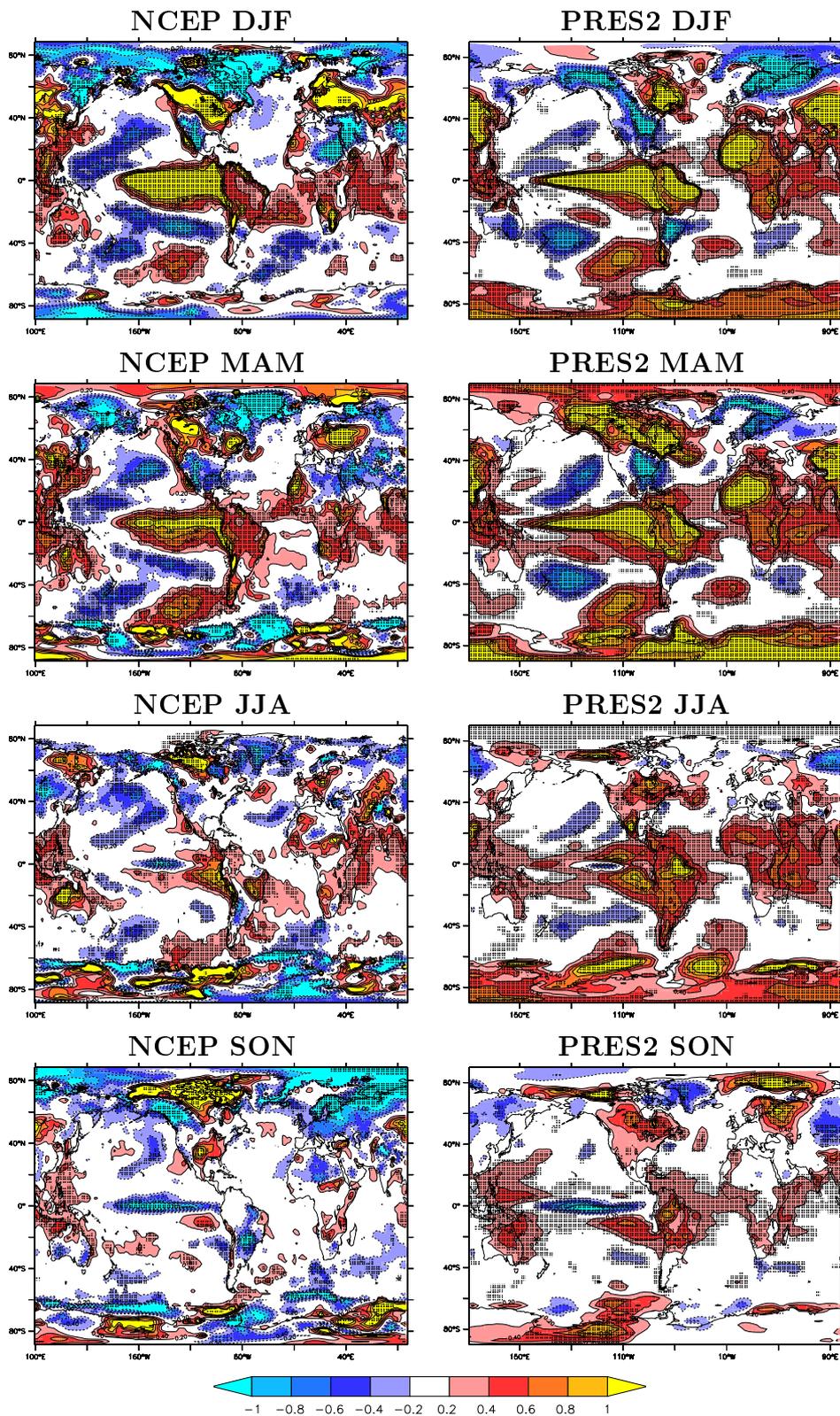


FIG. A.3 Même chose que la figure A.2 mais pour l'année suivante.

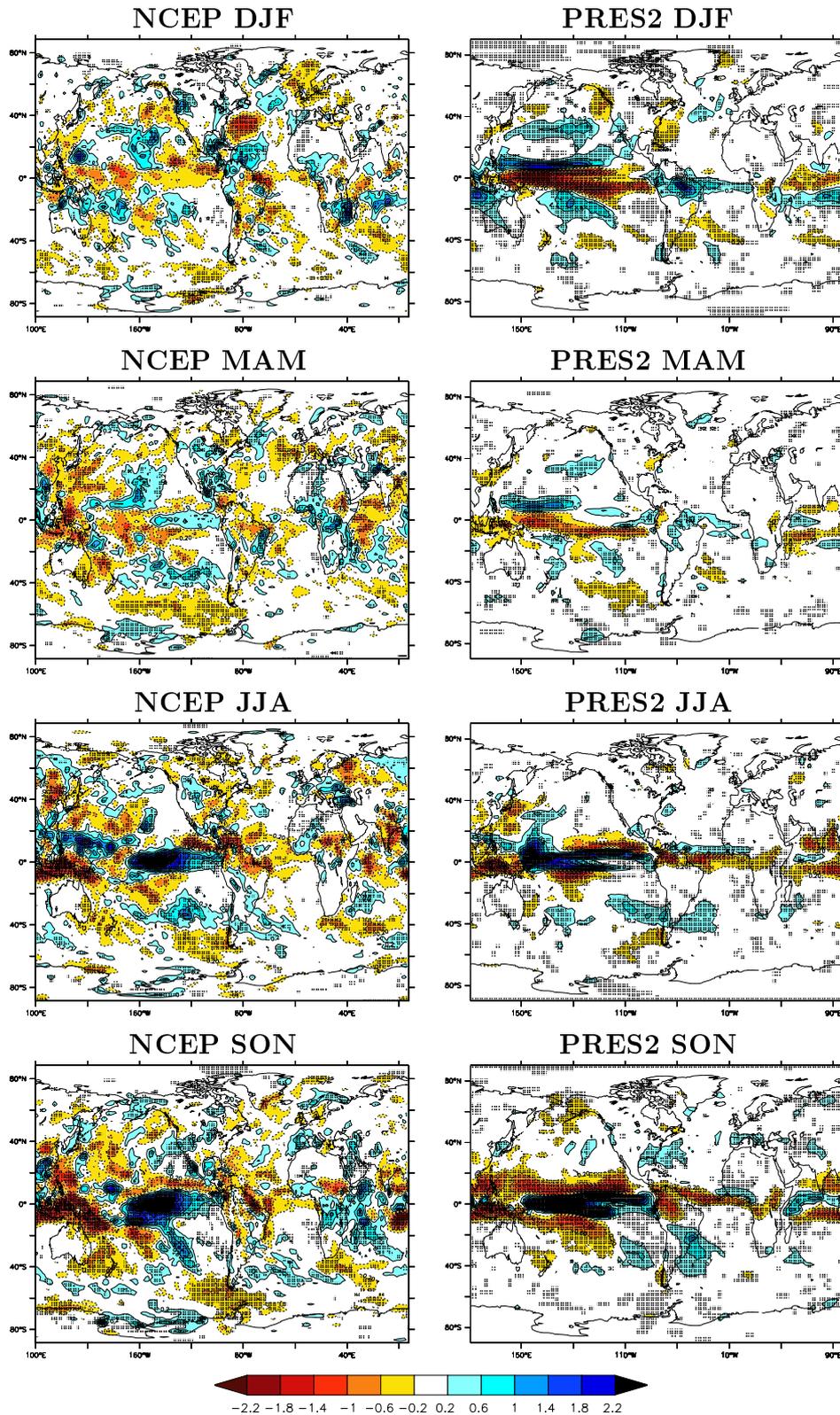


FIG. A.4 Composite El Niño des précipitations (mm/j) pour les réanalyses NCEP et pour la simulation PRES2, pour l'année précédant le pic d'intensité d'El Niño. Les zones grisées indiquent une significativité supérieure au niveau de confiance 90%.

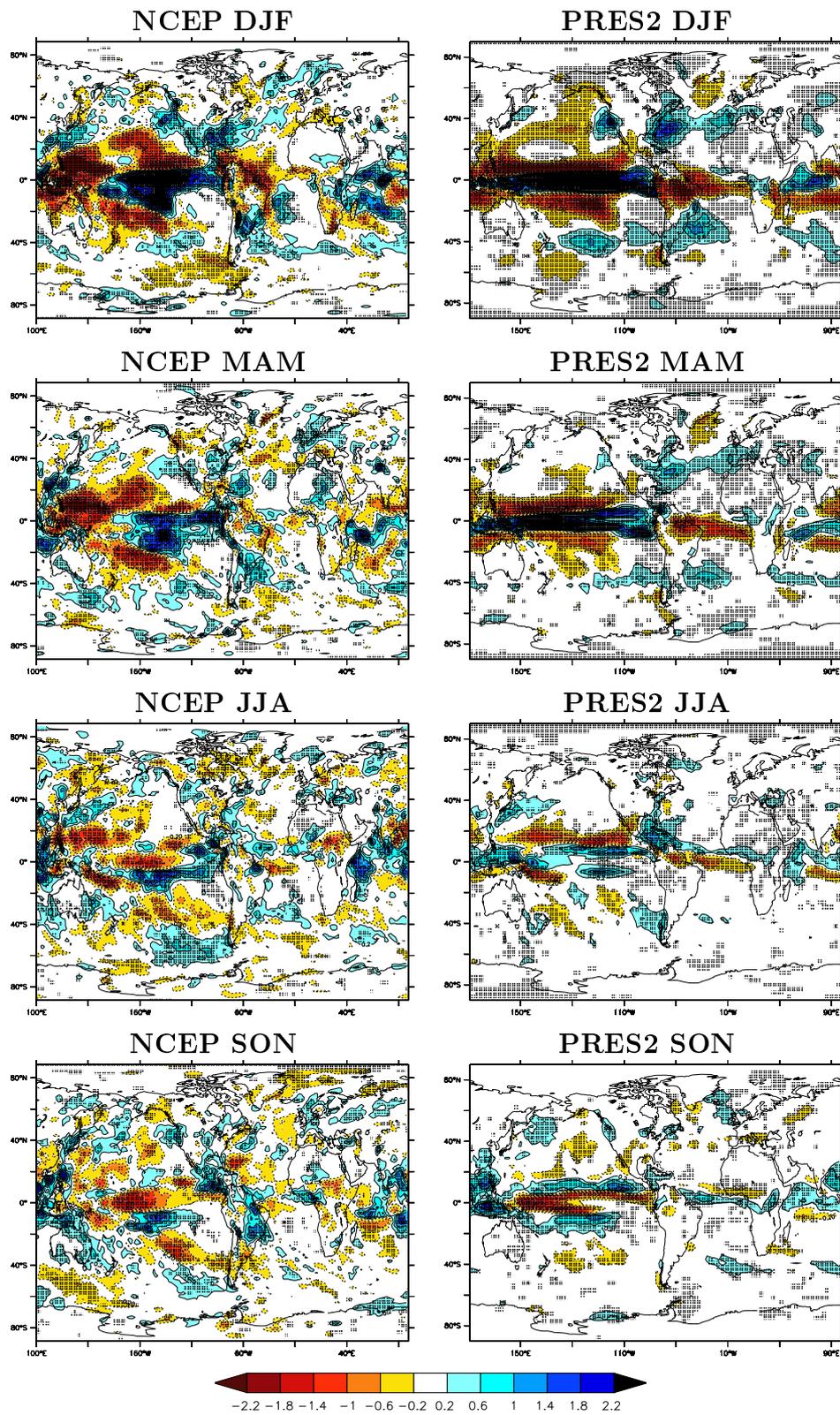


FIG. A.5 Même chose que la figure A.4 mais pour l'année suivante.

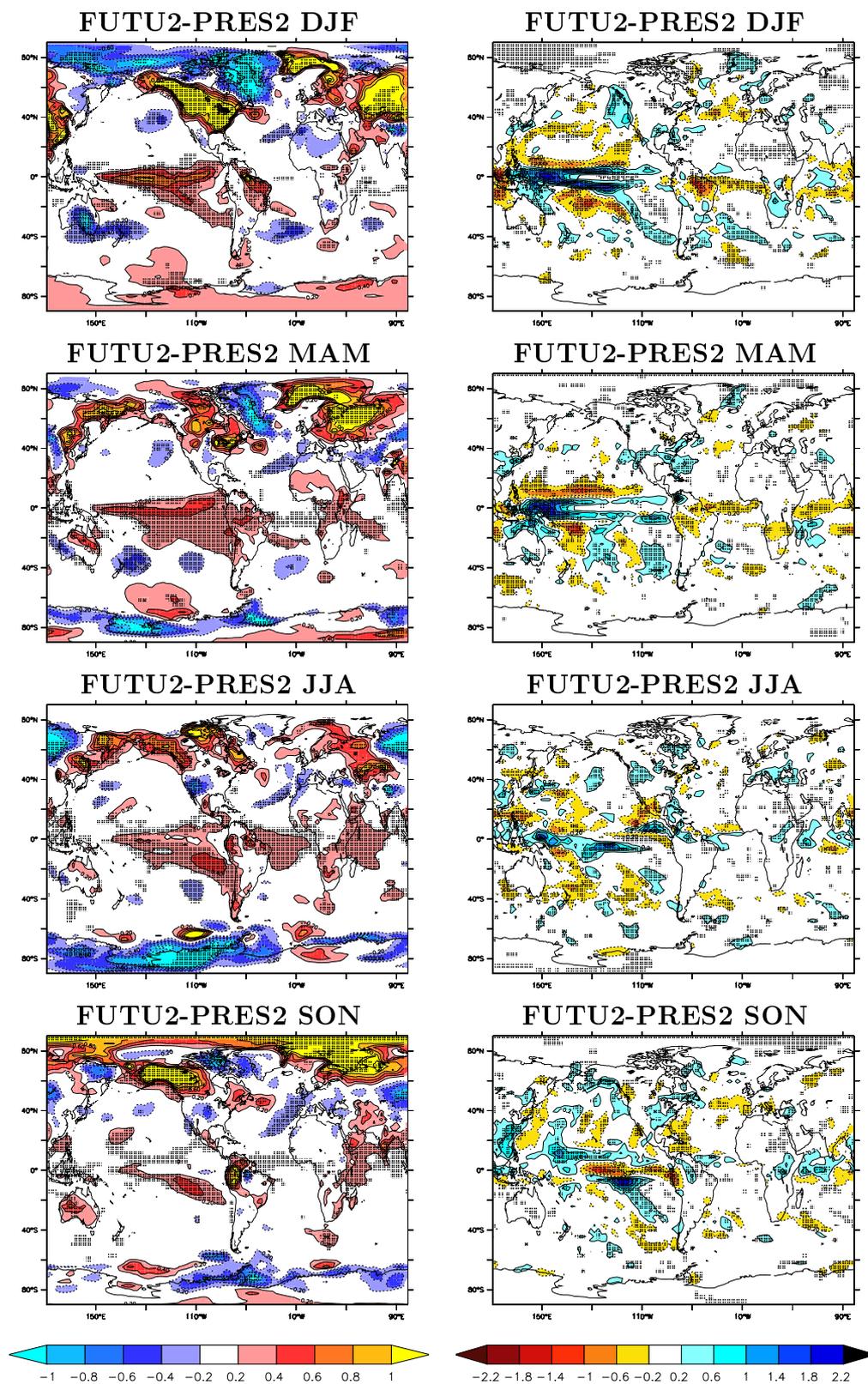


FIG. A.6 Composite El Niño de la température de surface (à gauche) et des précipitations (à droite) en différence entre la simulation FUTU2 et la simulation PRES2, pour l'année précédant le pic d'intensité d'El Niño. Les zones grisées indiquent une significativité supérieure au niveau de confiance 90%.

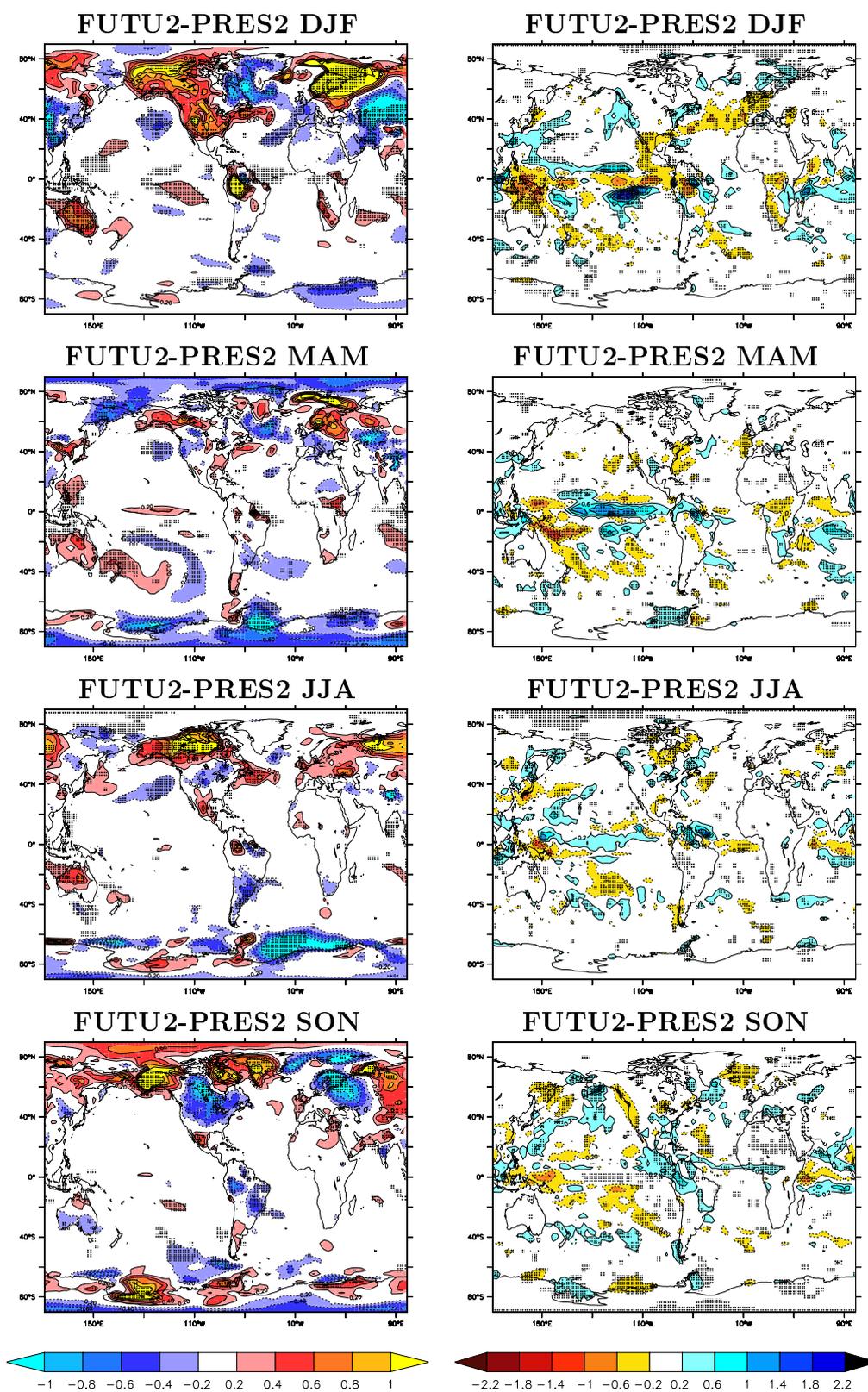


FIG. A.7 Même chose que la figure A.6 mais pour l'année suivante.

Annexe B

Liste des simulations climatiques

Simulation	Version du modèle	GHG	Végétation	Durée
PAST	IPSL-CM4_LCC_v0	pré-industriel	pré-industrielle	400 ans
PRES	IPSL-CM4_LCC_v0	pré-industriel	actuelle	400 ans
FUTU	IPSL-CM4_LCC_v0	pré-industriel	2100	400 ans
PAST2	IPSL-CM4_LCC_v1	pré-industriel	pré-industrielle	500 ans
PRES2	IPSL-CM4_LCC_v1	pré-industriel	actuelle	500 ans
FUTU2	IPSL-CM4_LCC_v1	pré-industriel	2100	500 ans
PRES2sstfix	IPSL-CM4_LCC_v1*	pré-industriel	actuelle	40 ans
FUTU2sstfix	IPSL-CM4_LCC_v1*	pré-industriel	2100	40 ans
AMAsstfix	IPSL-CM4_LCC_v1*	pré-industriel	actuelle Amazonie 2100	40 ans
$2xCO_2$	IPSL-CM4_LCC_v1	$CO_2=560ppm$	actuelle	110 ans
FOREST	IPSL-CM4_LCC_v1	pré-industriel	forêts	110 ans
GRASS	IPSL-CM4_LCC_v1	pré-industriel	prairies	110 ans
ALB	IPSL-CM4_LCC_v1	pré-industriel	forêts albédo prairies	110 ans
RGH	IPSL-CM4_LCC_v1	pré-industriel	forêts rugosité prairies	110 ans
EVA	IPSL-CM4_LCC_v1	pré-industriel	prairies albédo forêts rugosité forêts	110 ans

*SST climatologiques [Taylor et al., 2000].

Annexe C

Liste des acronymes

ABRACOS	Anglo-BRazilian Amazonian Climate Observation Study
ARME	Amazon Region Micrometeorological Experiment
BATS	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme
CRU	Climate Research Unit
EBM	Energy Balance Model
ECMWF	European Center for Medium-range Weather Forecasts
EMIC	Earth System Model of Intermediate Complexity
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
FDH	Fixed Dynamical Heating
GCM	General Circulation Model
GHG	Greenhouse Gases
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
ITCZ	Inter Tropical Convergence Zone
LAI	Leaf Area Index
LBA	Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment
LIM	Louvain-la-neuve sea-Ice Model
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
LSP	Land Surface Parameterizations
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OASIS	Ocean Atmosphere Sea Ice Soil
OPA	Océan PARallélisé
ORCHIDEE	ORganizing Carbon and Hydrology in Dynamic EcosystEms
PFT	Plant Functional Type
RCM	Radiative Convective Model
SECHIBA	Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère

SiB	Simple Biosphere Model
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
SST	Sea Surface Temperatures
STOMATE	Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems

Bibliographie

- Alcamo, J., G. J. Vandenborn, A. F. Bouwman, B. J. Dehaan, K. K. Goldewijk, O. Klepper, J. Krabec, R. Leemans, J. G. J. Olivier, A. M. C. Toet, H. J. M. Devries, and H. J. Vanderwoerd (1994), Modeling the Global Society-Biosphere-Climate System.2. Computed Scenarios, *Wat. Air Soil Pollut.*, 76(1-2), 37–78.
- Andronova, N. G., and M. E. Schlesinger (2001), Objective estimation of the probability density function for climate sensitivity, *J. of Geophys. Res.*, 106(D19), 22,605–22,611.
- Arora, V. (2002), Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models, *Reviews of Geophysics*, 40(2), –.
- Arrhenius, S. (1896), On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature on the ground, *Philos. Mag.*, 41, 237–276.
- Bala, G., K. Caldeira, M. Wickett, T. J. Phillips, D. B. Lobell, C. Delire, and A. Mirin (2007), Combined climate and carbon-cycle effects of large-scale deforestation, *Proc Natl. Acad. Sci. USA*, 104(16), 6550–6555.
- Baldocchi, D., E. Falge, L. H. Gu, R. Olson, D. Hollinger, S. Running, P. Anthoni, C. Bernhofer, K. Davis, R. Evans, J. Fuentes, A. Goldstein, G. Katul, B. Law, X. H. Lee, Y. Malhi, T. Meyers, W. Munger, W. Oechel, K. T. P. U, K. Pilegaard, H. P. Schmid, R. Valentini, S. Verma, T. Vesala, K. Wilson, and S. Wofsy (2001), FLUXNET : A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11), 2415–2434.
- Ball, J. T. (1988), An analysis of stomatal conductance, Ph.D. thesis, Stanford University.
- Beerling, D. J., F. I. Woodward, M. Lomas, and A. J. Jenkins (1997), Testing the responses of a dynamic global vegetation model to environmental change : a comparison of observations and predictions, *Global Ecology and Biogeography*, 6(6), 439–450.

- Betts, R. A. (1999), Self-beneficial effects of vegetation on climate in an Ocean-Atmosphere General Circulation Model, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(10), 1457–1460.
- Betts, R. A. (2000), Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo, *Nature*, *408*(6809), 187–190.
- Betts, R. A. (2001), Biogeophysical impacts of land use on present-day climate : near-surface temperature change and radiative forcing, *Atmos. Sci. Lett.*, *2*(1-4), 39–51.
- Betts, R. A., P. D. Falloon, K. K. Goldewijk, and N. Ramankutty (2007), Biogeophysical effects of land use on climate : Model simulations of radiative forcing and large-scale temperature change, *Agricultural and Forest Meteorology*, *142*(2-4), 216–233.
- Bonan, G. B. (1995), Land Atmosphere Co₂ Exchange Simulated by a Land-Surface Process Model Coupled to an Atmospheric General-Circulation Model, *J. of Geophys. Res.*, *100*(D2), 2817–2831.
- Bonan, G. B. (1997), Effects of land use on the climate of the United States, *Climatic Changes*, *37*(3), 449–486.
- Bonan, G. B. (2002), *Ecological climatology : concepts and applications*, 678 pp., Cambridge University Press.
- Bonan, G. B. (2008), Forests and climate change : Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests, *Science*, *320*(5882), 1444–1449, doi :{10.1126/science.1155121}.
- Bonan, G. B., D. Pollard, and S. L. Thompson (1992), Effects of Boreal Forest Vegetation on Global Climate, *Nature*, *359*(6397), 716–718.
- Bony, S., and K. A. Emanuel (2001), A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection ; Evaluation using TOGA COARE data, *J. of Atmospheric Sciences*, *58*(21), 3158–3183.
- Bony, S., R. Colman, V. M. Kattsov, R. P. Allan, C. S. Bretherton, J. L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M. M. Holland, W. Ingram, D. A. Randall, B. J. Soden, G. Tselioudis, and M. J. Webb (2006), How well do we understand and evaluate climate change feedback processes ?, *J. of Climate*, *19*(15), 3445–3482.
- Botta, A., N. Viovy, P. Ciais, P. Friedlingstein, and P. Monfray (2000), A global prognostic scheme of leaf onset using satellite data, *Global Change Biol.*, *6*, 709–725.

- Boucher, O., G. Myhre, and A. Myhre (2004), Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapour and climate, *Clim. Dyn.*, 22(6-7), 597–603.
- Bounoua, L., R. DeFries, G. J. Collatz, P. Sellers, and H. Khan (2002), Effects of land cover conversion on surface climate, *Climatic Changes*, 52(1-2), 29–64.
- Braconnot, P., F. Hourdin, S. Bony, J. L. Dufresne, J. Y. Grandpeix, and O. Marti (2007), Impact of different convective cloud schemes on the simulation of the tropical seasonal cycle in a coupled ocean-atmosphere model, *Clim. Dyn.*, 29(5), 501–520.
- Bretherton, C. S., and A. H. Sobel (2003), The Gill model and the weak temperature gradient approximation, *J. of Atmospheric Sciences*, 60(2), 451–460.
- Brovkin, V., A. Ganopolski, M. Claussen, C. Kubatzki, and V. Petoukhov (1999), Modelling climate response to historical land cover change, *Global Ecology and Biogeography*, 8(6), 509–517.
- Brovkin, V., S. Sitch, W. von Bloh, M. Claussen, E. Bauer, and W. Cramer (2004), Role of land cover changes for atmospheric CO₂ increase and climate change during the last 150 years, *Global Change Biol.*, 10(8), 1253–1266.
- Brovkin, V., M. Claussen, E. Driesschaert, T. Fichefet, D. Kicklighter, M. F. Loutre, H. D. Matthews, N. Ramankutty, M. Schaeffer, and A. Sokolov (2006), Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six Earth system models of intermediate complexity, *Clim. Dyn.*, 26(6), 587–600.
- Budyko, M. I. (1974), *Climate and Life*, 508 pp., Academic Press.
- Chalita, S., and H. Letreut (1994), The Albedo of Temperate and Boreal Forest and the Northern-Hemisphere Climate - a Sensitivity Experiment Using the LMD-GCM, *Clim. Dyn.*, 10(4-5), 231–240.
- Charney, J. G. (1975), Dynamics of Deserts and Drought in Sahel, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 101(428), 193–202.
- Charney, J. G., and N. A. Phillips (1953), Numerical Integration of the Quasi-Geostrophic Equations for Barotropic and Simple Baroclinic Flows, *Journal of Meteorology*, 10(2), 71–99.
- Chase, T. N., R. A. Pielke, T. G. F. Kittel, R. R. Nemani, and S. W. Running (2000), Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter, *Clim. Dyn.*, 16(2-3), 93–105.
- Choisnel, E. (1977), Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol, *La Météorologie*, 6(11), 103–133.

- Claussen, M., and V. Gayler (1997), The greening of the Sahara during the mid-Holocene : results of an interactive atmosphere-biome model, *Global Ecology and Biogeography Letters*, 6(5), 369–377.
- Claussen, M., V. Brovkin, and A. Ganopolski (2001), Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change, *Geophys. Res. Lett.*, 28(6), 1011–1014.
- Collatz, G. J., M. Ribas-Carbo, and J. A. Berry (1992), Coupled photosynthesis-stomatal conductance model of leaves for C₄ plants, *J. Aust. Plant Physiol.*, 19, 519–538.
- Costa, M. H., and J. A. Foley (2000), Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia, *J. of Climate*, 13(1), 18–34.
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. B. Bunton, R. L. H. Essery, P. R. Rowntree, and J. Smith (1999), The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity, *Clim. Dyn.*, 15(3), 183–203.
- Culf, A. D., G. Fisch, and M. G. Hodnett (1995), The Albedo of Amazonian Forest and Ranch Land, *J. of Climate*, 8(6), 1544–1554.
- Culf, A. D., J. L. Esteves, O. Marques Filho, and H. R. da Rocha (1996), Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia, in *Amazonian deforestation and climate*, edited by J. H. C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. L. Victoria, pp. 175–191, John Wiley & Sons.
- Davin, E. L., N. de Noblet-Ducoudré, and P. Friedlingstein (2007), Impact of land cover change on surface climate : Relevance of the radiative forcing concept, *Geophys. Res. Lett.*, 34(13), –.
- de Noblet-Ducoudre, N., S. Gervois, P. Ciais, N. Viovy, N. Brisson, B. Seguin, and A. Perrier (2004), Coupling the Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer Scheme ORCHIDEE to the agronomy model STICS to study the influence of croplands on the European carbon and water budgets, *Agronomie*, 24(6-7), 397–407.
- Deardorff, J. W. (1978), Efficient Prediction of Ground Surface-Temperature and Moisture, with Inclusion of a Layer of Vegetation, *J. of Geophys. Res.*, 83(Nc4), 1889–1903.
- DeFries, R. S., L. Bounoua, and G. J. Collatz (2002), Human modification of the landscape and surface climate in the next fifty years, *Global Change Biol.*, 8(5), 438–458.

- Dickinson, R. E. (1984), Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models, in *Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing Volume 5, Climate Processes and Climate Sensitivity*, edited by J. Hansen and T. Takahashi, pp. 58–72, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Dickinson, R. E., and A. Henderson-Sellers (1988), Modeling Tropical Deforestation - a Study of Gcm Land Surface Parametrizations, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, *114*(480), 439–462.
- Dickinson, R. E., and P. Kennedy (1992), Impacts on Regional Climate of Amazon Deforestation, *Geophys. Res. Lett.*, *19*(19), 1947–1950.
- Dirmeyer, P. A., and J. Shukla (1994), Albedo as a Modulator of Climate Response to Tropical Deforestation, *J. of Geophys. Res.*, *99*(D10), 20,863–20,877.
- Ducoudré, N. I., K. Laval, and A. Perrier (1993), Sechiba, a New Set of Parameterizations of the Hydrologic Exchanges at the Land Atmosphere Interface within the LMD Atmospheric General-Circulation Model, *J. of Climate*, *6*(2), 248–273.
- Dufresne, J. L., J. Quaas, O. Boucher, S. Denvil, and L. Fairhead (2005), Contrasts in the effects on climate of anthropogenic sulfate aerosols between the 20th and the 21st century, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(21), –.
- Emanuel, K. A. (1991), A Scheme for Representing Cumulus Convection in Large-Scale Models, *J. of Atmospheric Sciences*, *48*(21), 2313–2335.
- Farquhar, G. D., S. von Caemmerer, and J. A. Berry (1980), A biochemical model of photosynthesis CO_2 fixation in leaves of C_3 species, *Planta*, *149*, 78–90.
- Feddema, J., K. Oleson, G. Bonan, L. Mearns, W. Washington, G. Meehl, and D. Nychka (2005a), A comparison of a GCM response to historical anthropogenic land cover change and model sensitivity to uncertainty in present-day land cover representations, *Clim. Dyn.*, *25*(6), 581–609.
- Feddema, J. J., K. W. Oleson, G. B. Bonan, L. O. Mearns, L. E. Buja, G. A. Meehl, and W. M. Washington (2005b), The importance of land-cover change in simulating future climates, *Science*, *310*(5754), 1674–1678.
- Fichefet, T., and M. A. M. Maqueda (1997), Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *J. of Geophys. Res.*, *102*(C6), 12,609–12,646.
- Foley, J. A., I. C. Prentice, N. Ramankutty, S. Levis, D. Pollard, S. Sitch, and A. Haxeltine (1996), An integrated biosphere model of land surface processes,

- terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(4), 603–628.
- Foley, J. A., S. Levis, I. C. Prentice, D. Pollard, and S. L. Thompson (1998), Coupling dynamic models of climate and vegetation, *Global Change Biol.*, 4(5), 561–579.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, and R. Van Dorland (2007), Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing, in *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Forster, P. M. D., and K. E. Taylor (2006), Climate forcings and climate sensitivities diagnosed from coupled climate model integrations, *J. of Climate*, 19(23), 6181–6194.
- Fouquart, Y., and B. Bonnel (1980), Computation of solar heating of the Earth's atmosphere : a new parameterization., *Contrib. Atmos. Phys.*, 53, 35–62.
- Fraedrich, K., A. Kleidon, and F. Lunkeit (1999), A green planet versus a desert world : Estimating the effect of vegetation extremes on the atmosphere, *J. of Climate*, 12(10), 3156–3163.
- Friedlingstein, P., G. Joel, C. Field, and I. Fung (1999), Toward an allocation scheme for global terrestrial carbon models, *Global Change Biol.*, 5, 755–770.
- Friend, A. D. (1998), Parameterisation of a global daily weather generator for terrestrial ecosystem modelling, *Ecological Modelling*, 109(2), 121–140.
- Ganopolski, A., V. Petoukhov, S. Rahmstorf, V. Brovkin, M. Claussen, A. Eliseev, and C. Kubatzki (2001), Climber-2 : a climate system model of intermediate complexity. part ii : model sensitivity, *Clim. Dyn.*, 17(10), 735–751.
- Gash, J. H. C., and C. A. Nobre (1997), Climatic effects of Amazonian deforestation : Some results from ABRACOS, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(5), 823–830.
- Gedney, N., and P. J. Valdes (2000), The effect of Amazonian deforestation on the northern hemisphere circulation and climate, *Geophys. Res. Lett.*, 27(19), 3053–3056.

- Gervois, S., N. De Noblet-Ducoudré, N. Viovy, P. Ciais, N. Brisson, B. Seguin, and A. Perrier (2004), Including Croplands in a Global Biosphere Model : Methodology and Evaluation at Specific Sites, *Earth Interactions*, 8(16), 1–25.
- Gibbard, S., K. Caldeira, G. Bala, T. J. Phillips, and M. Wickett (2005), Climate effects of global land cover change, *Geophys. Res. Lett.*, 32(23), –.
- Gill, A. E. (1980), Some Simple Solutions for Heat-Induced Tropical Circulation, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 106(449), 447–462.
- Gitz, V., and P. Ciais (2003), Amplifying effects of land-use change on future atmospheric CO₂ levels, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 17(1), –.
- Goldewijk, K. K. (2001), Estimating global land use change over the past 300 years : The HYDE Database, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 15(2), 417–433.
- Govindasamy, B., P. B. Duffy, and K. Caldeira (2001), Land use Changes and Northern Hemisphere Cooling, *Geophys. Res. Lett.*, 28(2), 291–294.
- Guilyardi, E., P. Delecluse, S. Gualdi, and A. Navarra (2003), Mechanisms for ENSO phase change in a coupled GCM, *J. of Climate*, 16(8), 1141–1158.
- Hahmann, A. N., and R. E. Dickinson (1997), RCM2-BATS model over tropical South America : Applications to tropical deforestation, *J. of Climate*, 10(8), 1944–1964.
- Hansen, J., M. Sato, and R. Ruedy (1997), Radiative forcing and climate response, *J. of Geophys. Res.*, 102(D6), 6831–6864.
- Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, L. Nazarenko, A. Lacis, G. A. Schmidt, G. Russell, I. Aleinov, M. Bauer, S. Bauer, N. Bell, B. Cairns, V. Canuto, M. Chandler, Y. Cheng, A. Del Genio, G. Faluvegi, E. Fleming, A. Friend, T. Hall, C. Jackman, M. Kelley, N. Kiang, D. Koch, J. Lean, J. Lerner, K. Lo, S. Menon, R. Miller, P. Minnis, T. Novakov, V. Oinas, J. Perlwitz, J. Perlwitz, D. Rind, A. Romanou, D. Shindell, P. Stone, S. Sun, N. Tausnev, D. Thresher, B. Wielicki, T. Wong, M. Yao, and S. Zhang (2005), Efficacy of climate forcings, *J. of Geophys. Res.*, 110(D18), –.
- Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, K. Lo, D. W. Lea, and M. Medina-Elizade (2006), Global temperature change, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103(39), 14,288–14,293.
- Haxeltine, A., and I. C. Prentice (1996), BIOME3 : An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10(4), 693–709.

- Henderson-Sellers, A., and V. Gornitz (1984), Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation, *Climatic Changes*, 6(3), 231–257.
- Henderson-Sellers, A., R. E. Dickinson, T. B. Durbidge, P. J. Kennedy, K. McGuffie, and A. J. Pitman (1993), Tropical deforestation - modeling local-scale to regional-scale climate change, *J. of Geophys. Res.*, 98(D4), 7289–7315.
- Houghton, R. A. (2003), Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850-2000, *Tellus B*, 55(2), 378–390.
- Hourdin, F., I. Musat, S. Bony, P. Braconnot, F. Codron, J. L. Dufresne, L. Fairhead, M. A. Filiberti, P. Friedlingstein, J. Y. Grandpeix, G. Krinner, P. Levan, Z. X. Li, and F. Lott (2006), The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection, *Clim. Dyn.*, 27(7-8), 787–813.
- IPCC (2001), *Climate Change 2001 : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 881 pp., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC (2007), *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 996 pp., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jolly, D., I. C. Prentice, R. Bonnefille, A. Ballouche, M. Bengo, P. Brenac, G. Buchet, D. Burney, J. P. Cazet, R. Cheddadi, T. Ector, H. Elenga, S. Elmoutaki, J. Guiot, F. Laarif, H. Lamb, A. M. Lezine, J. Maley, M. Mbenza, O. Peyron, M. Reille, I. Reynaud-Farrera, G. Riollet, J. C. Ritchie, E. Roche, L. Scott, I. Ssemmanda, H. Straka, M. Umer, E. Van Campo, S. Vilimumbalo, A. Vincens, and M. Waller (1998), Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for africa and the arabian peninsula at 0 and 6000 years, *Journal of Biogeography*, 25(6), 1007–1027.
- Jones, P. D., T. J. Osborn, K. R. Briffa, C. K. Folland, E. B. Horton, L. V. Alexander, D. E. Parker, and N. A. Rayner (2001), Adjusting for sampling density in grid box land and ocean surface temperature time series, *J. of Geophys. Res.*, 106(D4), 3371–3380.
- Joshi, M., K. Shine, M. Ponater, N. Stuber, R. Sausen, and L. Li (2003), A comparison of climate response to different radiative forcings in three general

- circulation models : towards an improved metric of climate change, *Clim. Dyn.*, 20(7-8), 843–854.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471.
- Keeling, C. D. (1960), The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in the atmosphere, *Tellus*, 12(2), 200–203.
- Kirilenko, A. P., and A. M. Solomon (1998), Modeling dynamic vegetation response to rapid climate change using bioclimatic classification, *Climatic Changes*, 38(1), 15–49.
- Kleidon, A. (2006), The climate sensitivity to human appropriation of vegetation productivity and its thermodynamic characterization, *Global Planetary Cha.*, 54(1-2), 109–127.
- Knutti, R., G. A. Meehl, M. R. Allen, and D. A. Stainforth (2006), Constraining climate sensitivity from the seasonal cycle in surface temperature, *J. of Climate*, 19(17), 4224–4233.
- Köppen, W. (1936), Das geographische system der klimate, in *Handbuch der Klimatologie, Band 5*, edited by W. Köppen and R. Geiger, Teil C. Gebrüder Bornträger, Berlin.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I. C. Prentice (2005), A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 19(1).
- Laval, K., R. Sadourny, and Y. Serafini (1981), Land surface processes in a simplified general-circulation model, *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 17(1-2), 129–150.
- Lean, J., and P. R. Rowntree (1993), A GCM Simulation of the Impact of Amazonian Deforestation on Climate Using an Improved Canopy Representation, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 119(511), 509–530.
- Lean, J., and P. R. Rowntree (1997), Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics, *J. of Climate*, 10(6), 1216–1235.

- Lean, J., and D. A. Warrilow (1989), Simulation of the regional climatic impact of amazon deforestation, *Nature*, *342*(6248), 411–413.
- Lean, J., C. B. Bunton, C. A. Nobre, and P. R. Rowntree (1996), The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics, in *Amazonian deforestation and climate*, edited by J. H. C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. L. Victoria, pp. 549–576, John Wiley & Sons.
- Lott, F. (1999), Alleviation of stationary biases in a GCM through a mountain drag parameterization scheme and a simple representation of mountain lift forces, *Monthly Weater Review*, *127*(5), 788–801.
- Lott, F., and M. J. Miller (1997), A new subgrid-scale orographic drag parameterization : Its formulation and testing, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, *123*(537), 101–127.
- Loveland, T. R., B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, Z. Zhu, L. Yang, and J. W. Merchant (2000), Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*, *21*(6-7), 1303–1330.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and M. Lévy (1998), OPA 8.1, Ocean General Circulation Model Reference Manual, *Note du Pôle de Modélisation*, *11*.
- Manabe, S. (1969), Climate and ocean circulation.i. atmospheric circulation and hydrology of earths surface, *Monthly Weater Review*, *97*(11), 739–774.
- Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes (1998), Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature*, *392*(6678), 779–787.
- Mann, M. E., R. S. Bradley, and M. K. Hughes (1999), Northern hemisphere temperatures during the past millennium : Inferences, uncertainties, and limitations, *Geophysical Research Letters*, *26*(6), 759–762.
- Manzi, A. O., and S. Planton (1996), Calibration of a GCM using ABRACOS and ARME data and simulation of Amazonian deforestation, in *Amazonian deforestation and climate*, edited by J. H. C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. L. Victoria, pp. 505–530, John Wiley & Sons.
- Marti, O., P. Braconnot, J. Bellier, R. Benshila, S. Bony, P. Brockmann, P. Cadule, A. Caubel, S. Denvil, J.-L. Dufresne, L. Fairhead, M.-A. Filiberti, M.-A. Foujols, T. Fichefet, P. Friedlingstein, H. Goosse, J.-Y. Grandpeix, H. Hourdin, G. Krinner, C. Lévy, G. Madec, I. Musat, N. de Noblet, J. Polcher, and

- C. Talandier (2005), The new IPSL climate system model : IPSL-CM4, *Note du Pôle de Modélisation*, 26.
- Mccree, K. J. (1974), Equations for rate of dark respiration of white clover and grain-sorghum, as functions of dry weight, photosynthetic rate, and temperature, *Crop Sci.*, 14(4), 509–514.
- McGuffie, K., and A. Henderson-Sellers (2001), Forty years of numerical climate modelling, *International Journal of Climatology*, 21(9), 1067–1109.
- McGuffie, K., A. Henderson-Sellers, H. Zhang, T. B. Durbridge, and A. J. Pitman (1995), Global climate sensitivity to tropical deforestation, *Global Planetary Cha.*, 10(1-4), 97–128.
- Morcrette, J. J., L. Smith, and Y. Fouquart (1986), Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parametrizations, *Contrib. Atmos. Phys.*, 59(4), 455–469.
- Myneni, R. B., S. Hoffman, Y. Knyazikhin, J. L. Privette, J. Glassy, Y. Tian, Y. Wang, X. Song, Y. Zhang, G. R. Smith, A. Lotsch, M. Friedl, J. T. Morisette, P. Votava, R. R. Nemani, and S. W. Running (2002), Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data, *Remote Sensing of Environment*, 83(1-2), 214–231.
- Nabuurs, G., O. Masera, K. Andrasko, P. Benitez-Ponce, R. Boer, M. Dutschke, E. Elsiddig, J. Ford-Robertson, P. Frumhoff, T. Karjalainen, O. Krankina, W. Kurz, M. Matsumoto, W. Oyhantcabal, N. Ravindranath, M. Sanz Sanchez, and X. Zhang (2007), Forestry, in *Climate Change 2007 : Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by B. Metz, O. Davidson, P. Bosch, R. Dave, and L. Meyer, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Nakićenović, N., and R. Swart (Eds.) (2000), *Special Report on Emissions Scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 599 pp., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- New, M., M. Hulme, and P. Jones (1999), Representing twentieth-century space-time climate variability. part i : Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology, *J. of Climate*, 12(3), 829–856.
- Nobre, C. A., P. J. Sellers, and J. Shukla (1991), Amazonian deforestation and regional climate change, *J. of Climate*, 4(10), 957–988.

- NRC (2005), *Radiative Forcing of Climate Change : Expanding the Concept and Addressing Uncertainties*, 207 pp., The National Academies Press, Washington, DC.
- Oke, T. R. (1987), *Boundary Layer Climates*, 2nd edition, London.
- Parton, W. J., J. W. B. Stewart, and C. V. Cole (1988), Dynamics of C, N, P and S in grassland soils : A model, *Biogeochemistry*, 5, 109–131.
- Pielke, R. A., G. Marland, R. A. Betts, T. N. Chase, J. L. Eastman, J. O. Niles, D. D. S. Niyogi, and S. W. Running (2002), The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system : relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases, *Phil. T. R. Soc. Lond. A*, 360(1797), 1705–1719.
- Pitman, A. J. (2003), The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models, *International Journal of Climatology*, 23(5), 479–510.
- Polcher, J., and K. Laval (1994a), The impact of african and amazonian deforestation on tropical climate, *Journal of Hydrology*, 155(3-4), 389–405.
- Polcher, J., and K. Laval (1994b), A statistical study of the regional impact of deforestation on climate in the lmd gcm, *Clim. Dyn.*, 10(4-5), 205–219.
- Ramanathan, V., R. J. Cicerone, H. B. Singh, and J. T. Kiehl (1985), Trace gas trends and their potential role in climate change, *J. of Geophys. Res.*, 90(Nd3), 5547–5566.
- Ramankutty, N., and J. A. Foley (1999), Estimating historical changes in global land cover : Croplands from 1700 to 1992, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 13(4), 997–1027.
- Ramaswamy, V., O. Boucher, J. Haigh, D. Hauglustaine, J. Haywood, G. Myhre, T. Nakajima, G. Shi, and S. Solomon (2001), Radiative forcing of climate change, in *Climate Change 2001 : The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, p. 881, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Randall, D., R. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichefet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R. Stouffer, A. Sumi, and K. Taylor (2007), Climate models and their evaluation, in *Climate Change 2007 : The Physical*

- Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan (2003), Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. of Geophys. Res.*, 108(D14), –.
- Richardson, C., and D. Wright (1984), A model for generating daily weather variables, *Tech. rep.*, U.S. Dep. of Agric.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert (1987), Global and regional scale precipitation patterns associated with the el-nino southern oscillation, *Monthly Weather Review*, 115(8), 1606–1626.
- Ruimy, A., G. Dedieu, and B. Saugier (1996), TURC : A diagnostic model of continental gross primary production and net primary production, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10, 269–285.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher (1986), A Simple Biosphere Model (SiB) for Use within General-Circulation Models, *J. of Atmospheric Sciences*, 43(6), 505–531.
- Sellers, P. J., D. A. Randall, G. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Field, D. A. Dalziel, C. Zhang, G. D. Collelo, and L. Bounoua (1996), A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs.1. Model formulation, *J. of Climate*, 9(4), 676–705.
- Sellers, P. J., R. E. Dickinson, D. A. Randall, A. K. Betts, F. G. Hall, J. A. Berry, G. J. Collatz, A. S. Denning, H. A. Mooney, C. A. Nobre, N. Sato, C. B. Field, and A. HendersonSellers (1997), Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere, *Science*, 275(5299), 502–509.
- Shuttleworth, W. J., J. H. Gash, C. R. Lloyd, C. J. Moore, J. Roberts, A. D. Marques, G. Fisch, V. D. Silva, L. C. B. Molton, L. D. D. Sa, J. C. Nobre, O. M. R. Cabral, S. R. Patel, and J. C. Demoraes (1984a), Observations of radiation exchange above and below amazonian forest, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 110(466), 1163–1169.
- Shuttleworth, W. J., J. H. C. Gash, C. R. Lloyd, C. J. Moore, J. Roberts, A. D. Marques, G. Fisch, V. D. Silva, M. D. G. Ribeiro, L. C. B. Molion, L. D. D. Sa,

- J. C. A. Nobre, O. M. R. Cabral, S. R. Patel, and J. C. Demoraes (1984b), Eddy-correlation measurements of energy partition for amazonian forest, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, *110*(466), 1143–1162.
- Sitch, S., B. Smith, I. C. Prentice, A. Arneth, A. Bondeau, W. Cramer, J. O. Kaplan, S. Levis, W. Lucht, M. T. Sykes, K. Thonicke, and S. Venevsky (2003), Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model, *Global Change Biol.*, *9*(2), 161–185.
- Sitch, S., V. Brovkin, W. von Bloh, D. van Vuuren, B. E. N. E. Assessment, and A. Ganopolski (2005), Impacts of future land cover changes on atmospheric CO₂ and climate, *Glob. Biogeochem. Cycles*, *19*(2), –.
- Snyder, P., C. Delire, and J. Foley (2004), Evaluating the influence of different vegetation biomes on the global climate, *Clim. Dyn.*, *23*(3-4), 279–302, doi : {10.1007/s00382-004-0430-0}.
- Sommeria, G., and J. W. Deardorff (1977), Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds, *J. of Atmospheric Sciences*, *34*(2), 344–355.
- Sud, Y. C., and W. E. Smith (1985), The influence of surface-roughness of deserts on the july circulation (a numerical study), *Boundary-Layer Meteorology*, *33*(1), 15–49.
- Sud, Y. C., J. Shukla, and Y. Mintz (1988), Influence of land surface-roughness on atmospheric circulation and precipitation - a sensitivity study with a general-circulation model, *J. of Applied Meteorology*, *27*(9), 1036–1054.
- Sud, Y. C., G. K. Walker, J. H. Kim, G. E. Liston, P. J. Sellers, and W. K. M. Lau (1996), Biogeophysical consequences of a tropical deforestation scenario : A GCM simulation study, *J. of Climate*, *9*(12), 3225–3247.
- Swingedouw, D., P. Braconnot, P. Delecluse, E. Guilyardi, and O. Marti (2007), The impact of global freshwater forcing on the thermohaline circulation : adjustment of North Atlantic convection sites in a CGCM, *Clim. Dyn.*, *28*(2-3), 291–305.
- Taylor, K. E., D. Williamson, and F. Zwiers (2000), The sea surface temperature and sea-ice concentration boundary conditions for AMIP II simulations, *Tech. Rep. 60*, P.C.M.D.I.
- Tegen, I., M. Werner, S. P. Harrison, and K. E. Kohfeld (2004), Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(5), –.

- Terray, L., E. Sevault, E. Guilyardi, and O. Thual (1995), The OASIS Coupler User Guide Version 2.0., *Tech. rep.*, CERFACS TR/CMGC/95-46.
- Terray, P., P. Delecluse, S. Labattu, and L. Terray (2003), Sea surface temperature associations with the late indian summer monsoon, *Clim. Dyn.*, *21* (7-8), 593–618.
- Tian, H., J. M. Melillo, D. W. Kicklighter, A. D. McGuire, and J. Helfrich (1999), The sensitivity of terrestrial carbon storage to historical climate variability and atmospheric CO₂ in the United States, *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*, *51* (2), 414–452.
- Trenberth, K. E., and J. M. Caron (2001), Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports, *J. of Climate*, *14* (16), 3433–3443.
- Tyndall, J. (1861), On the absorption and radiation of heat by gases and vapours, and on the physical connection, *Philos. Mag.*, *22*, 277–302.
- Vecchi, G. A., B. J. Soden, A. T. Wittenberg, I. M. Held, A. Leetmaa, and M. J. Harrison (2006), Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing, *Nature*, *441* (7089), 73–76.
- Voltaire, A. (2006), Quantifying the impact of future land-use changes against increases in GHG concentrations, *Geophys. Res. Lett.*, *33*(4), –.
- Voltaire, A., and J. F. Royer (2004), Tropical deforestation and climate variability, *Clim. Dyn.*, *22* (8), 857–874.
- Voltaire, A., and J. F. Royer (2005), Climate sensitivity to tropical land surface changes with coupled versus prescribed SSTs, *Clim. Dyn.*, *24* (7-8), 843–862.
- von Randow, C., A. O. Manzi, B. Kruijt, P. J. de Oliveira, F. B. Zanchi, R. L. Silva, M. G. Hodnett, J. H. C. Gash, J. A. Elbers, M. J. Waterloo, F. L. Cardoso, and P. Kabat (2004), Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in south west amazonia, *Theoretical and Applied Climatology*, *78*(1-3), 5–26.
- Wilson, M. F., and A. Henderson-Sellers (1985), A Global Archive Of Land Cover And Soils Data For Use In General-Circulation Climate Models, *Journal of Climatology*, *5* (2), 119–143.
- Xie, P. P., and P. A. Arkin (1996), Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions, *J. of Climate*, *9* (4), 840–858.

- Zeng, N., R. E. Dickinson, and X. B. Zeng (1996), Climatic impact of amazon deforestation - a mechanistic model study, *J. of Climate*, 9(4), 859–883.
- Zhang, H., A. Henderson-Sellers, and K. McGuffie (1996), Impacts of tropical deforestation.1. process analysis of local climatic change, *J. of Climate*, 9(7), 1497–1517.
- Zhang, H., A. Henderson-Sellers, and K. McGuffie (2001), The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on climate, *Climatic Changes*, 49(3), 309–338.
- Zhao, M., A. J. Pitman, and T. Chase (2001), The impact of land cover change on the atmospheric circulation, *Clim. Dyn.*, 17(5-6), 467–477.
- Zohary, D., and M. Hopf (1993), *Domestication of Plants in the Old World*, Oxford Univ. Press.