

Une contribution à l'étude et à la compréhension du rôle de la Biosphère Terrestre dans le Système Climatique

Nathalie de Noblet-Ducoudré

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement.

Unité mixte CEA-CNRS. Orme des Merisiers, Bât. 712. 91191 Gif-sur-Yvette cedex.

Tel. 01.69.08.77.26. Email : Nathalie.De-Noblet@cea.fr



Habilitation à Diriger des Recherches

soutenue le 14 Novembre 2005 devant le jury composé de :

Wolfgang Cramer	(rapporteur)
Hervé Le Treut	(rapporteur)
Jean-François Royer	(rapporteur)
Katia Laval	(examinatrice)
Joël Guiot	(examineur)
Bernard Seguin	(examineur)

Avant-propos : une brève histoire de mon temps !

Rien ne me prédestinait à la recherche sur l'analyse des changements climatiques et plus spécifiquement à essayer de quantifier l'influence potentielle des surfaces continentales sur ces changements. J'étais en effet plutôt 'marine' de tempérament puisque je souhaitais me consacrer à des recherches sur le langage des dauphins. Après une maîtrise et un DEA à Brest, très océanographiques, des sujets de thèse intéressants me furent proposés mais le sort en décida autrement. Le ministère de la Recherche, cette seule et unique année, décida de ne pas attribuer de bourses de thèse aux étudiants de Brest. Supprimer la recherche océanographique à Brest ? En voilà une drôle d'idée ! Toujours est-il que j'ai fait mes bagages et suis 'montée' à la capitale en espérant que les cieux m'y seraient plus cléments.

Mais les océanographes parisiens ne ressemblaient pas beaucoup aux océanographes bretons et ... l'éloignement de la mer devant y être pour quelque chose, je poursuivis ma quête plus avant dans les Terres. Katia Laval se trouva alors sur mon chemin et me convainquit de l'importance des problèmes de désertification en Afrique ! Quelles conséquences pouvaient avoir la déforestation sur les pluies estivales si importantes dans ces régions semi-arides ? Quelles étaient les origines de cette aridification ? Des questions qui alliaient recherche scientifique et préoccupations sur le devenir d'une partie de l'Humanité : de quoi rassasier un esprit un peu déçu par la non-réalisation de son premier rêve !

Je choisis donc de me lancer dans cette nouvelle aventure et découvris la grande complexité des modèles de circulation générale de l'atmosphère. Mais voilà, pour mener à bien les études permettant de proposer des réponses aux questions posées, il fallait développer l'outil adéquat : une mise en équation des interactions entre la végétation et l'atmosphère. Ce travail m'a occupé de nombreuses années et m'occupe encore, comme le lecteur le verra au fil du premier chapitre de ce manuscrit. A chaque nouveau résultat, on soupçonne de nouvelles rétroactions possibles qui, pour être prises en compte, nécessitent de nouveaux développements. Une quête sans fin !

Le fil conducteur des travaux que j'ai choisi de présenter ici est l'espoir de pouvoir un jour participer à une aide à la décision, vis-à-vis des impacts sur le climat, quant aux actions que l'Homme entreprend. C'est du point de vue des surfaces continentales et de leur rôle d'acteur dans le système climatique, via leur participation à la redistribution de la chaleur, de l'énergie et de l'eau, que j'ai choisi de me positionner.

Résumé

La biosphère terrestre est l'un des éléments complexes du système climatique qui interagit avec l'atmosphère via des échanges continus et multiples d'énergie, de chaleur, d'eau, de dioxyde de carbone, ..., et avec les océans via un apport d'eau douce, de matériaux solides et de nutriments sur les marges continentales. Elle est donc un véritable acteur du système, susceptible d'introduire d'éventuelles surprises dans l'évolution du climat, et ce d'autant plus que l'Homme agit lui aussi sur le paysage, parfois indépendamment des fluctuations climatiques. C'est la prise en compte de ces différentes interactions, dans un modèle de circulation générale de l'atmosphère, suivie de la mise en évidence de rétroactions importantes et leurs quantifications qui sous-tend l'intégralité des travaux résumés dans ce manuscrit. L'ensemble de mon travail se structure autour de la notion de modèles, qu'il m'a fallu développer ou importer.

J'ai passé plusieurs années à m'intéresser à deux périodes particulières du dernier cycle glaciaire-interglaciaire : l'entrée dans la dernière glaciation et le moyen Holocène. J'ai démontré, avec l'aide de mes collaborateurs européens et de mes étudiantes en stage et thèse, que la dynamique naturelle de la végétation, aux grandes échelles de temps (i.e. l'évolution des zones géographiques occupées par différents écosystèmes), jouait un rôle d'amplificateur très important de la réponse de la circulation atmosphérique au forçage solaire imposé. L'entrée dans la dernière glaciation aurait été difficile en l'absence des rétroactions entre distribution des écosystèmes et climat.

Je me suis attardée sur l'Holocène moyen, dans le cadre du projet international PMIP coordonné au laboratoire. Nous avons mis en évidence l'importance du fonctionnement hydrologique des sols sur la sensibilité climatique en Europe. Si la plupart des modèles de climat climatiques semblent être incapables de simuler une diminution du nombre de degrés jours de croissance, alors que l'ensoleillement estival augmente, c'est vraisemblablement parce qu'ils ne parviennent pas à simuler correctement la différence de recharge en eau des sols, au cours de l'hiver, entre la période climatique Holocène et l'actuelle. Cette incapacité semble être liée, en premier lieu, à la simplicité des modèles hydrologiques utilisés, qui ne prennent en compte que la zone racinaire et non la profondeur totale de sol, et dont le fonctionnement se rapproche davantage de celui d'un seau que de celui d'un sol poreux, avec une capacité d'infiltration limitée et des possibilités de remontée d'eau par capillarité. Nous avons également montré que la sensibilité simulée de la mousson africaine est particulièrement sensible au choix de l'albédo prescrit sur le désert du Sahara par les modélisateurs, et que ces différences de sensibilité rendaient difficiles la comparaison aux données.

Mes centres d'intérêt ont évolué au cours de ces 3 dernières années, et je me consacre de plus en plus à l'étude des surfaces fortement anthropisées, et plus particulièrement aux impacts, sur la dynamique du climat, qu'ont eu les modifications du paysage induites par l'Homme, et aux impacts que pourraient avoir, sur la trajectoire future du climat, les différents scénarios possibles d'utilisation des sols par l'Homme. Ma stratégie à cet égard repose sur 1) le développement d'une version d'ORCHIDEE qui prend en compte les diverses spécificités des cultures, 2) l'assemblage de cartes d'évolution de la végétation dans le passé, et de scénarios pour d'évolution des zones fortement anthropisées pour le futur, 3) la réalisation de divers scénarios climatiques avec le modèle couplé de l'IPSL, 4) la participation à la construction d'un modèle plus intégré qui nous permette de construire des scénarios d'évolution des surfaces agricoles dans le futur.

Table des matières

<u>Introduction</u>	6
 <u>A. Première partie : le choix et le développement d'outils adaptés aux études entreprises</u>	
A.1. Introduction.....	10
A.2. Développement d'un modèle de transfert Sol-Végétation-Atmosphère : SECHIBA.....	10
A.3. Vers l'incorporation d'un modèle de dynamique de la végétation : couplage entre un modèle de climat à un modèle d'équilibre des écosystèmes terrestres.....	13
A.4. Développement d'un modèle de dynamique de la végétation : ORCHIDEE.....	16
A.5. Une meilleure prise en compte des zones agricoles. Couplage entre ORCHIDEE et le modèle agronomique STICS.	18
A.6. Les zones humides, une nouvelle composante dans notre modèle de la biosphère terrestre ?	23
A.7. Conclusion.....	25
 <u>B. Deuxième partie : La modélisation des climats passés, une voie idéale pour mettre en évidence le rôle actif joué par les surfaces continentales lors d'un changement de climat.</u>	
B.1. Introduction.....	27
B.2. La dynamique naturelle de la végétation : une source de rétroactions positives	
B.2.a. l'entrée dans la dernière glaciation.....	27
B.2.b. l'Holocène moyen.....	30
B.2.c. prospective : de l'utilisation de modèles biosphériques plus complexes pour l'étude des paléoclimats.....	31
B.3. Des incertitudes liées aux paramètres / paramétrisations	
B.3.a. albédo des déserts et dynamique de la mousson africaine à l'Holocène moyen.....	36
B.3.b. mémoire hydrologique des sols et température aux latitudes tempérées.....	38
B.3.c. subsidence saharienne et rétroactions mousson-végétation.....	38
B.3.d. prospective : quelle influence une meilleure paramétrisation de l'hydrologie des sols a-t-elle sur la dynamique de la mousson et sur le climat des moyennes latitudes ?	39
B.4. Les zones inondées : vers une implication dans les cycles biogéochimiques.....	39

B.5. Conclusion.....	41
<u>C. Troisième partie : vers une meilleure évaluation du résultat des actions de l'Homme sur le paysage</u>	
C.1. Introduction.....	44
C.2. Evaluer les actions passées : un regard tourné vers les derniers milliers d'années.....	47
C.2.a. quelles simulations pour évaluer le rôle du changement d'utilisation des sols sur le système climatique ?	48
C.2.b. quels diagnostics pour évaluer le rôle du changement d'utilisation des sols sur le système climatique ?	51
C.2.c. quels événements climatiques passés pourraient nous aider à mieux évaluer l'impact du changement d'utilisation des sols ?	52
C.3. Estimer le rôle potentiel des actions futures.....	53
C.4. Peut-on anticiper sur les actions futures : une aide à la décision ?	54
C.5. Conclusion.....	55
<u>Conclusion.....</u>	57
<u>Références.....</u>	59
<u>Production scientifique.....</u>	69
<u>Gestion de la recherche.....</u>	79
<u>Publications choisies.....</u>	84

INTRODUCTION

La biosphère terrestre est l'un des éléments complexes du système climatique qui interagit avec l'atmosphère via des échanges continus et multiples d'énergie, de chaleur, d'eau, de dioxyde de carbone, ... (figure 1), et avec les océans via un apport d'eau douce, de matériaux solides et de nutriments sur les marges continentales. Sa participation à la dynamique du climat, à son évolution et à ses variations, est de mieux en mieux connue, mais était ignorée avant que Charney 1975) n'émette le premier l'hypothèse que la persistance de la sécheresse au Sahel puisse être liée au défrichage par l'Homme de terres en marge des zones arides. Avant cela les scientifiques tendaient à penser, comme Köppen 1936), que la végétation n'était que 'le climat rendu visible', c'est à dire un traceur des fluctuations climatiques bien plus fiable que n'importe quel instrument de météorologie ! Suivant son exemple de nombreux scientifiques ont développé des classifications qui associent, à un espace climatique défini le plus souvent par des critères liés à la température et aux précipitations, un type particulier de biome ou d'écosystème (Holdridge 1947, Prentice et al. 1992). S'il avait raison, nous n'aurions pas à nous soucier des impacts climatiques possibles de la progression constante de la déforestation dans les zones tropicales.

La réalité bien sûr est plus complexe puisque les multiples échanges que je viens de mentionner affectent l'état hydrique et thermique de l'atmosphère, ainsi que sa composition chimique. Une modification de ces échanges agit sur la circulation de l'atmosphère et par conséquent sur le climat. La biosphère terrestre est donc un véritable acteur du système, susceptible d'introduire d'éventuelles surprises dans l'évolution du climat, et ce d'autant plus que l'Homme agit lui aussi sur le paysage, parfois indépendamment des fluctuations climatiques (Vitousek et al. 1997). Les divers scénarios, réalisés pour explorer l'espace des phases des réalisations possibles du climat dans le futur, doivent absolument prendre en compte cet élément de rétroaction.

C'est la prise en compte de ces différentes interactions, dans un modèle de circulation générale de l'atmosphère (ici différentes versions développées au Laboratoire de Météorologie Dynamique), suivie de la mise en évidence de rétroactions importantes et leurs quantifications qui sous-tend l'intégralité des travaux résumés dans ce manuscrit. L'ensemble de mon travail se structure autour de la notion de modèles, qu'il m'a fallu développer ou importer, puisque mon objectif est de mettre en œuvre les moyens qui nous permettront de faire un certain nombre d'incursions vers le futur, afin d'évaluer différentes voies possibles d'évolution du climat et de permettre ainsi aux populations d'être plus à même d'accueillir ces changements, voire d'y participer en ayant une meilleure connaissance des rétroactions possibles.

Les deux premières parties de ce manuscrit résument les travaux que j'ai réalisés depuis le début de ma thèse, au cours desquels je me suis attachée à démontrer que la biosphère terrestre joue un rôle actif dans le système climatique, et n'est pas un 'réacteur' passif des changements de climat. La troisième partie de ce travail expose les grandes orientations que j'ai commencé à donner mon travail et que je souhaite poursuivre au cours des quelques prochaines années. Elles concernent la prise en compte des actions de l'Homme sur le paysage. Jusqu'à présent, la plupart des études se sont focalisées sur la participation de la déforestation à l'augmentation du CO₂ atmosphérique et sur les effets polluants, sur les sols, de l'utilisation des fertilisants.

J'ai volontairement choisi une structure qui sépare le développement des outils adaptés (Première partie), des travaux scientifiques entrepris et décrits dans deux autres parties. Ceci afin de faire ressortir l'importance du choix des outils et des méthodes quelle que soit l'application envisagée, et pour mieux mettre en valeur les raisons pour lesquelles nous avons

progressé d'un schéma biophysique traditionnel 'simple' (SECHIBA, Ducoudré 1990, Ducoudré et al. 1993, à un modèle de la biosphère continentale qui non seulement incorpore le schéma SECHIBA mais également un ensemble de processus biogéochimiques et dynamiques permettant de calculer l'évolution au cours du temps des surfaces continentales et leur état à chaque instant (ORCHIDEE, Krinner et al. 2005).

Bien que la partie essentiellement prospective de mon travail soit décrite dans la troisième partie de ce manuscrit, quelques questions scientifiques et techniques sont également posées dans les deux premières parties et feront l'objet de travaux développés dans les 4 prochaines années.

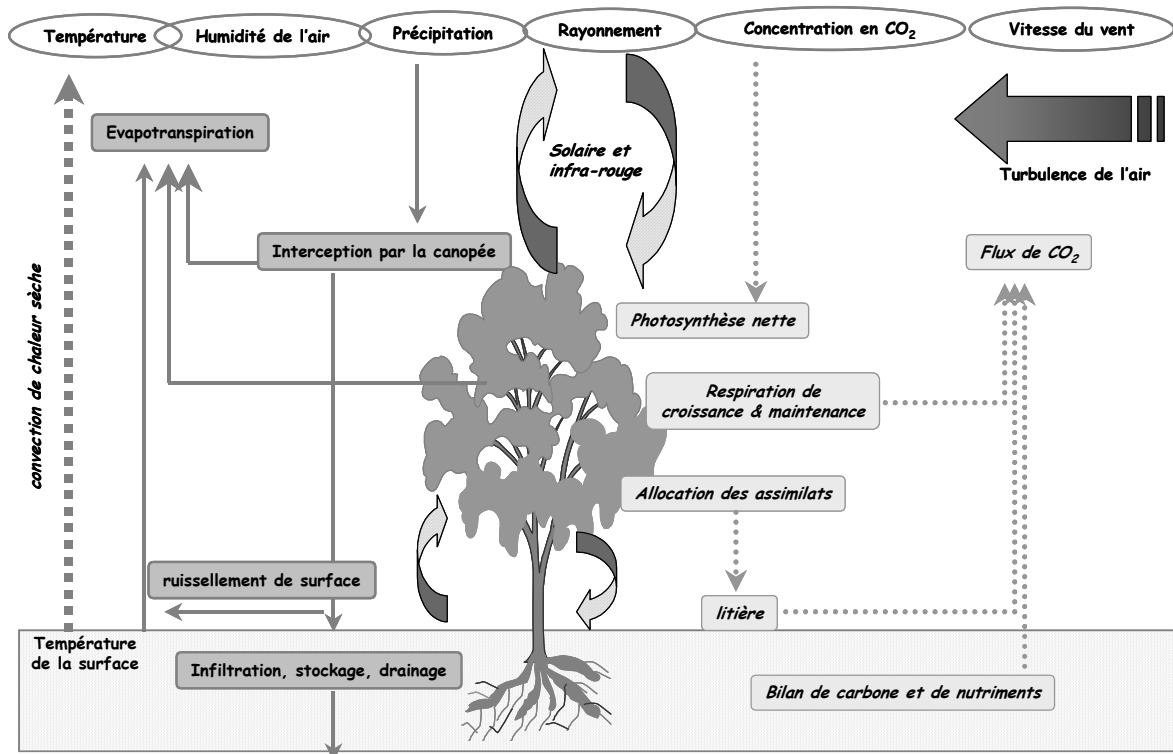


Figure 1 : les échanges entre la surface et l'atmosphère sont multiples. Seuls sont représentés sur ce schéma ceux qui sont pris en compte dans les modèles de végétation actuels, et qui permettent l'évaluation du rôle de la végétation dans le système climatique. La végétation influe

- 1) sur le rayonnement, qu'il soit solaire ou infra-rouge, en interceptant, réfléchissant, absorbant, transmettant et émettant (dans l'infra-rouge seulement) une partie de ces rayonnements (flèches curvilignes),
- 2) sur le cycle de l'eau, de l'atmosphère comme du sol (flèches grises continues et textes en gras)
- 3) sur le cycle du carbone (flèches en pointillés gris clair et textes en gras et italique)
- 4) sur la température de l'air ambiant via notamment le flux de chaleur sensible, convection sèche se produisant à l'interface surface-atmosphère (flèche en gros pointillé gris foncé),
- 5) sur l'intensité du vent et l'état de turbulence de l'air (grosse flèche pleine).

L'état de l'atmosphère à chaque instant affecte (et se trouve en retour modifié par) ces échanges (zones de texte sous forme d'ellipse).

La végétation émet également de nombreux composés biogéniques susceptibles d'influencer la composition chimique de l'atmosphère, du méthane,

PREMIERE PARTIE

**Le choix et le développement d'outils
adaptés aux études entreprises**

A.1. Introduction

Cette première partie de mon habilitation est dédiée à la présentation des différents outils, que j'ai été amenée à développer, importer, adapter, au fur et à mesure de mes recherches, depuis le démarrage de ma thèse, jusqu'à aujourd'hui. Même si, dans la réalité, ce sont des questionnements scientifiques qui m'ont conduit à mettre en œuvre les outils adaptés pour y répondre, il m'a semblé important de décorréliser cette partie développement des résultats scientifiques pour deux raisons principales :

- 1) ne pas alourdir le texte résumant les résultats obtenus au cours de mes années de recherche ;
- 2) mettre en relief l'investissement conséquent dans le développement de modèles, et les questionnements relatifs à ces outils qui peuvent parfois être indépendants de la question scientifique posée (voir sections A.3 et A.5 pour des exemples).

Toute ma démarche vise à améliorer la représentation des surfaces continentales dans les modèles utilisés pour l'étude des changements climatiques à l'échelle globale. Il me semble important de bien spécifier le contexte dans lequel intervient ce modèle de végétation puisque le degré de sophistication et le nombre de processus inclus vont fortement dépendre de l'utilisation qui en sera faite. On peut améliorer un modèle de plusieurs manières : a) en raffinant les paramétrisations qu'il inclut, au fur et à mesure des progrès de la recherche, b) en lui incorporant des degrés de liberté supplémentaires pour permettre un plus grand nombre de rétroactions dans le système. Les deux approches sont indispensables et complémentaires, et chacune d'elle peut donner lieu à des années de recherche. La sensibilité du climat à la modification d'une paramétrisation peut être aussi grande que celle induite par l'introduction d'un nouveau degré de liberté, comme je tâcherai de le montrer dans la deuxième partie de ce manuscrit, et comme l'ont montré maints articles publiés dans la littérature. J'ai fait le choix, depuis mon arrivée au LSCE, de m'intéresser presque exclusivement à l'incorporation de nouvelles composantes : la dynamique temporelle de la végétation, les surfaces agricoles, et les zones humides. Les deux périodes du passé auxquelles je me suis intéressée, l'entrée dans la dernière glaciation, il y a 115 000 ans, et le moyen Holocène, il y a 6 000 ans, et que nous tentions de reconstruire avec l'aide du modèle de circulation générale atmosphérique développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) du CNRS, ne pouvaient en effet être correctement simulées sans l'introduction de nouvelles rétroactions, comme celle liée à la redistribution des écosystèmes terrestres (voir discussions dans la section B.2).

A.2. Développement d'un modèle de transfert Sol-Végétation-Atmosphère : SECHIBA

Au démarrage de ma thèse en Novembre 1985, encadrée par Katia Laval et co-encadrée par Alain Perrier au LMD, le modèle de circulation générale de l'atmosphère incorporait une modélisation très simple de la biosphère terrestre. Le sol y était considéré comme nu, c'est à dire sans végétation, en tous points du globe, mais sa couleur (albédo, i.e. son pouvoir réflecteur du rayonnement solaire incident) variait d'un point de grille à l'autre, reflétant ainsi de manière partielle la présence d'un couvert végétal. Les zones couvertes de forêts tropicales dans la réalité étaient vues comme 'sombres' par le modèle (albédo $\sim 12\%$), tandis que les régions désertiques étaient vues comme 'claires' (albédo $\sim 35\%$). Cette distinction était très vite apparue comme primordiale dans ces modèles puisqu'elle seule permet le calcul de la quantité d'énergie radiative effectivement disponible à la surface. Le contenu en eau du sol et l'état d'instabilité de la masse d'air au voisinage du sol étaient les seules variables susceptibles d'influencer le partitionnement de l'énergie radiative absorbée en flux de chaleur

sensible et latent. La rugosité de la surface, qui pourtant varie considérablement d'une forêt tropicale à une zone semi-aride (de quelques dixièmes de centimètres à quelques mètres), était fixée à une valeur unique, moyenne, en tous points du globe, l'hypothèse étant que l'état d'instabilité de la masse d'air primait sur l'efficacité des échanges. Le sol était considéré comme un seau, réceptacle des eaux de pluies et de fonte des neiges, de profondeur finie et identique en tous points, limitant le partitionnement de l'énergie en faveur du flux de chaleur latente au fur et à mesure de son assèchement, cette limitation se faisant sentir de façon beaucoup plus drastique une fois le seuil de 50% de sa capacité maximale atteint. L'évapotranspiration y était calculée comme le produit d'une évaporation potentielle et du stress hydrique du sol. Bien que simple, ce jeu de paramétrisations permettait de tenir compte du rôle joué par les surfaces continentales dans les cycles hydrologique et énergétique de notre système climatique. C'est ainsi que :

- (1) Laval and Picon 1986) ont pu valider l'hypothèse de Charney 1975) décrivant un mécanisme de rétroaction positive entre la perte de surface végétale au Sahel et la sécheresse ;
- (2) Laval et al. 1984) ont mis en évidence le rôle important que joue l'évapotranspiration sur l'état hydrique et la circulation de l'atmosphère dans la basse troposphère. Cette étude, que j'ai reprise et complétée par une analyse statistique au cours de ma thèse, compare deux formulations réalistes de l'évaporation potentielle et de sa limitation par le contenu en eau du sol ;
- (3) Serafini 1986 a analysé la vitesse de réponse du système climatique à une anomalie de l'humidité du sol, et mis en évidence une mémoire assez longue dans les hautes latitudes, pouvant jouer un rôle important dans le déroulement du cycle saisonnier et se traduisant par de très fortes anomalies de température de surface.

Ces quelques études de sensibilité, relayées au niveau international par un encore plus grand nombre de travaux supplémentaires (Shukla and Mintz 1982, Rowntree and Bolton 1983, Mintz 1984, Delworth and Manabe 1988, Sud et al. 1988), ont mis en évidence l'importance des surfaces continentales dans le système climatique et ont été à l'origine des nombreux travaux qui démarrèrent dans divers groupes de part le monde pour développer des modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (abrégé par SVAT en Anglais) plus sophistiqués (Dickinson et al. 1986, Sellers et al. 1986, Warrilow et al. 1986, Abramopoulos et al. 1988, Noilhan and Planton 1989, Blondin 1991). Parmi eux, SECHIBA (Ducoudré 1990, Ducoudré et al. 1993), la schématisation des échanges hydriques à l'interface entre la biosphère et l'atmosphère, que j'ai développée au cours de ma thèse avec la participation active d'Alain Perrier (professeur à l'INA-PG) et de Katia Laval. Cinq choix me paraissent encore aujourd'hui les plus innovants de ce modèle, à l'époque de sa publication, et soulignent la différence avec ceux que j'ai référencés.

- (1) La prise en compte d'une mosaïque de végétation dans chaque maille. Le nombre d'écosystèmes ou biomes considérés dans SECHIBA sont tous autorisés à partager la même maille, au prorata de l'espace qu'ils occupent dans la réalité. Les fractions sont calculées à partir de la carte de végétation utilisée, qui est en général fournie à une résolution bien plus fine que celle du modèle de climat. L'avantage de ce choix, qui est aujourd'hui repris dans presque tous les modèles de la nouvelle génération (voir la discussion plus loin dans le texte sur les DGVMs¹) est de pouvoir calculer les flux échangés entre la surface et l'atmosphère au-dessus de chaque biome, en fonction de

¹ DGVMs = acronyme anglais pour désigner les Dynamic Global Vegetation Models, en français modèles globaux de dynamique de la végétation

ses caractéristiques (densité foliaire, rugosité, ...), et d'additionner ensuite, au niveau de mesure dans l'atmosphère (ou au premier niveau du modèle de climat), les flux. Dans l'approche plus traditionnellement utilisée, les paramètres des biomes sont moyennés en amont. Nous illustrons clairement, dans notre papier (Ducoudré et al. 1993; figure 7 du papier), que le calcul d'une résistance moyenne de la canopée à l'évapotranspiration conduit à une surestimation significative du flux calculé. Notre choix est d'autant plus justifié qu'il est parfois difficile de trouver la bonne méthode pour calculer un paramètre moyen (la rugosité par exemple, ou la résistance de la canopée), pour lequel l'approche arithmétique classique n'est pas appropriée, alors que les flux s'additionnent simplement.

- (2) Le concept de résistance d'architecture, introduit par Alain Perrier en 1975, s'additionnant à la résistance stomatique selon le principe de résistances en série, bien connu en électronique. Cette résistance traduit l'existence de gradients verticaux de lumière, de CO₂, de vapeur d'eau et de vent au sein d'un couvert végétal, conduisant à un gradient d'évapotranspiration (transpiration et évaporation de l'eau interceptée par le feuillage). Or la plupart des modèles de surface font l'hypothèse qu'un biome est une grosse feuille, munie d'un gros stomate (approche connue sous le nom de 'big leaf' en Anglais), ce qui suppose implicitement que l'énergie radiative disponible en surface est la même à tous les niveaux du couvert, et correspond à celle reçue à son sommet. Pour compenser la surestimation du flux à laquelle conduit cette hypothèse, nous avons prescrit une valeur de résistance d'architecture à chacun des biomes utilisés dans SECHIBA. Ces valeurs ont été remplacées par une fonction de la densité foliaire et de la hauteur du couvert dans une version plus récente de SECHIBA, utilisée pour des études paléoclimatiques (Texier et al. 1997, Texier 1998).
- (3) L'utilisation du modèle de Choissnel 1984 permettant de conserver une représentation simple de l'hydrologie du sol (comme dans le cas du modèle 'seau'), tout en introduisant une réponse rapide de la couche de surface dans les zones arides et semi-arides. Une fois les premiers centimètres de sol asséchés, l'eau se trouve au fond du seau et donc difficilement accessible à l'évaporation puisqu'en l'absence de racines capables d'extraire cette eau, seule la capillarité (non incluse dans le modèle et de toute façon relativement faible) lui permettrait de se rendre disponible. Or on constate dans la nature une très forte évaporation après un épisode pluvieux, ce dernier ayant re-saturé la surface du sol. Dans le schéma de Choissnel, un deuxième réservoir se crée en surface, après une pluie, permettant une évaporation au taux potentiel. Les travaux conduits depuis par de Rosnay and Polcher 1998, de Rosnay et al. 2002) ont considérablement amélioré la représentation de l'hydrologie du sol dans SECHIBA.
- (4) L'introduction du concept de résistance du sol à l'évaporation, qui agit comme un frein à la diffusion de la vapeur d'eau entre le niveau où se produit la vaporisation (profondeur à laquelle l'eau liquide est disponible) et l'interface sol-atmosphère. Elle est proportionnelle à la hauteur de sol sec calculée et à une résistance unitaire, prescrite par type de sol.
- (5) L'expression du gradient d'humidité entre la surface et l'air ambiant, dans la formulation aérodynamique classique que nous utilisons pour le calcul de l'évapotranspiration. Puisque nous avons introduit une résistance de sol, dans le même esprit que la résistance stomatique pour la canopée, l'humidité spécifique de la surface que nous considérons, est celle au niveau de vaporisation de l'eau (i.e. à l'intérieur de la cavité stomatique pour les plantes, proche de la zone d'eau 'libre' dans le sol). C'est donc une humidité saturante, à une température que nous ne

connaissions pas puisque le bilan d'énergie calculé par SECHIBA ne se fait qu'au niveau de la surface, tous biomes confondus (que nous pouvons envisager comme une température de 'peau'). Nous avons donc tenté d'approcher ce calcul d'humidité en faisant le produit de l'humidité relative du sol et de l'humidité spécifique saturante à la température de surface. Il n'existe de toute façon pas de formulation parfaite de ce gradient, comme le soulignent Mahfouf and Noilhan 1991).

Cette version de SECHIBA, qui a participé aux premières expériences d'intercomparaison des schémas de surface (PILPS, Pitman et al. 1993, et qui continue de participer à ce projet d'ampleur internationale, a permis un assez grand nombre d'études sur la déforestation tropicale, conduites par Jan Polcher et Katia Laval au LMD (Polcher and Laval 1994).

A.3. Vers l'incorporation d'un modèle de dynamique de la végétation: couplage entre un modèle de climat à un modèle d'équilibre des écosystèmes terrestres

Lorsque je me suis intéressée à la reconstruction des changements climatiques passés (voir la section B.2 pour le détail des expériences conduites), et que la communauté a émis l'hypothèse que les modifications du paysage continental (les changements de distribution des différents types de végétation) pouvaient contribuer à amplifier le forçage initial responsable du changement climatique (les modifications de l'ensoleillement reçu au sommet de l'atmosphère), l'utilisation du seul SECHIBA comme 'modèle' de la biosphère terrestre était très insuffisante puisqu'elle ne permettait pas de tenir compte de l'évolution du paysage. Sylvie Joussaume et moi-même nous sommes alors tournées vers la communauté des écophysiologistes qui développaient des modèles généralement qualifiés de biogéographiques, permettant de simuler la distribution potentielle (i.e. sans autres perturbations que celles du climat) des écosystèmes terrestres² en fonction d'un forçage climatique prescrit. Parmi ces modèles nous avons choisi BIOME, développé par Prentice et al. 1992), qui nous semblait être l'un des plus complets à l'époque. Contrairement aux classifications classiques comme celles de Köppen 1936) ou Holdridge 1947) qui associent chaque biome à une enveloppe climatique différente (essentiellement basée sur des critères de température et de précipitation moyennées annuellement), les biomes émergent dans BIOME de l'interaction et de la compétition entre différents types fonctionnels de plantes³ (abrégié par PFT en Anglais). La potentialité d'existence de ces PFTs est calculée par le modèle, en fonction du climat et des contraintes plus ou moins bien connues que certains extrêmes exercent sur les plantes (seuils critiques pour les besoins en froid ou en chaleur, sécheresse, froid excessif).

Nous avons ainsi développé, dans le cadre des stages de DEA de Delphine Texier 1994) et d'Aurélié Botta 1995), et de la thèse de Delphine Texier 1998), un couplage asynchrone entre le modèle de circulation générale du LMD (version LMD5.3, Harzallah and Sadourny 1995) et BIOME. Les interactions entre ces deux modèles ne pouvaient être qu'asynchrones puisque LMD5.3 calcule l'état de l'atmosphère à haute fréquence temporelle tandis que BIOME, étant un modèle d'équilibre, ne peut prendre en compte que des états mensuels stables (i.e.

² Dans l'ensemble de ce document j'emploierai les termes de biomes ou d'écosystèmes terrestres de façon indifférenciée pour parler de la végétation au sens large. Je sais que ces terminologies ont un sens très différent pour les écologistes, mais pour moi ils désignent des assemblages différents et variables de types fonctionnels de plantes et correspondent aux classifications généralement incluses dans les modèles à grande échelle de la biosphère continentale.

³ La classification de la végétation en termes de types fonctionnels de plantes permet une description en termes de spécificités morphologiques et physiologiques : décidus versus semper-virens, à feuilles versus à aiguilles, C3 versus C4, herbacées versus arbres.

moyennés sur un grand nombre d'années), dépourvus de variabilité interannuelle. Pour faciliter les échanges entre ces deux modèles, dans la mesure où la définition de la végétation était très différente entre SECHIBA (schéma de surface inclus dans LMD5.3) et BIOME, j'ai choisi de modifier SECHIBA pour qu'il soit en mesure de travailler sur les mêmes types de biomes que ceux calculés par le modèle de végétation. J'en ai profité pour y apporter des améliorations permettant notamment de calculer le cycle saisonnier des différents paramètres décrivant chaque biome dans SECHIBA (albédo, rugosité, résistance de structure, résistance stomatique, fraction de sol ombragée), à partir du cycle saisonnier de la densité foliaire (LAI) calculée par une version plus récente du modèle BIOME ((Haxeltine et al. 1996, Haxeltine 1996). Dans la version standard de SECHIBA le LAI était défini à partir de deux valeurs prescrites, pour chaque type de biome, une valeur estivale et une valeur hivernale, le passage de l'une à l'autre se faisant à une date bien précise, différente dans l'hémisphère Nord et dans l'hémisphère Sud. L'albédo et la rugosité de la végétation étaient prescrits, pour chaque type de biomes (une valeur par type, indépendante de la saison et correspondant au plein développement foliaire du couvert), partir de la base de données de Dorman and Sellers (1989), l'albédo étant modifié en présence de neige suivant la formulation développée par Chalita and Le Treut (1994). Ces choix ne permettaient pas de tenir compte des modifications potentielles du cycle saisonnier qu'a pu subir la végétation dans le passé.

Des travaux similaires ont été réalisés par d'autres groupes pendant cette même période (Henderson-Sellers and McGuffie 1995, Claussen 1994), suivant ainsi la voie ouverte quelques années auparavant par Henderson-Sellers 1990, 1993).

Trois questions essentielles ont ensuite été posées concernant ce type de couplage asynchrone.

- 1) A quelle fréquence le modèle d'équilibre de la végétation doit-il être appelé par le modèle de climat ?
- 2) L'équilibre végétation-climat atteint est-il dépendant de la carte de distribution initiale de la végétation choisie ?
- 3) Les modèles de climat étant encore assez imparfaits dans leur simulation du climat actuel, le choix classique de la méthode des anomalies⁴ est-il approprié à ce type d'application ?

A la question 1, la réponse apportée par Ciret (1995), Claussen (1994) et par nous-mêmes (Texier 1998, chapitre 4 de sa thèse) est que la fréquence 'idéale' dépend presque exclusivement de la variabilité du climat qui est prescrit au modèle de biomes, et donc du modèle de circulation générale de l'atmosphère utilisé, ou du modèle couplé océan-atmosphère le cas échéant. Dans le cas du modèle ECHAM utilisé par Claussen (1994) le couplage pouvait être effectué tous les 5 ans, tandis que lors de nos études avec LMD5.3, 15 années étaient nécessaires.

Il n'existe pas de réponse 'absolue' à la question 2. L'étude que nous avons réalisée (Texier 1998, chapitre 4 de sa thèse), qui corrobore celle du Max Planck Institute de Hamburg (de Noblet-Ducoudré et al. 2000), montre qu'à l'Holocène moyen, l'équilibre végétation-climat en Afrique nord équatoriale (ainsi que sur l'ensemble du globe) semble être relativement

⁴ On parle de 'méthode des anomalies' quand on reconstitue un climat (passé ou futur) à partir de deux simulations (clim_{passé/futur} et clim_{présent} pour l'actuel) et d'une climatologie du climat présent, de la façon suivante :

$$\text{new_clim}_{\text{passé/futur}} = (\text{clim}_{\text{passé/futur}} - \text{clim}_{\text{présent}}) + \text{climatologie}$$

Cette méthode fait l'hypothèse, très critiquable, qu'en agissant ainsi, le climat passé ou futur reconstruit sera affranchi des erreurs systématiques du modèle de climat utilisé, ces erreurs s'annulant par la différence entre climat passé/futur et climat présent.

L'autre approche est en général dite 'des absolus' et utilise directement le climat simulé : clim_{passé/futur}.

indépendant de l'état initial choisi. Une étude similaire réalisée pour le climat actuel montre une unicité de la solution dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord (Levis et al. 1999). Une étude plus poussée, menée par Claussen 1998) sur d'autres périodes climatiques (notamment l'actuel) a cependant montré que cette unicité de la solution n'est pas toujours vraie, en tous cas en Afrique nord équatoriale, travail corroboré ensuite par un plus grand nombre de travaux réalisés avec d'autres modèles (Brovkin et al. 1998, Zeng et al. 2002). Au vu de ces études, et de quelques autres que je n'ai pas citées sur la multiplicité des équilibres, il me semble important de ne plus négliger la phase d'initialisation de la végétation dans les modèles couplés végétation-climat.

Dans la mesure où ce type d'approche est essentiellement utilisé dans le cadre de scénarios climatiques passés, pour lesquels nous ne disposons pas de carte de végétation à l'échelle globale (tout au plus disposons-nous de quelques sites d'extraction de pollens), il me semble que la seule attitude valable, en l'absence d'état initial antérieur de la végétation, est une étude systématique de la potentialité d'existence d'états multiples. Si différents états existent, seule une comparaison avec le maximum de données disponibles pourra nous permettre de sélectionner, éventuellement, l'une ou l'autre des réponses du modèle couplé climat-végétation.

A la question 3, nous avons répondu que la nature et l'amplitude des changements simulés étaient les mêmes, quelle que soit l'approche choisie (Harrison et al. 1998, de Noblet-Ducoudré et al. 2000). Les études que nous avons réalisées depuis, dans le cadre de la thèse de Céline Bonfils 2001), sur le rôle de l'albédo des déserts sur a) l'intensité de la mousson actuelle en Afrique et b) sa sensibilité à la modification d'ensoleillement au moyen-Holocène (Bonfils et al. 2001) me conduisent à revoir cette réponse.

Si le modèle de biome est utilisé pour diagnostiquer et quantifier un changement, à l'échelle de la grande région ou du globe, alors la méthode des anomalies semble donner des résultats équivalents à la méthode dite des 'absolus' (Bonfils 2001, tableau 3.2 du chapitre 3.7 de sa thèse), tout au moins en Afrique nord équatoriale.

Si cette méthode est utilisée pour reconstruire une distribution de végétation à comparer avec des données (polliniques par exemple), les problèmes surgissent car les erreurs systématiques du GCM ne sont pas toutes 'effacées'. Dans notre étude par exemple, la position simulée de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) en Afrique, en été boréal, dépend assez fortement de la valeur d'albédo attribuée au désert saharien: elle est située plus au Nord en cas d'albédo plus faible (désert plus sombre). Sa migration vers le Nord, à l'Holocène moyen comparé à l'actuel, et l'augmentation de l'intensité des pluies qui l'accompagne, sont également très dépendants de cet albédo. Nous avons en effet mis en évidence une sensibilité significativement plus grande de notre modèle au changement d'insolation en présence d'un désert plus sombre. Il en résulte que l'anomalie de précipitations calculée entre la simulation du moyen-Holocène et la simulation du climat actuel est très différente en intensité et en localisation entre nos deux jeux de simulations. Deux effets complémentaires sont observés : a) la différence de sensibilité des 2 versions du modèle, que nous cherchons à mettre en évidence, b) la différence de localisation géographique de cette différence, qui est en grande partie liée à la position de la ZCIT dans la simulation du climat présent (qui, dans LMD5.3 par exemple, est localisée trop au Sud comparée à la climatologie), que nous souhaitons 'effacer'. La figure 7 de l'article de Bonfils et al. 2001 illustre bien les erreurs que l'on peut commettre lors de l'évaluation des résultats de modèles. La figure 3.8 de sa thèse présente un cas théorique, inspiré des résultats de nos simulations, dans lequel la même anomalie de précipitations est localisée à 2 latitudes légèrement différentes, au Sud et au Nord de la ZCIT climatologique. Le climat du moyen Holocène reconstruit dans chacun des 2 cas est assez différent, l'un conduisant à une extension significative de la végétation vers le Nord, tandis que l'autre

conduit à une intensification de la végétation au cœur et à la marge Nord de la ZCIT actuelle.

Lors d'un couplage entre GCM et modèle de biomes, ces erreurs peuvent conduire à une sous-estimation ou une surestimation conséquente du changement climatique, et ce d'autant plus que les rétroactions dans cette région du globe entre précipitations et extension de la végétation sont fortement non linéaires (Brovkin et al. 1998, Zeng et al. 2002).

Je n'ai pas pris le temps de pousser plus à fond cette réflexion puisque nous sommes ensuite rapidement parvenus à la conclusion que nous devons construire des modèles de dynamique des écosystèmes, qui soient couplés de façon synchrone aux GCM (comme le sont les SVAT ; voir la description d'ORCHIDEE dans la section 4 de cette première partie).

A.4. Développement d'un modèle de dynamique de la végétation : ORCHIDEE

En 1993, peu après l'arrivée au laboratoire de Nicolas Viovy, nous avons commencé à introduire quelques bribes de biogéochimie dans SECHIBA, que nous avons alors renommé SECHIBA-BGC (Prenière 1993, Viovy and de Noblet 1997). Dans un premier temps il s'agissait surtout de réécrire la conductance stomatique pour la faire dépendre de la concentration en CO_2 de l'atmosphère. De nombreuses études sur le fonctionnement des plantes avaient montré que l'augmentation du dioxyde de carbone dans l'atmosphère pouvait conduire à une fermeture partielle des stomates. Les plantes peuvent en effet synthétiser autant de matière qu'en présence d'une concentration plus faible en CO_2 , en perdant moins d'eau. Il semblait donc inévitable d'être capable de simuler cet effet direct du CO_2 sur l'ouverture stomatique pouvant conduire à une diminution importante de l'évapotranspiration, et à une augmentation consécutive de la température de surface (Sellers et al. 1995). Nous avons évalué l'effet de cette nouvelle paramétrisation sur le climat actuel et sur la sensibilité du changement climatique futur simulés par la version LMD5.3 du MCGA développé au LMD, dans le cadre du stage de DEA de Nathalie de Louvigny 1997). L'introduction de cette nouvelle paramétrisation ne modifie pas fondamentalement la simulation du climat actuel, les précipitations globales étant même en meilleur accord avec les données. Nous avons d'autre part réalisé deux simulations courtes (6 ans) de doublement de la teneur en CO_2 atmosphérique et montré que la version incluant la réponse physiologique de la végétation au taux de CO_2 ambiant conduit à une amplification du réchauffement induit par l'effet de serre dans les tropiques, plus importante que celle obtenue dans les moyennes et hautes latitudes. Nos résultats corroborent ainsi ceux publiés par d'autres auteurs (Sellers et al. 1995, Betts et al. 1997).

Parallèlement à ces divers travaux, Nicolas Viovy et moi-même nous sommes intéressés aux autres composantes du cycle du carbone, i.e. la photosynthèse et la respiration, l'allocation des assimilats, et ce afin de pouvoir 1) simuler le cycle foliaire de la plante (l'indice de surface foliaire influant sur les différents paramètres d'échange entre la surface et l'atmosphère) ; 2) calculer le bilan net de carbone continental. Nous avons prospecté et tenté un couplage entre le modèle biogéochimique développé à Francfort (*Frankfurt Biosphere Model*, Janecek et al. 1989) et SECHIBA, avec l'aide d'un ingénieur informaticien en contrat à durée déterminée (François Caffin). Malheureusement, l'architecture et la philosophie de chacun des modèles était telle que le couplage nous a conduit à un certain nombre d'instabilités numériques qu'il fallait contourner par des modifications importantes et non réalistes de paramètres dans l'un ou l'autre des modèles, et nous avons alors décidé de développer notre propre cycle biogéochimique dans SECHIBA (Viovy and de Noblet 1997).

La suite de ce travail a été presque exclusivement conduite par Nicolas Viovy pendant quelques années, jusqu'à ce que je propose, début 1998, le passage à un modèle incluant non seulement la prise en compte du cycle saisonnier de la végétation, mais également la dynamique à plus longue échelle de temps des écosystèmes terrestres. Les études en paléoclimat menées en parallèle, en collaboration étroite avec Colin Prentice à l'Université de Lund en Suède, m'avaient en effet convaincu de l'utilité d'un tel modèle au sein d'un modèle de climat. Il me semblait également important, pour l'étude du changement climatique futur, de disposer d'un modèle qui soit effectivement dynamique, et pas seulement d'équilibre comme le modèle BIOME utilisé jusque là. La disparition d'une espèce végétale sous l'action d'un événement extrême par exemple, ou de l'installation d'un régime de temps particulièrement défavorable (une sécheresse pluriannuelle), peut se produire assez rapidement, bien avant que l'espèce la mieux adaptée à cette évolution du climat, ou à ce nouveau 'climax', ne s'installe de façon durable. Or cette dernière est celle produite par l'intégration d'un modèle de type BIOME, qui n'est donc pas adapté à des études sur des échelles de temps relativement courtes. Lors d'applications paléoclimatiques, nous réalisons en général des 'instantanés' à une période de temps donnée, et la simulation réalisée est censée être représentative d'un climat moyen, 'équilibré', dans une tranche temporelle assez large autour de cet 'instantané'.

Après une réunion que j'ai organisée en Juin 1998 rassemblant les principaux acteurs de ce futur modèle (essentiellement IPSL et Université de Lund en Suède⁵), j'ai proposé ce travail de développement à Gerhard Krinner, dans le cadre d'un contrat de post-doctorat. C'est alors qu'est né ORCHIDEE (acronyme signifiant 'Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems ; Krinner et al. 2005; figures 2 et 3). ORCHIDEE s'est construit sur plusieurs existants :

- ➔ en premier lieu SECHIBA-BGC ;
- ➔ puis sur STOMATE (acronyme désignant 'Saclay-Toulouse-Orsay Model for Analysis of Terrestrial Ecosystems) qui était en cours de développement, à l'initiative de Nicolas Viovy, et qui devait permettre la simulation du cycle saisonnier foliaire de la végétation;
- ➔ et enfin sur LPJ, le modèle de dynamique des écosystèmes terrestres, développé par Sitch 2000) et Sitch et al. 2003), et construit à partir de la version la plus récente du modèle BIOME. De ce modèle nous n'avons conservé que la partie 'dynamique à long terme des écosystèmes' puisque les calculs des bilans hydrologique et énergétique dans SECHIBA et du bilan de carbone dans STOMATE étaient basés sur des concepts plus mécanistes que ceux de LPJ.

Un modèle basé sur une philosophie très similaire avait été développé à Madison (Wisconsin, USA) par Foley et al. 1996), et d'autres ont commencé à se développer en parallèle dans différents laboratoires (Cox 2001, Bonan et al. submitted).

L'une des évolutions qui me semble très importante lors du passage de SECHIBA à ORCHIDEE est la redéfinition de la classification de la végétation. Nous sommes en effet passés de la notion de biome (ou de type de végétation), à celle de type fonctionnel de plante, déjà évoquée dans la section précédente (A.3). Je vois un double avantage à ce changement, qui a été adopté par une grande majorité des modélisateurs de la biosphère continentale :

⁵ Cette réunion, et le compte-rendu que nous avons rédigé à sa suite, concrétise la phase de mûrissement du modèle, pendant laquelle j'ai été très active, tandis que par la suite l'essentiel du développement effectif du modèle a été réalisé par Gerhard Krinner et Nicolas Viovy.

- (1) une plus grande homogénéité entre les différents modèles, devant par la suite faciliter les inter-comparaisons ;
- (2) la possibilité de simuler des assemblages de PFTs (référencés sous l'appellation de 'biomes') différents de ceux observés de nos jours, et résultant d'un changement de climat simulé.

A.5. Une meilleure prise en compte des zones agricoles. Couplage entre ORCHIDEE et le modèle agronomique STICS⁶

Les types fonctionnels de plantes utilisés par ORCHIDEE incluent deux types agricoles qui ne se différencient, dans notre modèle, que par leur mode de fixation du CO₂ (en C3, le blé, ou en C4, le maïs), et donc par leur paramétrisation de la photosynthèse. Ces PFTs fonctionnent, dans ORCHIDEE, comme des prairies naturelles, avec cependant une productivité accrue que nous contrôlons partiellement par l'intermédiaire de deux paramètres prescrits, les vitesses maximales de carboxylation et de régénération de la Rubisco. Le cycle saisonnier de ces PFTs n'est donc à aucun moment contraint par l'action de l'homme, or celui-ci choisit par exemple les dates de semis et de récolte, les moments et les taux d'irrigation et d'épandage de fertilisant. Pour une culture comme le blé d'hiver, qui est semé à la fin de l'automne, récolté à la fin du printemps de l'année suivante après avoir atteint son plein développement foliaire, ce choix n'est absolument pas adapté puisqu'une prairie naturelle va débiter son développement au début du printemps, et l'achever à la fin de l'automne de la même année, voire perdurer toute l'année (prairie annuelle) si les conditions climatiques y sont favorables. Notre paramétrisation conduit ainsi à un déphasage de plus de 3 mois du cycle foliaire entre simulation et observation. Il en résulte une gestion très différente du contenu en eau du sol dans notre modèle comparé à la réalité, et une perturbation significative du cycle saisonnier des flux turbulents (évapotranspiration et flux de chaleur sensible) échangés à l'interface surface-atmosphère, pouvant avoir des conséquences importantes sur la circulation atmosphérique régionale, voire globale. Cet exemple, qui est l'un des plus frappants, n'est évidemment pas le seul.

Dans l'optique d'une meilleure évaluation du changement climatique futur, compte tenu de l'anthropisation accrue des surfaces continentales, et étant donné le rôle important de la couverture végétale sur le climat et ses changements, il nous est apparu incontournable de travailler à une meilleure représentation des cultures dans ORCHIDEE. On estime actuellement à près de 40% la fraction globale des surfaces continentales fortement gérées par l'homme (agriculture, pâturages, forêts gérées, zones urbaines ; Vitousek et al. 1997), et un accroissement significatif de cette fraction a été estimé par The-IMAGE-Project (1998), notamment en Afrique où, sous l'effet de la pression démographique prévue, une déforestation totale est susceptible d'avoir lieu avant la fin de ce siècle.

Nous avons donc profité de la thèse de Sébastien Gervois pour démarrer une collaboration étroite avec Bernard Seguin et Nadine Brisson à l'INRA d'Avignon sur le rôle des cultures européennes sur les bilans de carbone et d'eau, et sur les flux échangés avec l'atmosphère.

La première étape de ce long travail⁷ a été de choisir le mode d'amélioration des cultures dans ORCHIDEE. Après de nombreuses discussions avec les chercheurs de l'INRA, et notamment avec Albert Oliso qui travaillait sur une problématique proche avec le modèle de surface de

⁶ STICS = Simulateur mulTIdisciplinaire pour les Cultures Standard, modèle développé à l'INRA par Brisson et al. (1998), Brisson et al. (2002)

⁷ Travail qui se poursuit aujourd'hui avec la thèse de Pascale Smith (qui a débuté en Décembre 2003)

la météorologie nationale (ISBA, Noilhan and Planton 1989), nous avons décidé d'externaliser certains calculs, en faisant appel au modèle agronomique développé à l'INRA, STICS (Brisson et al. 1998, Brisson et al. 2002a, Brisson et al. 2002b). Le couplage asynchrone réalisé entre ces deux modèles, au pas de temps journalier, permet de substituer certains calculs d'ORCHIDEE (et en tout premier lieu la densité foliaire) par ceux de STICS (Gervois et al. 2004).

Nous aurions pu inclure les paramétrisations développées par les agronomes pour simuler la croissance de différentes cultures dans ORCHIDEE, mais cette approche, plus séduisante intellectuellement, nous paraissait moins adaptée au suivi régulier des développements faits au sein de l'INRA en modélisation des cultures. STICS est en effet un modèle sur lequel travaille une centaine de scientifiques et ingénieurs (voir l'issue spéciale du Journal Agronomie : 24, publiée en 2004). Il est en développement constant, est appliqué à un nombre croissant de cultures, y compris certaines cultures tropicales (canne à sucre, banane). Son caractère générique permet une utilisation relativement simple de ce modèle en n'importe quel lieu géographique, pourvu que les caractéristiques décrivant la culture étudiée lui soient prescrites.

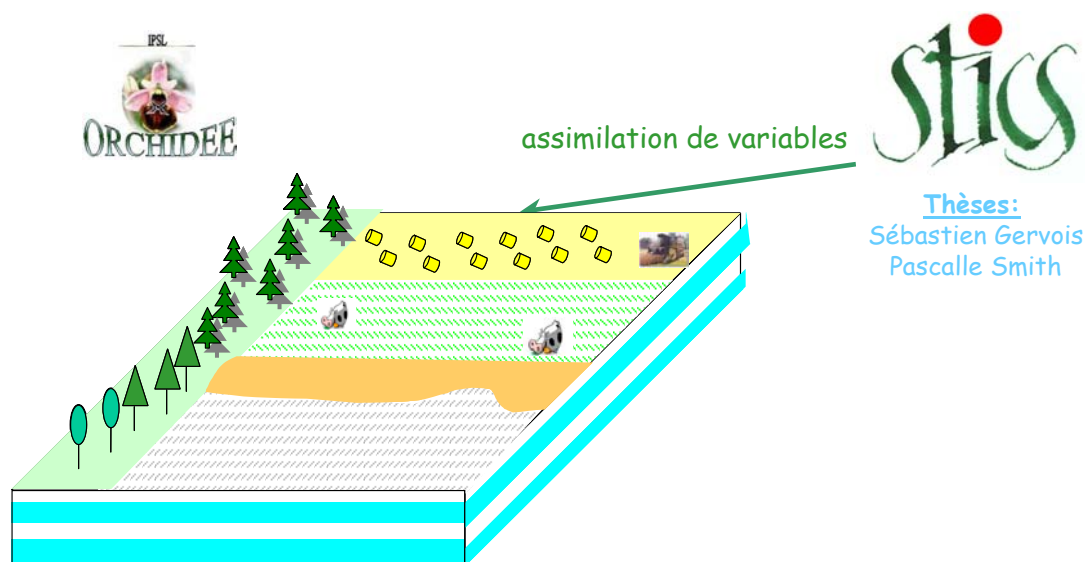


Figure 2 : représentation schématique de la surface vue par ORCHIDEE, en un point de grille. STICS est le modèle agronomique utilisé pour mieux représenter les écosystèmes agricoles. Certaines variables simulées par STICS sont assimilées dans ORCHIDEE.

Le choix que nous avons fait (figure 2) devrait nous permettre d'étudier un assez grand nombre de cultures, sans pour autant augmenter d'autant le nombre de PFTs modélisés par ORCHIDEE. Si l'on accepte en effet que les différents processus (hormis ceux qui ont été externalisés), la conductance stomatique, l'évapotranspiration, sont essentiellement sensibles au mode de fixation du CO_2 (i.e. plantes en C3 ou C4) et au cycle foliaire, et non à la variété cultivée elle-même, il nous suffit d'adjoindre au modèle couplé ORCHIDEE-STICS une carte décrivant la distribution spatiale des variétés, carte que STICS utilisera pour mener à bien ses

calculs du cycle foliaire, en chaque site (ou point de grille), en tenant compte des spécificités de la variété présente.

Cependant, le développement de cet outil est encore récent, et nous n'avons pas fait le tour de tous les problèmes posés par notre choix. Plusieurs études doivent être envisagées afin de mieux définir les limites de notre nouveau modèle.

- (1) ORCHIDEE-STICS a pour vocation d'être utilisé à l'échelle continentale, voire globale. Or nous sommes confrontés à une absence de données satisfaisantes à ces échelles. Nous avons donc besoin d'une analyse approfondie de la sensibilité des flux et des bilans (eau, carbone, chaleur) simulés aux incertitudes potentielles sur la variété choisie, et sur l'itinéraire technique (date de semis/récolte, quantité de fertilisants nécessaires, ...). Kucharik 2003) par exemple a démontré une relative insensibilité de la productivité du maïs, simulée par le modèle Agro-IBIS qu'il a développé, sur une grande région des Etats-Unis, au choix de la variété, tandis qu'une erreur faite sur la date de semis semble avoir plus de conséquences sur l'indice de récolte. La bonne connaissance de la réactivité de notre modèle nous permettra de mieux cibler nos efforts pour la recherche de données adaptées.
- (2) Le choix de limiter le nombre de PFTs considérés par ORCHIDEE-STICS peut s'avérer préjudiciable. A l'échelle qui nous intéresse (continentale, voire globale), plusieurs types de cultures peuvent en effet co-exister au sein d'une maille (blé, soja, maïs, ...). Si nous ne représentons les cultures que par deux PFTs, alors que le cycle saisonnier de chacune est décalé, nous courrons le risque de mal reproduire les flux échangés avec l'atmosphère, les bilans d'eau et de carbone dans le sol, et surtout le cycle saisonnier de ces différentes variables. Là encore, nous avons besoin de réaliser un certain nombre d'études de sensibilité afin de déterminer le nombre minimum de PFTs 'agricoles' à inclure dans ORCHIDEE. Une étude menée par Sébastien Gervois à la fin de sa thèse montre qu'il est essentiel d'introduire un troisième PFT 'agricole', de type C3 mais dont la saisonnalité est proche de celle d'une herbacée naturelle, c'est à dire avec un début de développement au printemps et une récolte à l'automne (le soja par opposition au blé d'hiver). Trois PFTs 'agricoles' seront-ils suffisants ?
- (3) STICS a essentiellement été développé pour représenter les cultures françaises. Il est en cours d'évaluation pour certaines cultures tropicales, et nous l'avons testé sur deux sites américains (Gervois et al. 2004). Pourrions-nous utiliser ce seul modèle en tous points cultivés du globe ? Si la réponse à cette question est négative, nous serons forcés de revoir notre stratégie.
- (4) Il existe d'autres écosystèmes gérés par l'homme : les prairies, la sylviculture. STICS pourra-t-il toujours servir d'interface, sachant qu'il existe actuellement des versions de STICS adaptées (ou en cours d'adaptation) à ces différents écosystèmes ? Faudra-t-il faire intervenir d'autres modèles que STICS ? Mais dans ce dernier cas la gestion d'un ORCHIDEE 'tentaculaire' risque d'être lourde et peut-être mal adaptée à des scénarios de changement climatique qui mettent déjà en jeu plusieurs modèles couplés (AGCM, OGCM, modèle de glace de mer).
- (5) L'approche que nous avons choisie nous conduit à calculer 2 fois les bilans énergétiques et hydrologiques à la surface, une fois dans ORCHIDEE, une fois dans STICS. C'est un problème que nous avons déjà rencontré lors du couplage entre le modèle de climat (et SECHIBA) et BIOME. Les études sur sites, et même à l'échelle de l'Europe que nous avons conduit pour le moment ne semblent pas mettre en évidence de divergence majeure

entre les calculs faits de part et d'autre, mais nous envisageons de poursuivre notre réflexion et tenter de trouver une solution à ce problème.

J'espère pouvoir apporter des réponses à ces questions dans un futur proche. D'ici là, je ne pense pas que ce manque de réponse puisse être un frein aux études de sensibilité climatique qui seront menées pour étudier le rôle des surfaces fortement anthropisées dans le système (voir détail des études prévues dans la troisième partie de ce manuscrit) car les questions sont nombreuses et nous pouvons déjà tenter d'y répondre avec la version standard d'ORCHIDEE.

D'un point de vue international, des études similaires ont démarré dans d'autres laboratoires, à peu près en même temps que les nôtres, dont certaines déjà publiées (Kucharik 2003). Si je fais un bilan rapide de toutes les études dont j'ai entendu parler, il me semble que l'approche la plus généralement adoptée est une incorporation de paramétrisations adéquates dans les modèles de surface. Nous avons la chance de participer à un certain nombre de projets européens (ENSEMBLES, ATEAM : <http://www.pik-potsdam.de/ateam/>) et internationaux (C4MIP : <http://www.atmos.berkeley.edu/c4mip/home.html>) dans lesquels il est envisagé d'étudier la réponse des bilans de surface et des flux à différents scénarios de changement climatique, au moyen de modèles ressemblant à ORCHIDEE-STICS et j'espère pouvoir profiter de ces interactions pour qu'une réflexion soit menée, entre plusieurs groupes, sur l'évaluation de chaque approche, sur ses points forts/faibles.

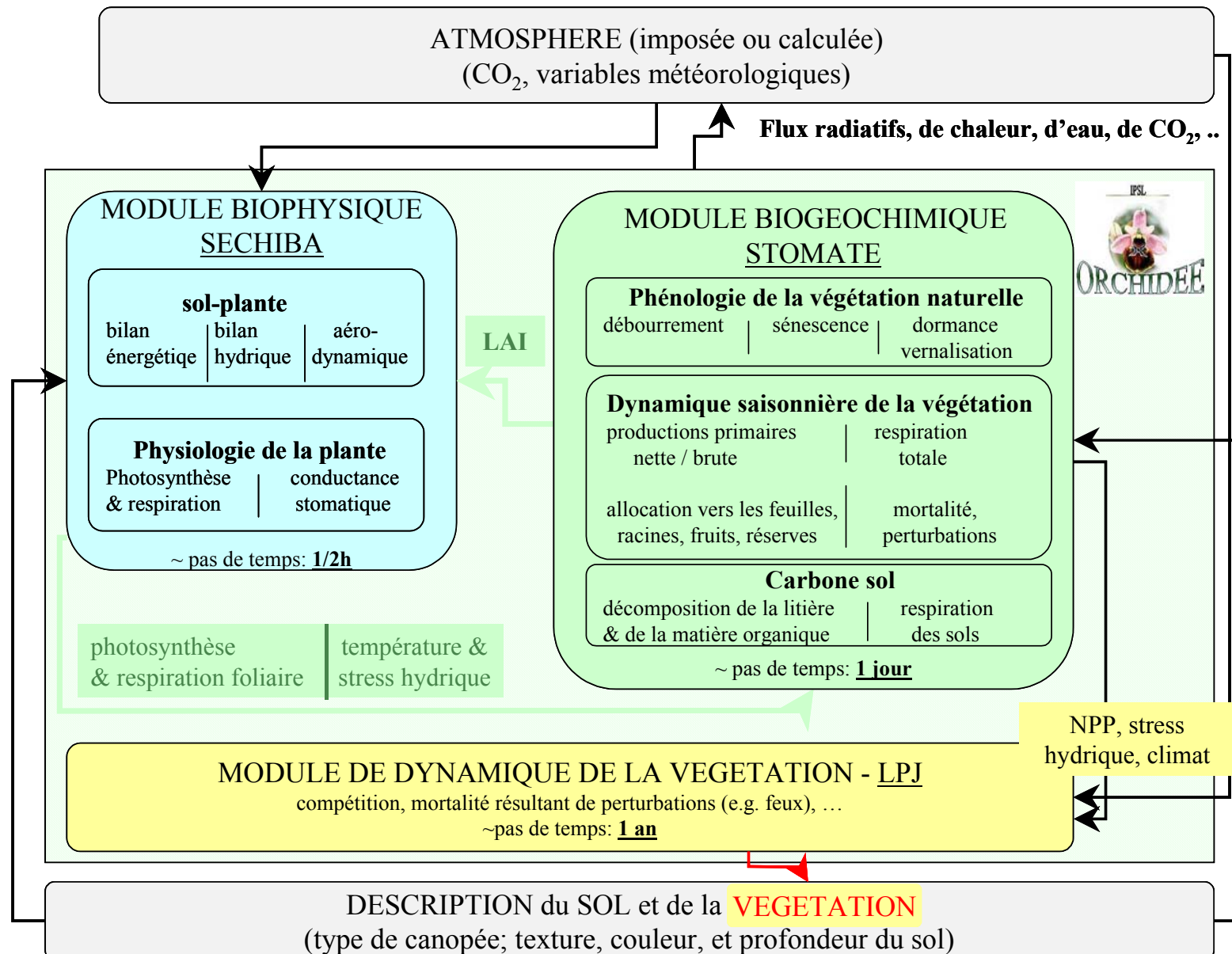


Figure 3 : Processus principaux représentés dans ORCHIDEE. Les zones grises représentent les variables et paramètres nécessaires au forçage du modèle. Les zones bleues représentent les processus rapides, et plus spécifiquement les cycles de l'eau, de l'énergie, et de rayonnement. Les zones vertes représentent le cycle du carbone. La distribution des écosystèmes peut être soit prescrite, soit calculée (zones jaunes).

A.6. Les zones humides, une nouvelle composante dans notre modèle de la biosphère terrestre ?

Les zones humides sont une composante importante des surfaces continentales puisqu'elles en occupent une fraction non négligeable (~ 6%), qu'elles participent au cycle hydrologique, et au cycle du carbone par l'émission de quantités importantes de méthane (environ 20% du méthane atmosphérique provient de ces sources naturelles). Leur distribution et leur saisonnalité varient avec le climat, et contribuent aux variations climatiques. Une partie de leurs fluctuations est également liée à l'action anthropique, l'homme puisant de l'eau dans ces zones pour ses besoins ou en créant de nouvelles son alimentation (rizières). Elles sont très souvent associées à de la végétation (mangroves) et méritent donc d'être étudiées, voire incluses dans ORCHIDEE, au même titre que la végétation poussant en zone non inondée.

Certaines études numériques ont émis l'hypothèse que la non prise en compte de ces zones humides dans les modèles de climat pouvait être l'une des explications possibles de la sous-estimation des pluies de mousson simulées en Afrique tropicale nord à l'Holocène moyen (il y a 6 000 ans ; Coe and Bonan 1997).

D'autres études suggèrent que les variations de la concentration atmosphérique en méthane, enregistrées dans les glaces de l'Arctique et de l'Antarctique, entre le dernier maximum glaciaire et l'Holocène sont en grande partie contrôlées par les variations associées d'étendue et de distribution des zones inondées (Chappellaz et al. 1993).

Mais peu de travaux ont été réalisés jusqu'à présent pour confirmer ou infirmer ces différentes hypothèses.

Je me suis, dans un premier temps, intéressée aux impacts des variations d'étendues des zones humides sur les émissions globales de méthane. J'ai profité d'une conjoncture favorable :

- (1) la disponibilité, au laboratoire, de plusieurs simulations paléoclimatiques depuis le dernier interglaciaire (il y a 126 000 ans) jusqu'à aujourd'hui, en passant par le dernier maximum glaciaire (il y a 21 000 ans),
- (2) ma rencontre avec Michael T. Coe (chercheur à l'Institute for Environmental Studies, à l'Université du Wisconsin, Madison, USA) qui venait de développer un modèle hydrologique permettant, par routage de l'eau ruisselée et après calcul d'un bilan hydrologique simple des lacs et des zones humides, de recalculer les surfaces occupées par de l'eau stagnante, ainsi que la hauteur d'eau associée (Coe 1997, Coe 1998),
- (3) la présence d'une étudiante en stage de DEA, Estelle Poutou (2000).

Nous avons importé, et implanté sur nos ordinateurs ce modèle HYDRA, et nous l'avons appliqué aux situations paléoclimatiques détaillées dans la deuxième partie de ce manuscrit (de Noblet-Ducoudré et al. 2002). HYDRA est un modèle qui tourne à une résolution spatiale très fine (5 minutes d'arc), forcé par une description détaillée de la topographie, par les précipitations, le ruissellement produit par les sols en surface et subsurface, et la température de l'air ambiant. Il est complémentaire d'ORCHIDEE en ce sens qu'il utilise, comme un forçage externe, le ruissellement résultant du bilan hydrologique de la végétation. Le bilan hydrologique des zones inondées est, lui, calculé par HYDRA (Précipitations – Evaporation potentielle) mais pas encore par ORCHIDEE. Il n'y a donc aucun doublon avec les calculs effectués dans notre modèle de végétation. On peut simplement regretter que le routage de l'eau ruisselée soit déconnecté du calcul du bilan hydrologique des sols puisque, dans la

réalité, l'eau qui arrive sur un sol, par transfert horizontal, est susceptible de s'infiltrer dans ce sol et ainsi contribuer à renforcer son contenu en eau.

Pour le calcul des flux de méthane émis par ces zones humides nous avons, dans un premier temps, utilisé la relation simple développée par Fung et al. 1991), fonction presque exclusivement de la température de l'air ambiant (Poutou 2000). Dans sa thèse, Estelle Poutou 2003) a testé trois autres méthodes plus mécanistes/physiologiques, montré une très grande variabilité et sensibilité des flux simulés selon la méthode choisie, mais aucune conclusion quant à la meilleure méthode n'a, à ma connaissance, été apportée à ce jour.

L'utilisation successive de ces trois outils indépendants (ORCHIDEE → HYDRA → émission de CH₄) a confirmé une sensibilité importante de la distribution des zones humides (et des émissions de méthane) au climat (de Noblet-Ducoudré et al. 2002), et il me semble nécessaire, pour aller plus loin dans cette étude, que les zones humides soient incluses dans ORCHIDEE comme un nouveau type fonctionnel de plante participant au bilan hydrologique de la surface. C'est sur ce sujet qu'a travaillé Arthur Greene, post-doctorant sous ma responsabilité pendant une année (Greene and de Noblet-Ducoudré résultats non publiés). Comme il n'existe pas de définition (et a fortiori de cartographie) d'un ou de plusieurs types fonctionnels de plantes spécifiques de ces zones inondées, il nous a fallu choisir le moyen de définir les zones humides dans le modèle. Deux solutions étaient possibles : 1) supposer que tous les types fonctionnels de plantes définis dans ORCHIDEE pouvaient survivre les pieds dans l'eau, ce qui nous aurait amené à multiplier par 2 un grand nombre de tableaux dans le code et à augmenter substantiellement le temps de calcul, 2) définir dans un premier temps un seul type fonctionnel supplémentaire et effectuer un certain nombre d'études de sensibilité afin de déterminer si les flux émis sont sensibles au choix de la caractérisation de ce type (herbacée ou arbre par exemple). C'est cette deuxième solution que nous avons choisie. L'analyse des résultats obtenus est présentée dans la deuxième partie de ce manuscrit (B.3).

Dans une version plus récente d'ORCHIDEE, qui a été développée parallèlement aux travaux décrits ci-dessus, Jan Polcher (LMD/CNRS, Paris) et ses étudiantes ont introduit un modèle de transport latéral de l'eau, avec prise en compte des plaines d'inondation (Vivant 2002, de Rosnay et al. 2003), qui permet de pallier au problème, décrit auparavant, de réutilisation de cette eau par les sols au cours de son trajet. Il n'y a cependant, pour le moment, pas d'option permettant, avec ces nouvelles paramétrisations, de se passer d'HYDRA et de n'utiliser qu'ORCHIDEE pour évaluer la redistribution des zones humides, et l'évolution de leur hauteur d'eau en réponse à un changement climatique. Mais une réflexion sur cette problématique aura lieu, avec la collaboration de Jan Polcher au LMD (CNRS, Paris) et de Gerhard Krinner au LGGE (CNRS, Grenoble). Ce dernier a en effet récemment développé une modélisation simplifiée de l'extension des zones humides, adapté à ces problématiques un modèle de bilan hydrique et thermique des lacs (Krinner et al. 2003), et encadré la thèse d'Estelle Poutou dédiée pour partie à l'interprétation du rôle joué par ces surfaces au dernier maximum glaciaire et lors du changement climatique prévu à la fin de ce siècle.

A.7. Conclusion

Je n'ai, dans cette première partie de mon manuscrit, abordé les questions scientifiques que dans la mesure où elles me permettaient de justifier les choix de modélisation que j'ai faits jusqu'à présent. J'ai jugé ce parti pris important puisqu'une grande partie de mon temps de chercheur a été dédié au développement, et ce au détriment d'une plus grande production de résultats. Les questions naissent bien souvent très vite, mais les réponses se font attendre faute d'outils adaptés à l'étude envisagée.

A chaque étape de développement que j'ai entreprise, mon souci a toujours été de partir de l'existant. Je me suis toujours refusée au développement de nouvelle composante, quand une modélisation adéquate existait par ailleurs, et était disponible. C'est ainsi que les modèles BIOME, LPJ, STICS, HYDRA ont été importés au laboratoire par mes soins, et que nous avons fait notre possible pour les utiliser au mieux, tout en restant critiques vis-à-vis des éventuelles incohérences entre ces différents outils.

L'imbrication des différentes pièces de ce puzzle en cours de construction a pour objectif, dans un avenir relativement proche (3 à 4 ans), de disposer d'une version d'ORCHIDEE incluant à la fois les zones agricoles et les zones humides, le tout étant couplé au modèle de circulation générale de l'atmosphère de l'IPSL, afin de répondre à divers questionnements sur le rôle de ces surfaces dans le passé, le présent, et le futur, à divers niveaux d'interaction (biophysiques, biogéochimiques, hydrologiques). Cette tâche est bien sûr immense, et ne pourra se faire qu'avec l'aide de nombreux collaborateurs à l'IPSL et au niveau international (au travers de projets communs). Nous avons la chance de disposer, au sein d'un même institut, de la diversité scientifique nécessaire à l'étude de toutes les interactions mentionnées ci-dessus. J'espère savoir tirer parti de cette diversité.

Parallèlement à ces travaux, j'ai entamé une collaboration avec des économistes de l'INRA qui s'intéressent aux changements de distribution des terres agricoles susceptibles d'avoir lieu dans le futur, sous l'influence de changements de politiques agricoles, de l'évolution de la démographie et du climat⁸. Ces modifications du paysage étant susceptibles d'être plus importantes que l'évolution naturelle de la végétation (de moins en moins d'espace lui étant réservé), il me semble fondamental d'envisager dès à présent un couplage asynchrone, similaire à celui que j'ai entrepris il y a quelques années avec le modèle d'équilibre de la végétation BIOME, entre le modèle de climat de l'IPSL (incluant ORCHIDEE) et un modèle de répartition des terres agricoles, et ce afin d'envisager les rétroactions possibles entre ces deux systèmes, et les éventuels moyens de remédier aux conséquences les plus néfastes.

⁸ Un projet commun a été soumis et accepté en Décembre 2003 au GICC, intitulé 'Adaptation des systèmes européens de production agricole au changement climatique : premiers essais d'évaluation', coordonné par Pierre-Alain Jayet de l'UMR économie publique de l'INRA-Grignon.

DEUXIEME PARTIE

**La modélisation des climats passés :
une voie idéale pour mettre en évidence
le rôle actif joué par les surfaces continentales
lors d'un changement de climat**

B.1. Introduction

La modélisation des climats du passé m'a offert un contexte unique pour poursuivre mes recherches sur l'étude et la compréhension du rôle de la biosphère terrestre dans le système climatique, et je tiens à commencer cette partie en remerciant tout particulièrement Sylvie Joussaume, directrice actuelle de l'INSU et chercheur au LSCE, pour avoir été l'initiatrice des travaux résumés ici.

Au risque d'enfoncer des portes déjà ouvertes, je rappelle qu'il est important de bien comprendre la dynamique naturelle du climat (à diverses échelles de temps et d'espace) pour être à même

- 1) de distinguer, et si possible quantifier, l'effet anthropique de la variabilité naturelle sur l'évolution climatique récente,
- 2) d'envisager des scénarios possibles d'évolution du climat dans le futur.

L'analyse de la seule variabilité interannuelle du climat actuel est insuffisante pour évaluer les modèles en vue de leur utilisation pour des scénarios futurs. La paléoclimatologie offre par contre un terrain privilégié pour étudier leur comportement dans des situations que l'on sait avoir été très différentes de l'actuel, grâce aux différentes archives glaciaires, continentales, marines, sédimentaires (une bonne partie d'entre elles étant analysée au LSCE).

C'est dans ce contexte que j'ai démarré ma recherche au LSCE, avec un zoom particulier sur deux périodes clés du dernier cycle glaciaire-interglaciaire : a) l'entrée dans la dernière grande glaciation, il y a 115 000 ans, b) le moyen Holocène (ou optimum climatique), il y a 6 000 ans. Ces périodes étaient mal simulées par les modèles de circulation générale de l'atmosphère à l'œuvre au début des années 1990, et la communauté scientifique soupçonnait l'existence de rétroactions négligées et potentiellement importantes avec les surfaces continentales.

Cette deuxième partie est composée de trois sections. Dans la première, je démontre qu'il est important de ne pas considérer la distribution des écosystèmes comme fixe, et de la laisser interagir avec les modifications climatiques. Dans la deuxième, je me penche sur les variations de la sensibilité climatique liées aux choix de paramètres caractéristiques de la surface, ou de paramétrisations différentes d'un même processus. Dans la troisième et dernière section, je m'intéresse aux zones humides, composantes des surfaces continentales qui, la plupart du temps, sont ignorées dans les modèles de végétation.

B.2. La dynamique naturelle de la végétation : une source de rétroactions positives

Dans cette première partie, la question essentielle à laquelle je vais tenter de répondre par quelques exemples est : la dynamique de la végétation joue-t-elle un rôle important dans les mécanismes de changement climatique ?

B.2.a. L'entrée dans la dernière glaciation

Il y a 115 000 ans, la configuration orbitale de notre Terre était telle que l'hémisphère nord recevait moins d'énergie solaire en été, et plus en hiver. Suivant l'hypothèse émise par Milankovitch 1941, et rediscutée par Berger 1988), la fraîcheur des étés aurait conduit à un recul de la date de fonte, et même, par endroit, à l'absence de fonte totale, permettant

l'accumulation de la neige d'année en année et la formation, au fil du temps, de calottes de glace. De nombreux scientifiques, à la fin des années 80 et au début des années 90, ont conduit des expériences de sensibilité climatique à l'aide de modèles de circulation générale de l'atmosphère (MCGA), afin de vérifier cette hypothèse (Royer et al. 1984, Rind et al. 1989, Philipps and Held 1994). Dans la plupart des cas, malgré l'augmentation simulée de la couverture neigeuse, aucun site de neige pérenne n'est apparu dans les différents modèles utilisés. Ces résultats ne remettaient toutefois pas en cause la théorie émise par Milankovitch, mais pointaient sur la nécessité d'inclure, dans les modèles, les rétroactions liées aux autres composantes du système climatique, en commençant par l'océan et la biosphère continentale.

Des études diagnostiques menées par exemple par Harrison et al. 1995) ont montré que les changements de climat, simulés en réponse à la variation de l'orbite terrestre à cette époque, étaient d'une amplitude suffisante pour conduire à une redistribution importante des écosystèmes dans les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord. Parmi les changements qui ont pu se produire, l'extension vers le Sud de végétations herbacées (tundra), au détriment des forêts boréales que nous connaissons actuellement, a retenu l'attention des scientifiques. Elle conduit à une modification profonde des caractéristiques de la surface (augmentation de l'albédo ; diminution du coefficient d'échange turbulent pour les flux d'eau et de chaleur, et pour les échanges de quantité de mouvement ; diminution des surfaces d'échange avec l'atmosphère pour l'évapotranspiration), affectant les flux échangés avec l'atmosphère, et par conséquent la circulation atmosphérique elle-même, comme l'ont montré diverses études de sensibilité conduites pour une époque plus récente du climat passé (Foley et al. 1994, Kutzbach et al. 1996).

Nous avons développé et utilisé le modèle couplé MCGA-BIOME, que j'ai décrit dans le chapitre A.3, pour démontrer que les rétroactions végétation-atmosphère ont vraisemblablement favorisé l'entrée dans la dernière glaciation (de Noblet et al. 1996b, figure 4). Le remplacement de la forêt boréale par de la tundra au Canada et en Sibérie, en réponse au refroidissement estival simulé par notre MCGA (LMD5.3), conduit à une perte significative d'énergie solaire absorbée par la surface, liée à l'augmentation de l'albédo de la canopée. Cette perte est d'autant plus importante que la surface est recouverte de neige puisque, dans ce dernier cas, l'albédo passe d'une valeur d'environ 20% pour un couvert arboré, à une valeur de plus de 50% pour un couvert herbacé. Le changement de végétation que nous avons obtenu conduit à un refroidissement annuel de la surface, contrant partiellement le forçage orbital en hiver, et amplifiant considérablement le forçage orbital au printemps. L'allongement significatif de la période de couverture neigeuse dans de grandes régions de l'hémisphère boréal, et l'apparition de quelques points de grille où la neige se pérennise nous a ainsi permis de valider l'hypothèse de Milankovitch en mettant en avant le rôle fondamental des rétroactions surface-atmosphère. Dans cette expérience, comme dans d'autres conduites par différentes équipes (Gallée et al. 1992, Gallimore and Kutzbach 1996), le rôle prépondérant de l'albédo des surfaces est mis en évidence, pour les très hautes latitudes de l'hémisphère nord, masquant les effets liés à la variation des autres caractéristiques de la surface.

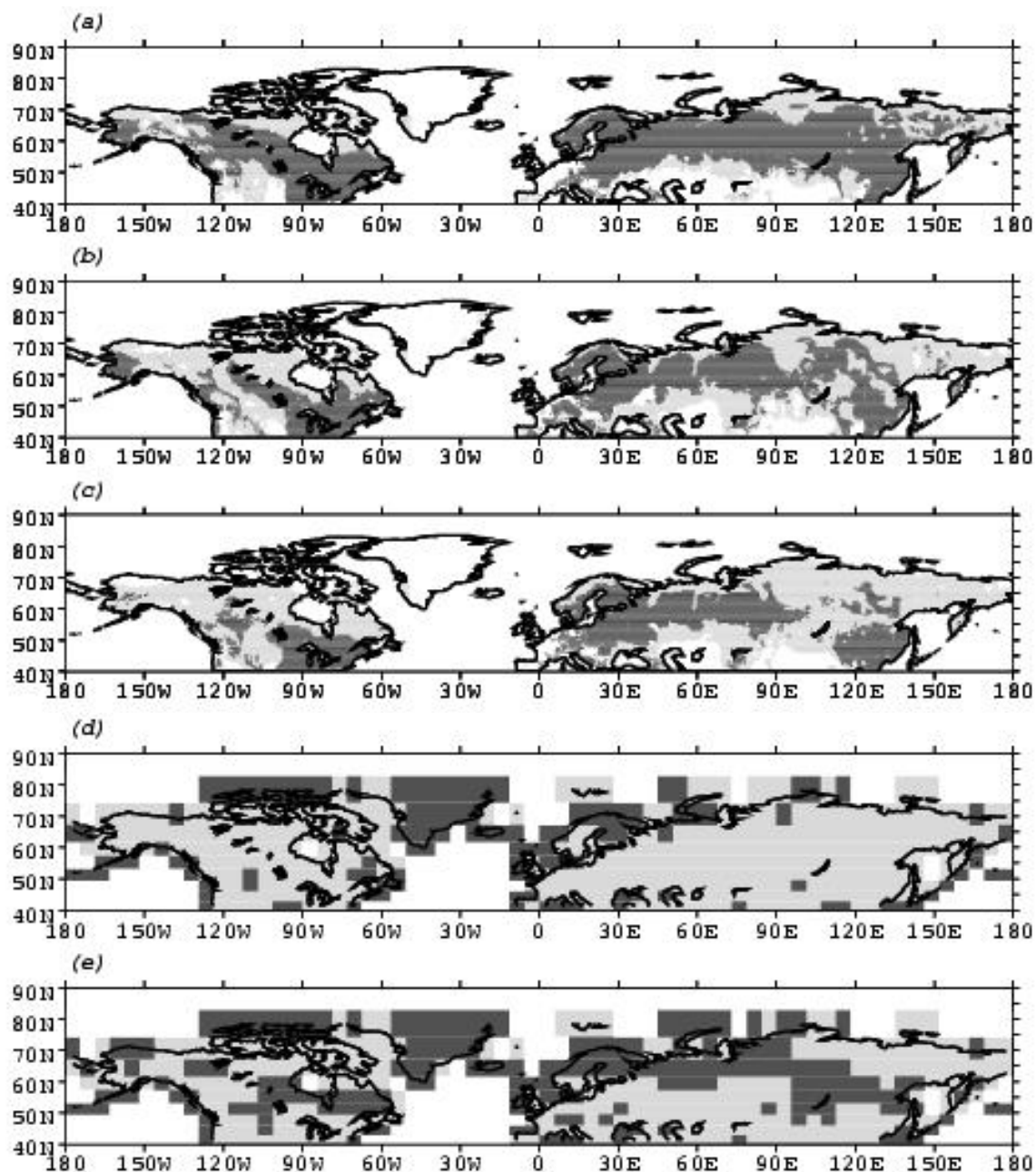


Figure 4 : l'entrée en glaciation vue par le modèle.

La distribution de la végétation dans l'hémisphère Nord (a, b et c) est regroupée en deux grandes zones : les forêts en gris foncé, les herbacées en gris clair. Les zones susceptibles d'entrer en glaciation (d, e) sont représentées en gris foncé. Dans ces régions, les stocks de neige simulés par le modèle augmentent, ainsi que la durée de la saison de la neige. Les régions en gris clair voient au contraire une diminution des stocks de neige.

Les forêts dominent actuellement le paysage (a), alors qu'il y 115000 ans, elles étaient restreintes très au Sud de leur position actuelle, laissant ainsi la place à de vastes zones herbacées, composées en grande partie de toundra (c). A cette époque, de nombreuses régions se révèlent susceptibles d'entrer en glaciation (e).

Les changements de climat simulés, en réponse à la variation de l'orbite terrestre à cette époque, et avant toute rétroaction par la végétation étaient d'une amplitude suffisante pour conduire à une redistribution importante des écosystèmes dans les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord (au Canada et en Sibérie) (b), même si ces changements ne suffisaient pas pour pérenniser la neige (d).

changement de climat et distribution de la végétation à cette époque du passé. La biosphère continentale n'est cependant pas le seul facteur favorisant l'entrée en glaciation, puisque les travaux réalisés au LSCE par Myriam Khodri et al. 2001, Khodri et al. 2003), ont mis en valeur le rôle important joué par l'océan à cette époque. Il est pourtant vraisemblable qu'elle ait joué un rôle majeur dans le déclenchement de cette glaciation, comme le montrent les résultats obtenus par Kageyama et al. 2004 qui ne parviennent pas à l'initier lorsque les rétroactions végétation-atmosphère sont inhibées dans le modèle de complexité intermédiaire CLIMBER (qui couple toutes les composantes du système climatique : atmosphère-océan-biosphère-cryosphère).

B.2.b. L'Holocène moyen

Il y a 6 000 ans, l'hémisphère Nord recevait plus d'énergie solaire en été et moins en hiver, le cycle saisonnier était donc accru (tandis qu'il était diminué dans l'hémisphère Sud) conduisant à des étés plus chauds et des hivers plus rudes. A cette époque, les lacs étaient nombreux et la plupart en eau dans le Sahara et au Sahel, et de nombreuses évidences de présence de végétation ont été trouvées conduisant à l'appellation de 'Sahara vert' de cette période. Les modélisateurs des climats passés ont tenté de reproduire le niveau de pluies nécessaire au développement des végétaux dans ces régions actuellement très arides. L'hypothèse la plus vraisemblable, qui a toujours cours aujourd'hui, est que le flux de mousson estival apportait plus de pluies qu'actuellement, et surtout que ces pluies parvenaient à des latitudes bien plus Nord qu'aujourd'hui. Comme pour la période décrite précédemment, les modélisateurs se sont aperçus que le forçage orbital seul était insuffisant pour renforcer de façon conséquente ce flux de mousson dans un modèle de circulation générale de l'atmosphère. Nous avons contribué à démontrer, avec les mêmes outils que ceux décrits dans la section B.2.a, que les rétroactions liées à la re-distribution des écosystèmes terrestres et à la modification du cycle saisonnier des températures de surface de l'océan étaient nécessaires à l'activation de ce flux marin humide (Braconnot et al. 1999).

Les diverses expériences de sensibilité que nous avons conduites, dans le cadre de la thèse de Delphine Texier 1998, Texier et al. 2000), nous ont permis de démontrer la nature très différente du rôle de l'océan et de la biosphère continentale (Braconnot et al. 1999) et de mettre en évidence que la végétation, dans cette région du globe, joue un rôle prépondérant. En début de mousson, l'albédo plus faible d'un couvert végétal (comparé à celui d'un sol nu désertique) conduit à un réchauffement plus important du continent, au creusement de la dépression thermique, et au renforcement du gradient terre-océan favorisant l'augmentation du flux humide provenant de l'océan Atlantique équatorial. La transpiration importante de la végétation maintient, dès le démarrage de la mousson, une convection humide importante, favorisant une advection continue de vapeur d'eau pendant toute la durée de la mousson. Quand le gradient terre-océan diminue fortement sous l'influence combinée de l'ensoleillement qui décroît au début de l'automne et du réchauffement important de l'océan de surface, les pluies perdurent par recyclage local, le sol étant encore très humide et la transpiration de la végétation importante. Le rôle de l'océan se fait essentiellement sentir en début de saison, par son réchauffement tardif lié à la modification du cycle saisonnier de l'ensoleillement, qui permet une accentuation du gradient thermique terre-océan. La nécessité de prendre en compte la végétation de façon interactive a depuis été confirmée par d'autres études (Claussen et al. 1999, Valdes communication personnelle), mais nous avons été les premiers à la mettre en évidence. Dans les simulations avec des modèles de circulation générale, la synergie entre rétroactions océaniques et biosphériques est presque aussi importante que les rétroactions liées à la végétation seule, tandis que dans les modèles de

complexité intermédiaire, il semble que l'océan joue un rôle assez mineur (comparé aux écosystèmes continentaux) dans l'amplification des pluies de mousson.

Dans la plupart des simulations publiées, c'est la colonisation progressive du sud du Sahara par la végétation, au fur et à mesure des itérations entre le modèle de climat et le modèle de biomes qui permet de faire monter la végétation vers le Nord. Dans la réalité, à cette époque, la végétation était en train de régresser vers des latitudes plus équatoriales, laissant la place au désert (Ganopolski et al. 1998). Nous avons donc également réalisé une expérience en démarrant avec de la végétation dans le désert (figure 5) mais l'équilibre atteint était le même, comme dans l'expérience réalisée avec le modèle allemand ECHAM (de Noblet-Ducoudré et al. 2000). Il semble que la configuration orbitale du moyen Holocène ne permette qu'un seul équilibre possible entre climat et végétation dans la zone sahélienne – Sud Sahara, celui d'un Sahara 'vert', contrairement aux climats actuel et du dernier maximum glaciaire (Claussen 1998, Kubatzki and Claussen 1998, Brovkin et al. 1998). Une étude plus récente réalisée en Angleterre par Paul Valdes (communication personnelle) avec un modèle climatique de 'nouvelle' génération (HadCL3 couplé au DGVM TRIFFID) confirme ces travaux. Les études que nous avons conduites sur les différences d'intensité et de localisation des moussons africaine et indienne à différentes périodes dans le passé (de Noblet et al. 1996a) m'ont permis d'apporter un élément d'explication à ce phénomène (de Noblet et al. 1995). La zone de convergence des masses d'air humide, dans les basses couches, pendant l'été de l'hémisphère Nord est actuellement localisée en Asie, drainant l'essentiel du flux d'humidité à cet endroit. Il y a 6 000 ans, cette zone de convergence était située beaucoup plus à l'Ouest, autorisant la pénétration de l'humidité au Nord de sa limite actuelle en Afrique et favorisant donc le développement et le maintien de végétation. Avec la configuration orbitale actuelle, la présence de végétation pourrait être éventuellement être maintenue (équilibre multiple obtenu par le modèle ECHAM par exemple) si elle était prescrite au début de la simulation, forçant une partie des masses d'air humides à converger au-dessus des zones couvertes.

Le travail assez conséquent que nous avons conduit sur la mousson africaine nous a également permis de montrer que l'intensification du flux et des pluies s'accompagne non pas d'un ralentissement du jet d'est africain à 500hPa, comme le soulignent de nombreuses études (Kidson 1977, Diedhiou and Mahfouf 1996, Xue and Shukla 1993), mais plutôt d'une migration de ce jet à des altitudes plus élevées, sous l'influence d'une convection humide plus profonde liée à la présence de végétation (voir la figure 13 de l'article de Texier et al. 2000).

A des latitudes plus élevées, nous avons montré que les rétroactions végétation-atmosphère étaient inverses de celles décrites pour l'entrée en glaciation, et permettaient un réchauffement plus important des hautes latitudes de l'hémisphère Nord (rétroactions positives) liées à la reconquête de la toundra par les forêts boréales plus sombres en été et surtout en hiver, en présence de neige.

B.2.c. Prospective : de l'utilisation de modèles biosphériques plus complexes pour l'étude des paléoclimats

Les études que j'ai présentées dans les deux dernières sections montrent que ce ne sont pas les mêmes caractéristiques biophysiques de la surface qui dominent, selon les latitudes auxquelles nous nous intéressons. Dans les très hautes latitudes, c'est l'effet d'albédo qui semble être le plus important, surtout en présence de neige lorsque les arbres conservent un pouvoir réflecteur assez faible, de l'ordre de 20%, tandis que les herbacées sont presque

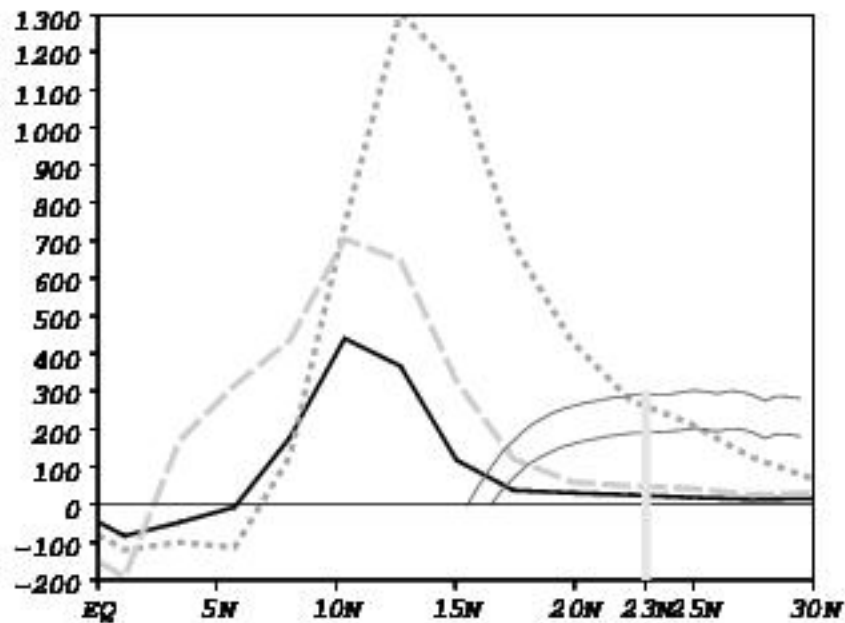


Figure 5 : l'Holocène moyen, il y a 6 000 ans.

Moyenne zonale de l'augmentation des précipitations simulées en Afrique (entre 17° Ouest et 30° Est) à l'Holocène moyen (exprimées en mm/an et comparées à l'intensité des précipitations actuelles), lorsque la végétation est figée dans sa distribution actuelle (ligne continue noire), lorsqu'elle est autorisée à interagir avec l'intensité des précipitations et donc le flux de mousson (ligne en tirets gris), et lorsque l'on prescrit un Sahara vert (ligne en pointillés gris). Les deux lignes grises et fines (entre 15° et 30° Nord), représentent la quantité de précipitations qu'il faudrait ajouter au taux actuel, pour que la végétation observée il y a 6 000 ans puisse pousser. L'écart entre ces deux lignes traduit l'incertitude qu'il y a sur cette reconstruction. La ligne verticale en trait plein, épais et gris, correspond à la limite au nord de laquelle les indices polliniques ne nous permettent pas de conclure à la présence de végétation continue (peut-être plus vraisemblablement une série d'oasis), tandis qu'au Sud de cette limite, la végétation était continue il y a 6 000 ans.

entièrement recouvertes et se retrouvent avec un albédo de plus de 50%. Dans les zones tropicales, les modifications du partitionnement entre flux de chaleur latente et flux de chaleur sensible, lié au développement racinaire et à la capacité qu'ont les plantes de pouvoir prélever de l'eau dans des couches de sol plus profondes, semblent être le facteur dominant. Si l'on fait intervenir la biogéochimie, les études de sensibilité numérique menées par Claussen et al. (2001) ont mis en évidence le rôle prépondérant des rétroactions biophysiques dans les hautes latitudes, tandis que la biogéochimie serait plus importante dans les latitudes tropicales. Ainsi une déforestation massive des hautes latitudes conduirait à un refroidissement climatique, tandis qu'une déforestation tropicale mènerait à un réchauffement par l'augmentation du dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Cette richesse, cette complexité, des rétroactions surface-atmosphère que les scientifiques mettent peu à peu en évidence à l'échelle globale met en relief le potentiel d'expérimentations dans le futur, si nous voulons mieux comprendre et expliquer le rôle joué par les surfaces continentales lors des changements climatiques. Le développement de modèles globaux et dynamiques de la biosphère continentale, comme ORCHIDEE (section A.4), qui incluent une très grande variété de processus tant biophysiques que biogéochimiques, nous permet maintenant d'aborder des questions plus complexes que celle à laquelle nous avons maintenant répondu : la dynamique de la végétation joue-t-elle un rôle important dans les mécanismes de changement climatique ?

Dans les 4 prochaines années, je souhaite pouvoir répondre à deux questions :

- la première comprend un aspect méthodologique important. Quel intérêt avons-nous à utiliser un modèle de végétation dynamique pour réaliser des expériences de type ‘instantanées’ à certaines périodes du passé ? L’expérience réalisée à ce jour, pour le climat du moyen Holocène, avec le modèle IBIS développé aux Etats-Unis (Doherty et al. 2000) ne met en relief aucun résultat nouveau par rapport à ceux que nous avons obtenus en utilisant des modèles d’équilibre de type BIOME, couplés de façon asynchrone à un modèle de climat. Or il me semble qu’un modèle de végétation dynamique est potentiellement plus sensible à l’état initial qu’un modèle ‘statique’, puisque son interaction continue avec l’atmosphère peut conduire à une histoire différente des successions de végétation. Les travaux menés par Ni et al. submitted avec le modèle dynamique LPJ, développé par Sitch et al. 2003, montrent par exemple que la distribution simulée de la végétation, à l’Holocène moyen, diffère suivant la méthodologie choisie pour le forçage atmosphérique prescrit. Si ce dernier est climatologique, i.e. correspond à une année moyenne appliquée en boucle à LPJ (comme cela est traditionnellement fait pour les modèles d’équilibre), la fraction couverte par les arbres en Asie est supérieure à celle obtenue avec un forçage interannuel dont la moyenne sur le nombre d’années est égale à la climatologie précédente. J’ai obtenu des résultats tout à fait similaires pour plusieurs périodes futures, avec ORCHIDEE (Lunt and de Noblet-Ducoudré 2003, figures 6 et 7), et confirmé que ces différences résultent de la fréquence des perturbations comme le feu, ou les extrêmes de froid en hiver, qui est plus grande en mode interannuel qu’en mode climatologique. Je ne m’explique donc pas les résultats obtenus par (Doherty et al. 2000 et envisage de conduire des expériences de sensibilité couplant le modèle de circulation générale de l’atmosphère et ORCHIDEE, à diverses périodes dans le passé (essentiellement le moyen Holocène et le dernier maximum glaciaire, dans le cadre du projet européen MOTIF et du projet international PMIP II), afin de qualifier et si possible quantifier l’apport d’un modèle dynamique comparé à un modèle statique de type BIOME.

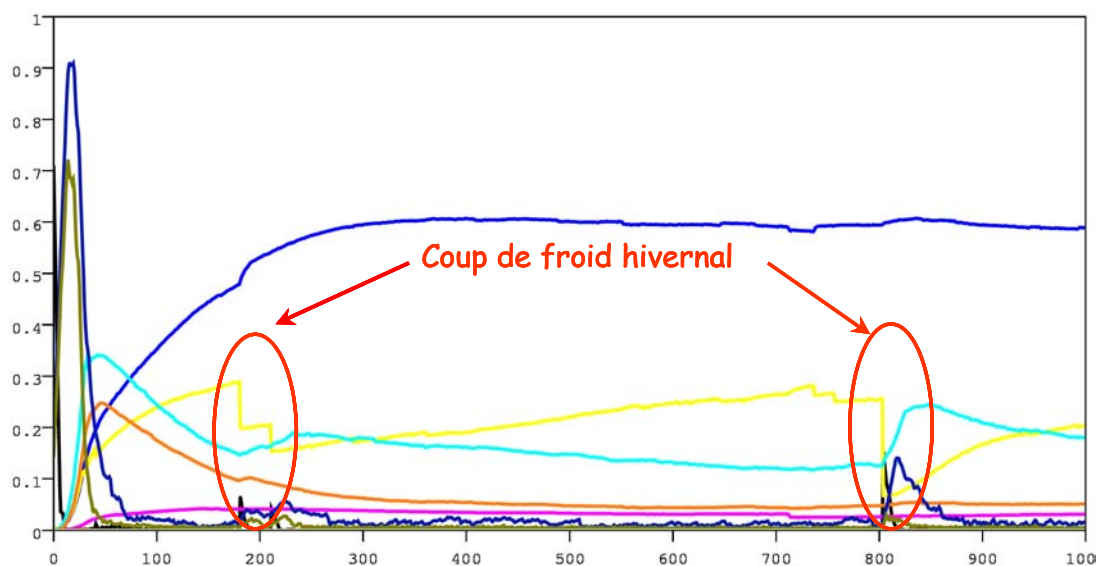


Figure 6 : Evolution de la surface couverte par les différents PFTs représentés dans ORCHIDEE, au cours de 1000 années de simulations sur l’Europe, ORCHIDEE étant forcé par une climatologie actuelle, avec une variabilité interannuelle. Le sol est nu au démarrage de la simulation, les herbacées (en marron et bleu très foncé) colonisent la surface assez rapidement, puis viennent les arbres. 2 coups de froid assez importants surviennent au cours de ces 1000 ans, et déciment une partie des arbres (en jaune, les forêts tempérées semper virens, à feuilles). Les herbacées peuvent alors re-coloniser provisoirement cet espace laissé libre. On ne peut donc jamais atteindre un équilibre absolu de distribution des écosystèmes, puisque des événements climatiques extrêmes peuvent à tout moment perturber cet équilibre.

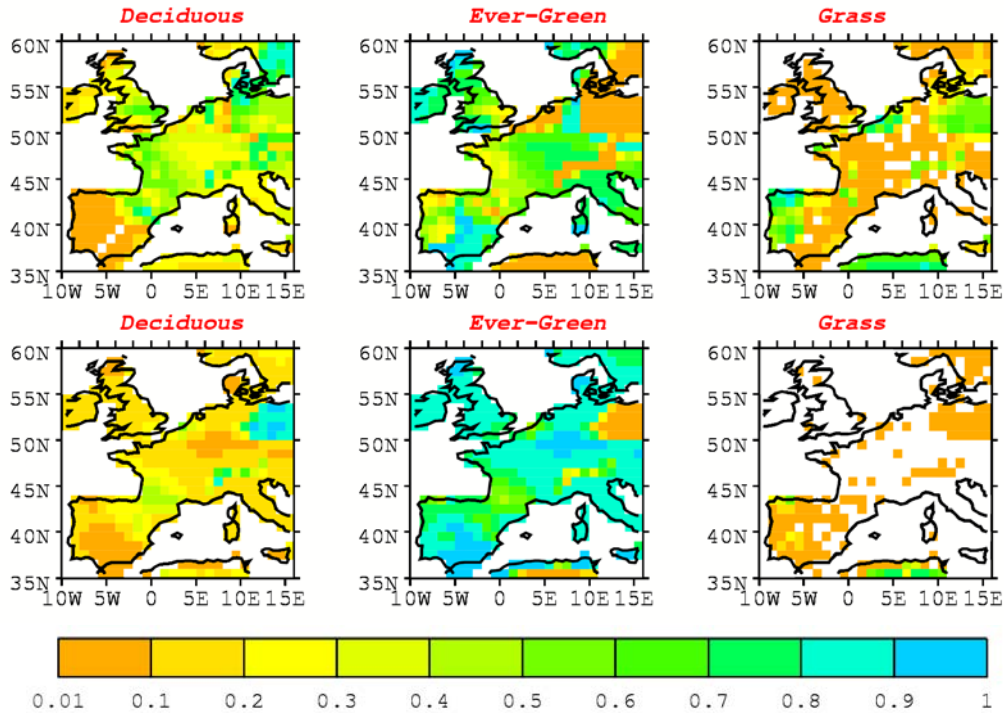


Figure 7 : Distribution des écosystèmes arborés (décidus à gauche, et semper-virens au milieu), et des herbacées (à droite) dans deux simulations qui ne diffèrent que par la fréquence des feux. En haut, les feux sont plus nombreux, favorisant le développement des herbacées, et des arbres décidus. En bas, les feux sont beaucoup moins fréquents et les arbres semper-virens ne laissent pas beaucoup de place aux autres écosystèmes. Chaque type de végétation est représenté en fraction de point de grille occupée.

- La deuxième question est : quel rôle joue la dynamique de la végétation sur la variabilité climatique ? La plupart des phénomènes atmosphériques, comme la mousson, ou modes de circulation, comme l'oscillation Nord Atlantique, subissent une variabilité interannuelle, décennale ou séculaire que nous ne sommes pas encore en mesure d'expliquer. La mousson africaine par exemple a subi, ces dernières décennies, des fluctuations qui ne semblent pas reliées aux seules variations de la température de surface des océans, mais qui sont accompagnées de fluctuations de la couverture végétale. La question est de savoir si la végétation ne fait que suivre la variation des pluies, ou si elle y participe et comment. Des simulations réalisées avec une modélisation simplifiée des interactions végétation-atmosphère (Zeng et al. 2002) mettent en évidence des interactions très importantes uniquement dans les régions de couverture végétale 'moyenne' (40 à 80% d'occupation de la surface). Si le climat régional est très aride (ou très humide), la variabilité des pluies aura peu d'influence sur la variabilité de la végétation. Les interactions entre végétation et atmosphère, en l'absence de toute autre variabilité externe (océan ...) tendent à augmenter le gradient entre les régions humides et arides puisque les rétroactions sont positives et ont donc tendance à rendre la surface plus verte et plus humide. Par contre, lorsqu'il existe une composante de variabilité externe (en provenance des SSTs par exemple), le gradient a tendance à diminuer puisque les interactions entre cette variabilité et les rétroactions pluies-végétation tendent à renforcer la couverture végétale et les précipitations dans les zones sèches et à les diminuer dans les zones humides (moins de contrastes). Des études plus récentes à l'échelle globale (Crucifix et al. 2005, Delire et al. 2004) semblent confirmer ces conclusions. Elles montrent en effet que la végétation ne joue aucun rôle dans la variabilité interannuelle, et renforce la variabilité

décennale, mais uniquement dans les zones semi-arides, où la réponse de la couverture végétale à de faibles changements pluviométriques est importante. D'autres travaux, dédiés à une meilleure compréhension des fluctuations de la mousson indienne, ont montré que l'humidité du sol en Inde pouvait potentiellement jouer un rôle sur l'intensité de la mousson d'une année sur l'autre (Meehl 1994) : lors d'une année de forte mousson (humide), le sol se sature en eau. Ces réserves hydriques permettent à l'évapotranspiration d'être assez importante, en début de saison de mousson de l'année suivante. Cette augmentation des pertes d'énergie par la surface la refroidissent et entraînent une diminution du contraste Terre-Océan, d'où un flux de mousson ralenti comparé à celui de l'année précédente. Le sol s'assèche donc, diminue l'évapotranspiration l'année suivante, autorisant un réchauffement plus important des terres, et par voie de conséquence un plus fort contraste thermique et une mousson forte. L'essor du projet AMMA⁹ au niveau national et international, me fournit un cadre idéal pour réaliser un certain nombre de scénarios tests, en utilisant le modèle couplé de l'IPSL (atmosphère-océan-végétation) et toute la souplesse que nous avons incluse dans ORCHIDEE, i.e. activer ou non le calcul du cycle phénologique (inactif signifie que la densité foliaire du couvert végétal est prescrite), activer ou non la dynamique des écosystèmes (inactif signifie que les écosystèmes ne peuvent pas se mettre en quête d'un environnement plus favorable), utiliser différentes paramétrisations du bilan hydrologique (le modèle développé par Choissnel, celui développé par Patricia de Rosnay, avec et sans irrigation). Ces travaux se feront en collaboration étroite avec Serge Janicot au LODYC, qui a une excellente connaissance de la dynamique de la mousson et de sa réponse à diverses perturbations de la surface (continentale ou océanique, Diedhiou et al. 1998, Janicot et al. 1998). Les mêmes expériences de sensibilité à la dynamique de la végétation seront appliquées à des situations climatiques passées (tout au moins le moyen Holocène et le dernier maximum glaciaire), ce qui nous permettra de mieux confirmer la robustesse des résultats que nous obtiendrons, ou de mettre en évidence des formes différentes de rétroaction variabilité climatique et variabilité de la végétation, selon la configuration orbitale et le niveau de dioxyde de carbone présent dans l'atmosphère.

J'ai explicitement signalé, dans le titre de cette section B.2, que la végétation est une source de rétroactions positives. Il est vrai qu'il n'est jamais fait mention, dans la littérature (et à ma connaissance), de rétroactions négatives entre végétation et climat. Mais il me semble que ces rétroactions existent néanmoins et méritent peut-être d'être signalées. Certaines expériences de déforestation amazonienne par exemple simulent une augmentation de l'advection de vapeur d'eau en provenance de l'océan Atlantique (Polcher and Laval 1994), et donc une augmentation des pluies potentiellement favorable à la repousse de la végétation, sauf si l'érosion induite du sol conduit empêche la repousse. Autre exemple, l'étude menée par Betts (2000) sur l'impact potentiel d'une plantation de forêts dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord. L'un des moyens proposé par le protocole de Kyoto pour réduire la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone est d'augmenter le puits biosphérique continental en plantant des forêts dans les latitudes boréales. Or il est vraisemblable que dans certaines régions ce puits soit contre-balancé par une augmentation de l'absorption du rayonnement solaire incident lié à la diminution de l'albédo de surface, conduisant localement à un réchauffement au lieu du refroidissement attendu. Le message de ce court paragraphe est donc de veiller à ne pas faire croire, abusivement, que le rôle de la végétation ne s'exerce toujours que dans un seul sens, celui de renforcer l'impact de la perturbation initiale.

⁹ AMMA : Analyses Multi-disciplinaires de la Mousson Africaine (<http://medias.obs-mip.fr/amma/>)

B.3. Des incertitudes liées aux paramètres / paramétrisations

Pour asseoir définitivement le rôle que joue une composante du système climatique (ici la biosphère continentale) dans le climat et ses variations, il est nécessaire que la même expérience soit répétée avec d'autres modèles. C'est ce qui est traditionnellement fait dans les projets d'intercomparaison comme celui qui a démarré au LSCE il y a quelques années sous l'impulsion de Sylvie Joussaume pour les climats du passé (PMIP¹⁰). Pour le climat du moyen Holocène par exemple, ce projet nous a permis de mettre en évidence que, si tous les modèles tendent à prédire une augmentation du flux de mousson estival en Afrique de l'Ouest, la magnitude des changements de précipitation est très différente d'un modèle à l'autre (Joussaume et al. 1999). Certains, comme le modèle de l'IPSL, simulent une grande augmentation du taux de précipitations mais concentrée juste au Nord de la zone de convergence intertropicale actuelle (i.e. entre 12 et 15°N), tandis que d'autres comme le modèle ECHAM développé par le Max Planck de Hamburg (Allemagne) simule une augmentation plus faible mais très dispersée, jusqu'à ~20° de latitude Nord. Cette variabilité de réponse peut avoir plusieurs explications, l'une d'elles pouvant être liée à la diversité des schémas de surface employés pour traiter de la biosphère continentale.

Les travaux relatés ci-après ont tous été conduits dans le cadre du projet PMIP, pour essayer d'évaluer le rôle de certains aspects des schémas de surface sur la sensibilité climatique simulée à l'Holocène moyen.

B.3.a. albédo des déserts et dynamique de la mousson Africaine à l'Holocène moyen

Dans la plupart des modèles de végétation, l'albédo de la surface varie au cours du temps en fonction de l'état hydrique du sol et de la densité foliaire, et dépend des paramètres prescrits mesurables que sont l'albédo du sol (fonction de sa couleur) et l'albédo des feuilles. Pour le désert du Sahara, les valeurs trouvées dans la littérature, et utilisées dans les différents modèles participant au projet d'intercomparaison PMIP, varient de plus de 15% (entre 20 et plus de 38%), et sont une source potentielle de désaccord entre les réponses des différents modèles au forçage solaire imposé.

Nous avons montré, en utilisant le modèle de climat de l'IPSL, qu'une diminution de 7% de l'albédo des zones arides (de 35% à 28%) conduit à une augmentation significative de la sensibilité du modèle qui répond ainsi plus intensément à l'augmentation du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère (Bonfils et al. 2001). Les pluies augmentent plus en été, et surtout, cette augmentation se fait plus au Nord de l'ITCZ actuelle, autorisant la pousse de la végétation. Une comparaison aux données mène à la conclusion que la version du modèle ayant l'albédo le plus faible est la meilleure, conclusion que nous ne nous sommes cependant pas autorisées à formuler (figure 8).

Il existe de nombreux autres paramètres dans les schémas de surface qui, même s'ils sont mesurables, sont entachés d'une gamme d'incertitude importante, pouvant avoir des incidences conséquentes sur la sensibilité des modèles. Comme il est tout aussi impossible d'envisager une étude exhaustive balayant toutes les valeurs possibles pour chaque modèle, que de parvenir à un accord entre les modèles sur les valeurs choisies pour chaque paramètre, notre devoir de scientifique est d'être perpétuellement critique vis-à-vis de nos résultats.

¹⁰ PMIP = Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (<http://lsce/pmip2/>)

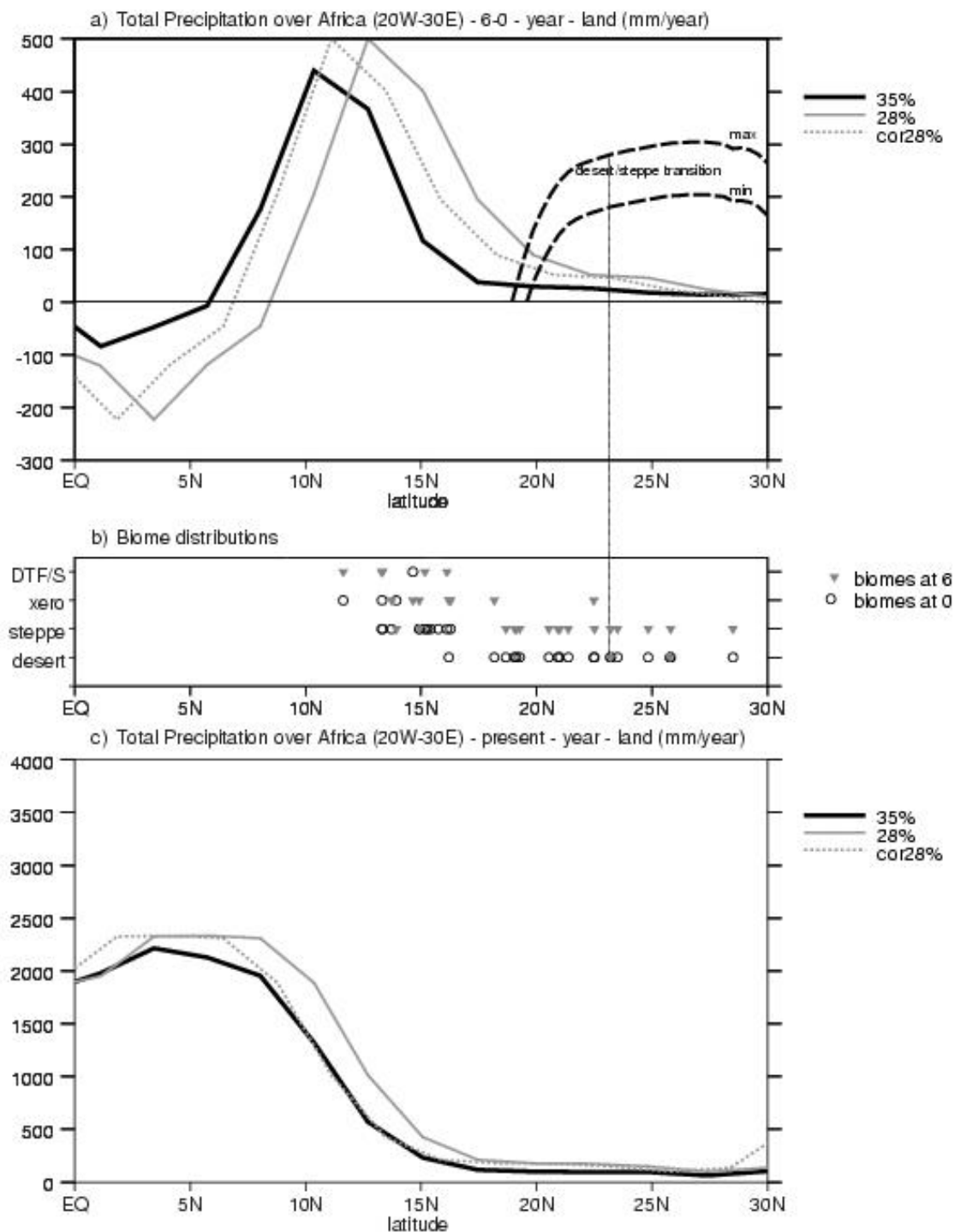


Figure 8 (extraite du papier de Bonfils et al. 2001): Moyennes zonales des (a) changements de précipitation, (c) de la précipitation actuelle, et (b) de la distribution des écosystèmes en Afrique du Nord (20°W–30°E, over land). (a) changements de précipitations simulés à l'Holocène moyen (mm/an) avec un albédo de 35% sur les déserts (ligne noire), de 28% (ligne grise), et "corrigée" (cor28%; ligne en pointillés). La correction consiste à recalculer le changement de précipitation obtenue avec un albédo de 28%, vers le Sud, sur la position de la zone de convergence intertropicale avec un albédo à 35%. Cor28% représente donc uniquement l'effet du changement d'intensité, mais pas de localisation.

(b) Les deux lignes en tirets noirs (entre 15° et 30° Nord), représentent la quantité de précipitations qu'il faudrait ajouter au taux actuel, pour que la végétation observée il y a 6 000 ans puisse pousser. L'écart entre ces deux lignes traduit l'incertitude qu'il y a sur cette reconstruction. La ligne verticale en trait plein correspond à la limite au nord de laquelle les indices polliniques ne nous permettent pas de conclure à la présence de végétation continue (peut-être plus vraisemblablement une série d'oasis), tandis qu'au Sud de cette limite, la végétation était continue il y a 6 000 ans.

(c) Précipitations moyennes annuelles simulées pour chacune des 2 expériences (mm/an).

B.3.b. mémoire hydrologique des sols et température aux latitudes tempérées

Nous avons développé une méthodologie permettant de comparer (et donc d'évaluer) les différents modèles climatiques participant au projet PMIP à l'ensemble des variables bioclimatiques dérivées des analyses de distributions de pollens en Europe (Bonfils et al. 2004). Nous avons utilisé les résultats de ces mêmes modèles, quand ils étaient en accord avec les données, pour tenter de remonter aux mécanismes permettant d'expliquer les changements observés. Nous avons ainsi mis en évidence le rôle important joué par la mémoire hydrologique des sols sur la température estivale en Europe et sur sa sensibilité au changement du forçage solaire. Plus le sol se remplit en hiver, plus sa capacité évaporante est importante quand la demande atmosphérique se fait forte (fin du printemps, début de l'été). Les pertes d'énergie sous forme de chaleur latente sont donc plus importantes si le sol est initialement proche de la saturation, et le sol tend à se refroidir plus que dans le cas où le sol est initialement moins humide. C'est ainsi que pour parvenir à diminuer le nombre de degrés jours de croissance à l'Holocène moyen en Europe (ce que semblent nous indiquer les données), malgré l'augmentation du rayonnement solaire incident en été, il faut que la différence d'évapotranspiration entre la simulation du moyen Holocène et celle du climat actuel soit assez importante, ce qui ne peut se produire, dans les divers modèles étudiés, que si le contenu en eau du sol à l'Holocène moyen à la fin de l'hiver est beaucoup plus important que celui que les modèles simulent pour le climat actuel.

La plupart des modèles de climat sont incapables de simuler ce refroidissement estival (de la saison de croissance des plantes) car leurs sols européens sont déjà saturés pour le climat actuel. Tout apport d'eau supplémentaire en hiver sous forme de précipitations se traduit donc inévitablement par une augmentation du ruissellement, et non par une augmentation des réserves hydriques du sol.

Cette étude met en relief le rôle primordial de la paramétrisation de l'hydrologie des sols sur la sensibilité climatique, ce qui renforce les conclusions de Gedney et al. (2000) issues de l'analyse de la réponse climatique de différents modèles au doublement de la concentration atmosphérique en vapeur d'eau.

B.3.c. subsidence saharienne et rétroactions mousson-végétation

Quand nous nous sommes aventurées dans notre simulation couplée climat-végétation pour le moyen Holocène (Texier et al. 1997), pour évaluer la capacité de notre modèle à reproduire le Sahara vert observé, le groupe de Martin Claussen au Max Planck de Hamburg réalisait une expérience similaire en utilisant le modèle climatique ECHAM (Claussen and Gayler 1997), couplé au même modèle BIOME que nous pour reconstruire les changements de végétation passés. Si les deux modèles prédisaient une série de rétroactions positives entre végétation et climat, conduisant à une migration progressive de la végétation au nord de l'ITCZ actuelle, le modèle ECHAM parvenait à faire pousser de la végétation sur la majeure partie de l'Afrique de l'Ouest tandis que le modèle de l'IPSL ne déplaçait sa zone de transition entre savanes et désert que de 3 à 5° de latitude vers le Nord. Après une série d'analyses tentant d'identifier un éventuel rôle du schéma de surface sur ce comportement, nous nous sommes rendus à l'évidence que c'est l'atmosphère qui jouait, sur cette différence de sensibilité, le rôle majeur. La subsidence saharienne simulée par le modèle de l'IPSL est en effet systématiquement plus forte, même pour le climat actuel, que celle simulée par le modèle ECHAM, rendant difficile toute pénétration des précipitations au Nord de l'ITCZ. Si la variation de l'ensoleillement à l'Holocène moyen diminue un peu l'intensité de cette subsidence, elle reste très forte dans le modèle de l'IPSL.

B.3.d. prospective : quelle influence une meilleure paramétrisation de l'hydrologie des sols a-t-elle sur la dynamique de la mousson et sur le climat des moyennes latitudes ?

Les quelques exemples choisis dans les sections précédentes mettent en évidence que le choix de paramétrer différemment une caractéristique de la surface, ou un processus, peut conduire à une modification de la sensibilité climatique aussi importante que celle induite par la perturbation d'un facteur de forçage externe, comme l'augmentation de l'ensoleillement estival à l'Holocène moyen. C'est là que réside toute la difficulté de faire progresser les modèles de surface (comme tout autre modèle d'ailleurs) : il est nécessaire d'inclure de nouveaux degrés de liberté (nouveaux processus, nouvelles composantes de la surface), mais également de régulièrement améliorer les processus et paramètres déjà pris en compte.

Le nouveau schéma d'hydrologie des sols introduit par de Rosnay and Polcher (1998, de Rosnay et al. 2000, de Rosnay et al. 2002) dans notre modèle de végétation ORCHIDEE a un impact considérable sur l'évapotranspiration et son partitionnement entre ses différentes composantes (sol nu, transpiration, ...), sur les autres termes du bilan d'énergie, et sur le cycle du carbone, comme nous l'avons démontré lors du stage de Sandie Bousquet (2004). Cette nouvelle paramétrisation va très certainement modifier la sensibilité du modèle de climat de l'IPSL, au moyen-Holocène. C'est donc une étude de sensibilité que j'ai envie de lancer, dans un futur proche, dans le cadre du projet international PMIP.

Au fil des nombreux développements réalisés dans ORCHIDEE, grâce à une participation active et de plus en plus nombreuses d'étudiants en stage, thèse et post-doctorat, d'autres études de sensibilité, appliquées à des situations passées (paléoclimats), verront certainement le jour.

B.4. les zones inondées : vers une implication dans les cycles biogéochimiques

Après l'étude du rôle de la dynamique des écosystèmes sur les changements climatiques, et l'influence de différents choix de paramètres et paramétrisations sur la sensibilité climatique, il me semble important de souligner que les modèles de végétation sont encore très incomplets puisqu'ils n'incluent pas toutes les composantes des surfaces. Les zones humides par exemple, qui font l'objet de cette section, sont le plus souvent ignorées alors qu'elles occupent une superficie non négligeable des terres émergées (cf. section A.6), que leur participation aux cycles hydrologique et du méthane est potentiellement grande mais pas encore bien quantifiée.

La question scientifique qui est à l'origine des travaux que nous avons entamés et qui vont se poursuivre au cours des 3 à 4 prochaines années est : *dans quelle mesure les variations de la concentration atmosphérique en méthane, enregistrées dans les glaces de l'Arctique et de l'Antarctique, entre le dernier maximum glaciaire et l'Holocène (et plus généralement au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire) sont-elles contrôlées par les variations associées d'étendue et de distribution des zones inondées ?*

Lors du stage de DEA d'Estelle Poutou, nous nous sommes intéressées aux fluctuations d'étendues de ces zones, au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Nous avons mis en évidence que la vision classique que nous pouvions avoir, d'une augmentation de l'étendue des zones humides, en période plus pluvieuse et plus chaude, est essentiellement valable dans des régions sans relief. Dans les zones topographiquement plus 'chaotiques', plus de pluies peut conduire à une augmentation sensible des hauteurs d'eau dans la plupart des dépressions, au détriment de l'étendue des zones marécageuses. Cet accroissement de la colonne d'eau peut être défavorable à la diffusion du méthane vers l'atmosphère. Dans ce cas, les surfaces

émettrices de méthane peuvent avoir tendance à diminuer en période humide. C'est ce que nous avons observé en Amérique du Sud dans nos simulations du dernier interglaciaire et de l'Holocène moyen, tandis qu'au dernier maximum glaciaire, les zones humides avaient tendance à être plus nombreuses dans cette même région, malgré une pluviométrie moindre (de Noblet-Ducoudré et al. 2002). En climat plus froid et plus sec, comme au dernier maximum glaciaire, il est donc potentiellement possible d'augmenter les émissions de méthane dans certaines régions, en raison d'une augmentation des surfaces émettrices, malgré l'assèchement (figure 9). La conclusion majeure de cette étude est qu'il est nécessaire de parvenir à une modélisation à la fois dynamique de l'étendue des zones humides, et mécanistes des émissions de méthane.

Nous avons commencé à inclure ces zones dans ORCHIDEE, selon la méthodologie discutée dans la section A.6. Les résultats discutés ici sont préliminaires, cette section relevant plus de la prospective que du bilan. Les quelques études sur sites que nous avons réalisées nous ont mené au résultat à priori paradoxal que la transpiration d'un couvert végétal diminue lorsque ce couvert a les pieds dans l'eau, alors que le flux de chaleur latente total provenant du site étudié augmente. C'est la part de ce flux provenant de la fraction non ombragée du site qui augmente, cette fraction correspondant à une surface d'eau libre. La réduction de transpiration est liée au refroidissement important simulé de la surface saturée. Nous n'avons malheureusement pour le moment aucun moyen de valider ce résultat puisque nous ne disposons pas encore de mesures sur site pour ces zones inondées. Les seules mesures disponibles concernent les émissions de méthane.

Nous avons ensuite réalisé des simulations globales, pour préparer les simulations couplées surface-atmosphère envisagées dans un futur proche. Dans une première simulation nous avons supposé que les continents étaient un marécage. Dans un deuxième temps nous avons choisi une carte de distribution des zones inondées et réalisé deux simulations : l'une supposait que les zones humides, en tous points du globe, sont occupées par des arbres à feuilles caduques, caractéristiques des zones tempérées ; dans l'autre les zones humides sont occupées par des herbacées C3. Les différences entre ces 2 choix sont très inférieures aux différences entre la simulation de contrôle (sans wetlands) et la simulation dans laquelle ces zones sont prises en compte. Il semble donc qu'en l'état actuel des paramétrisations du modèle, la différenciation des types fonctionnels de zones humides soit négligeable pour le cycle hydrologique.

Le deuxième problème rencontré est la localisation de ces zones inondées. Il n'existe en effet que très peu de cartes globales montrant la répartition de ces régions, et les quelques cartes existant diffèrent beaucoup dans un grand nombre de régions. Dans une problématique de changement de climat passé (hors influence prépondérante de l'homme) et avec l'aide d'outils comme HYDRA, ce n'est pas un problème, mais dans un contexte d'évaluation du climat actuel et des changements futurs, nous devons disposer de cartographies réalistes de cette distribution. Là encore, nous avons décidé de tester la sensibilité des flux simulés au choix de la carte, et les variations de flux résultant des variations d'étendue sont d'un ordre de grandeur supérieur aux fluctuations interannuelles du bilan hydrologique.

Ces différents travaux n'en sont qu'à leur début. C'est une problématique que je trouve passionnante car elle nécessite une interaction forte entre physiciens (hydrologie), écophysiologistes (connaissance du fonctionnement des zones humides) et chimistes (pour l'atmosphère). Contrairement au dioxyde de carbone, le méthane est un gaz chimiquement très réactif, et l'on ne peut trouver de solution convenable au problème posé sur l'évolution du contenu en méthane de l'atmosphère sans prendre en compte la chimie.

C'est ce qu'ont montré les études les plus récentes, entreprises en Angleterre (Valdes et al. soumis, et Kaplan et al. en préparation), qui concluent à une participation équivalente des changements d'émissivité des zones humides (fonction de leur étendue et du climat), et des changements de la capacité oxydante de l'atmosphère sur le bilan de méthane observé au dernier maximum glaciaire. Mais chacune de ces expériences, bien qu'ayant le mérite de faire partie des pionnières, a été réalisée avec des modèles couplés en mode asynchrone (Kaplan et al. en préparation), ou avec une paramétrisation très simplifiée de la dynamique de l'étendue des zones humides (Gedney et al. 2004).

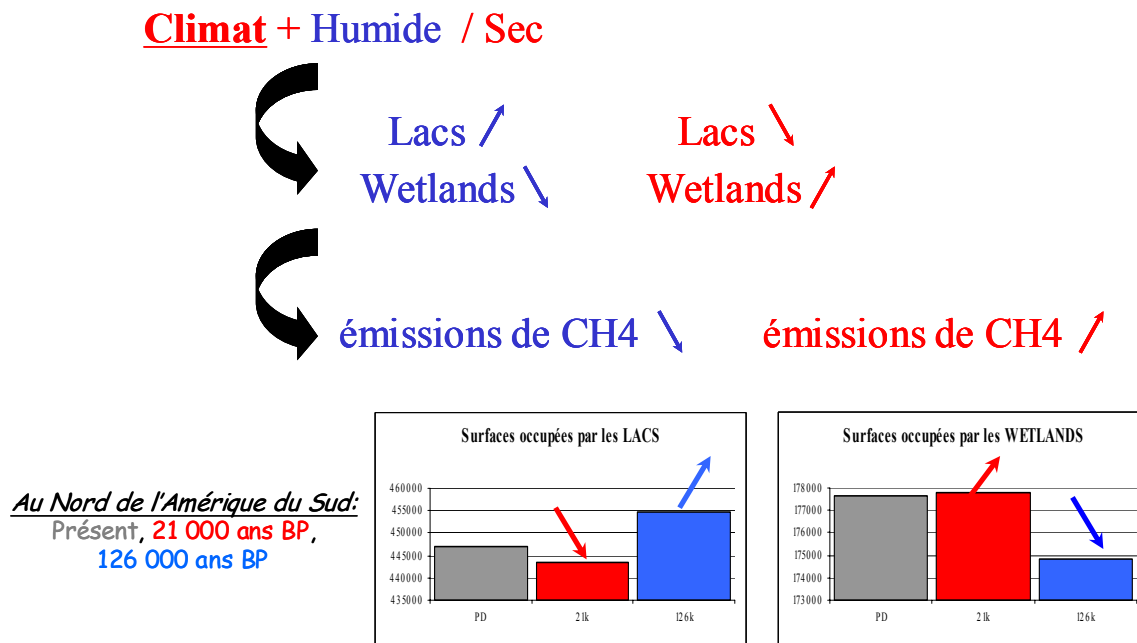


Figure 9 : Bilan hydrologique et extension des zones humides, une relation parfois contre-intuitive.

B.5. Conclusion

Dans cette deuxième partie de mon manuscrit, j'ai présenté l'ensemble des travaux que j'ai réalisés pour participer à une meilleure compréhension des changements climatiques passés, et plus particulièrement du rôle joué par les surfaces continentales lors de ces changements. Je me suis particulièrement intéressée à deux périodes : le moyen Holocène il y a 6000 ans, et l'entrée dans la dernière glaciation il y a 115000 ans. J'ai montré qu'il est important 1) de prendre en compte la dynamique des écosystèmes terrestres, c'est-à-dire leur capacité à 'migrer' pour suivre les espaces climatiques qui leur sont le plus favorables, 2) de continuer à inclure les écosystèmes manquants dans la plupart des modèles de végétation, notamment ceux qui interagissent fortement avec la composition chimique de l'atmosphère (en prenant ici l'exemple des zones inondées), 3) de poursuivre l'amélioration des processus inclus dans les modèles de surface, (la paramétrisation de l'hydrologie des sols, la prescription des différents paramètres supposés 'observables'). Ces trois points peuvent paraître évident de prime abord, mais ils ne doivent pas l'être pour l'ensemble des scientifiques s'intéressant à la problématique du changement de climat puisque l'on continue à voir, dans les divers rapports

de GIEC, l'utilisation de modèles de surface plus que frustes. Tant qu'un pas certain ne sera pas franchi dans cette direction, comme lors du passage de modèles océaniques de type 'couche de surface' aux véritables modèles de circulation générale tri-dimensionnels, il me semble que nous, scientifiques, devons continuer à 'enfoncer ces portes' soi-disant ouvertes.

J'ai présenté, dans chacune des trois sections composant ce chapitre, mes perspectives dans le domaine de la paléoclimatologie. Je tiens cependant à souligner que, même s'il reste énormément de travail à réaliser dans ce cadre, ma prospective personnelle est plutôt orientée vers l'élaboration de scénarios futurs, discutés plus longuement dans la partie C de ce manuscrit. J'espère néanmoins continuer à collaborer avec les paléoclimatologues, notamment afin de tester la robustesse de toute rétroaction entre surface et atmosphère qui pourrait être mise en évidence.

Au-delà de toutes ces questions concernant les modèles et les mécanismes de rétroaction qu'ils nous permettent de mettre en évidence, il me semble que les scientifiques font encore un usage trop modéré des modèles de végétation, notamment pour ce qui est de reconstruire des indices permettant de relier l'évolution et/ou la distribution de végétation dans le passé (reconstruite à partir de données comme les pollens) à des critères climatiques le plus souvent traduits sous forme de 'plus chaud/plus froid', 'plus sec/plus humide'. Un exemple simple : il y a parfois contradiction entre le 'plus humide' dérivé d'indicateurs de niveaux lacustres à l'Holocène moyen, et le 'moins humide' dérivé d'une distribution pollinique. Or ces 'reconstructions' sont peut-être vraies, toutes les deux, mais sont chacune représentatives d'une saison différente, ou de la modification du fonctionnement hydrologique du ou des bassins versants où ont été prélevées les données. Des modèles de fonctionnement lacustres commencent à être utilisés pour tenter de remonter aux différents scénarios climatiques (température, précipitations et évapotranspiration) permettant d'aboutir à la même étendue et au même niveau lacustre que celui qui est reconstruit pour le passé. De même Guiot et al. 2000 ont inversé un modèle de végétation pour remonter au scénario climatique permettant d'expliquer la distribution de végétation observée, mais ces diverses tentatives sont encore trop peu nombreuses et devraient être renforcées. Il devrait également être possible de dériver, à partir de modèles de végétation, un certain nombre d'indices bioclimatiques, plus pertinents pour décrire la végétation. On a vu, ces dernières années, les paléoclimatologues évoluer vers un usage plus conséquent de degrés jours de croissance et d'indice d'humidité en remplacement des températures des mois de Janvier et d'Août, et des précipitations annuelles, mais ces efforts restent à mon avis encore insuffisants Mais cela reste en dehors de ma prospective personnelle, le temps n'étant, à mon grand regret, pas extensible !

TROISIEME PARTIE

**Vers une meilleure évaluation du résultat
des actions de l'Homme sur le paysage**

C.1. Introduction

Dans cette troisième et dernière partie de mon manuscrit, je vais présenter les axes de recherche prioritaires¹¹ auxquels je souhaite me consacrer au cours des prochaines années. Ils concernent essentiellement les implications climatiques des très nombreuses actions de l'Homme sur le paysage. Depuis plus de 10 000 ans l'Homme défriche la Terre pour se protéger des intempéries (en construisant des abris), se chauffer, se nourrir (mises en culture très importantes depuis la sédentarisation de l'Homme), se déplacer (constructions de routes et de voies ferrées). A l'heure actuelle, près de 40% des terres émergées ont été conquises par l'Homme (Vitousek et al. 1997, figure 10), dans moins d'un siècle certains scénarios projettent une disparition totale de la forêt équatoriale en Afrique et en Asie du Sud-Est (The-IMAGE-Project 1998), et une occupation des surfaces continentales par l'Homme dépassant 60% (figure 11). Lorsque l'on cherche à attribuer le changement climatique récent aux actions de l'Homme, il me semble donc que l'on ne peut pas ne pas tenter d'évaluer l'impact qu'ont pu avoir les transformations du paysage par l'Homme (et pas seulement leur influence sur les gaz à effet de serre). De la même façon la trajectoire future du climat pourra être influencée par de nouvelles actions de l'Homme sur le paysage, et il est de notre devoir de scientifique de tenter de les estimer.

L'influence de ces actions sur la concentration en dioxyde de carbone dans l'atmosphère, sur la perte de biodiversité, sur le risque de faire disparaître certains 'corridors' nécessaires à la migration de diverses espèces animales, a été beaucoup discutée par les scientifiques, et bien souvent relayée par les médias. Au Kenya par exemple, au Serengeti, la migration saisonnière de grands herbivores a été interrompue par la mise en place de fermages avec cultures intensives de blé, et la population des herbivores sauvages s'est mise à décroître fortement dans ces régions (Steffen et al. 2004).

L'influence de ces modifications sur les bilans d'énergie, de chaleur et de moment, et sur la circulation de l'atmosphère à l'échelle régionale a également été beaucoup étudiée, notamment en Amérique du Nord et au Sahel. C'est ainsi par exemple que Marshall et al. (2003, Marshall and Pielke 2004) ont mis en évidence que le déplacement du Nord au Sud de la Floride de la plupart des cultures d'hiver au cours de ces 50 dernières années ont augmenté les dommages créés par le gel, alors que c'est précisément pour éviter cela que les cultures ont été déplacées. Cette migration vers le Sud s'est faite au détriment des zones humides naturelles qui occupaient la péninsule, qui ont été drainées, privant ainsi ces régions de l'effet tampon thermique de ces zones humides qui parvenaient à maintenir un flux de chaleur permanent évitant le gel. Dans ces régions, l'utilisation d'un modèle couplé surface-atmosphère de méso-échelle a permis de démontrer que l'augmentation de la fréquence de cet extrême (le gel) observé est liée non pas à un éventuel changement climatique, mais bien au changement d'utilisation des sols. Les auteurs concluent 'a persistant heat flux from underlying wetlands during the nighttime hours resulted in a moister surface layer at the affected agricultural locations, thereby preventing the development of below freezing temperatures'.

Wang and Eltahir (2000b, a) démontrent, à l'aide d'un modèle, que la persistance de la sécheresse au Sahel pourrait être liée à l'usage des sols qui y est fait. Le défrichage agit sur les taux de précipitations (en les diminuant), qui eux-mêmes influent sur le développement de la végétation naturelle dans les régions voisines (qui est moins florissante), amplifiant ainsi l'effet premier sur les précipitations (qui diminuent plus fortement encore).

¹¹ d'autres éléments de prospective ont également été donnés dans la partie B mais, je l'ai déjà signalé, ils ne concernent pas l'essentiel des activités de recherche auxquelles j'ai envie de me consacrer dans le futur.

Les études les mieux connues aux échelles régionales et globales sont celles qui évaluent l'impact de la déforestation tropicale sur le climat des zones déforestées et sur le climat global. Elles montrent toutes une perturbation significative du cycle hydrologique régional et notamment du taux de précipitations (Polcher and Laval 1994, Zhang et al. 1996), entraînant même une perturbation de la circulation atmosphérique et des précipitations hivernales aux moyennes latitudes (Gedney and Valdes 2000).

C'est à l'échelle globale, qui me semble encore trop peu abordée par la communauté scientifique, que je souhaite travailler pour cette problématique, même si je serais forcément conduite à me focaliser sur certaines régions clés, comme je l'ai fait dans le cadre des études paléoclimatiques présentées dans le chapitre B.

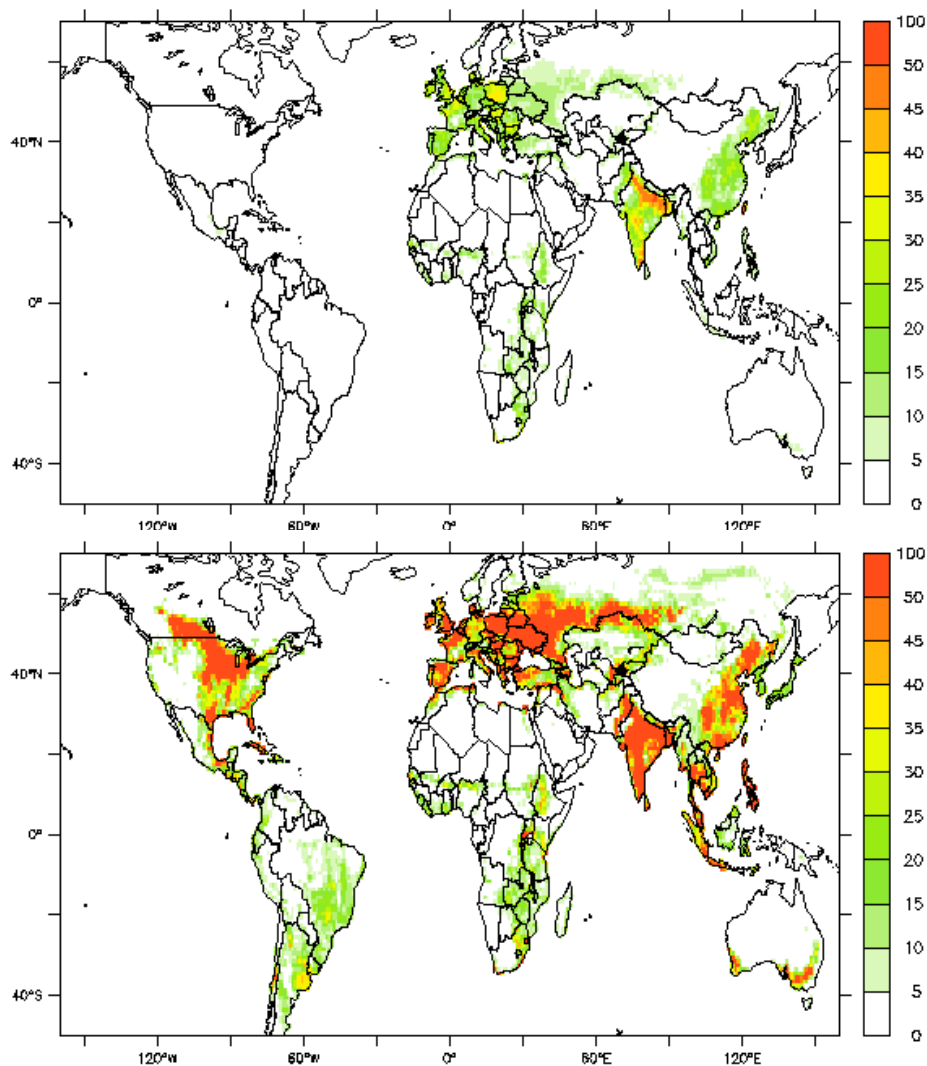


Figure 10 : évolution des surfaces occupées par les terres agricoles et prairiales, entre 1700 (figure du haut), et l'actuel (figure du bas). Ces surfaces sont exprimées en pourcentage d'occupation de chaque maille de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Cette carte résulte d'une combinaison de l'évolution des surfaces agricoles de Ramankutty et Foley (1999), et de l'évolution des zones prairiales fournies par Goldewijk (2001).

Deux questions essentielles vont sous-tendre mes travaux¹²:

1) Quel est l'impact d'un changement de distribution des écosystèmes, qu'il soit d'origine naturel ou anthropique, sur la variabilité climatique ? Les systèmes météorologiques (la mousson, les oscillations de type ENSO), les régimes de temps (l'oscillation Nord Atlantique), les téléconnections (liens entre déforestation tropicale et circulation aux moyennes latitudes, liens mousson-ENSO), la fréquence, la nature et l'amplitude des événements extrêmes, sont-ils susceptibles d'être modifiés par la prise en compte d'une modification anthropique de la distribution des écosystèmes, et de l'évolution conjointe et dynamique, de la fraction de végétation naturelle¹³ ?

3) Quelles sont les régions les plus vulnérables à l'échelle du globe ? L'objectif ici est de dessiner une carte des zones les plus sensibles à l'échelle du globe, comme celle des 'critical switch and choke point' qui est proposée par H.J. Shellnhuber (figure 12), ou celle proposée plus récemment par The GLACE Team et al. 2004 qui identifie les régions où les précipitations sont particulièrement sensibles à l'évolution lente de l'humidité des sols¹⁴. Ces zones seront soit celles d'où partent les perturbations, soit celles qui seront assez systématiquement impactées par des modifications générées ailleurs. L'idée d'une telle carte est éventuellement d'aller jusqu'à l'aide à la décision. Si on connaît les zones les plus sensibles, alors on peut mieux maîtriser ou tenter de maîtriser la façon dont on gère les terres. Si l'on en croit par exemple les résultats publiés par Cox et al. 2000, qui ont été confirmés par une étude réalisée au laboratoire par Berthelot 2004 au cours de sa thèse, la forêt amazonienne pourrait être l'un de ces 'hot spots' puisqu'elle serait amenée à disparaître à cause du réchauffement climatique futur.

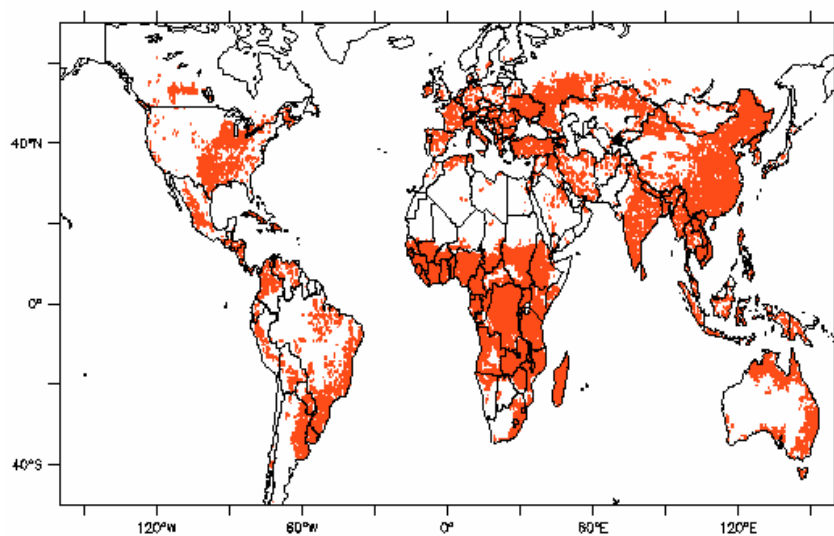


Figure 11 : estimation des points de grille (à la résolution de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$) qui seront conquis par l'Homme en 2100. Ici, chaque point rouge correspond à une maille entièrement occupée par l'Homme. Le modèle IMAGE d'où cette figure est extraite ne sait pas construire de surface fractionnaire par point de grille. La construction d'une base de données d'évolution des surfaces anthropisées, en fraction de chaque maille, est l'un de mes objectifs à court terme.

¹² Elles ont été proposées, dans un contexte plus large, par le groupe GAIM-IGBP (<http://gaim.unh.edu>, Research GAIM newsletter, volume 5, N°. 1, Summer 2002), pour guider la recherche scientifique internationale sur le changement climatique

¹³ J'ai déposé, en Juin 2005, un projet à l'appel d'offre non thématique de l'ANR pour aborder ces questions.

La démarche que j'ai commencé à mettre en place pour parvenir à ces différentes estimations est présentée dans les deux premières sections de cette partie qui vont aborder successivement le passé récent et le futur. Dans une troisième section, je questionnerai (brièvement) le rôle éventuel que nous pourrions avoir dans une aide à la prise de décision quant à l'utilisation future des terres.

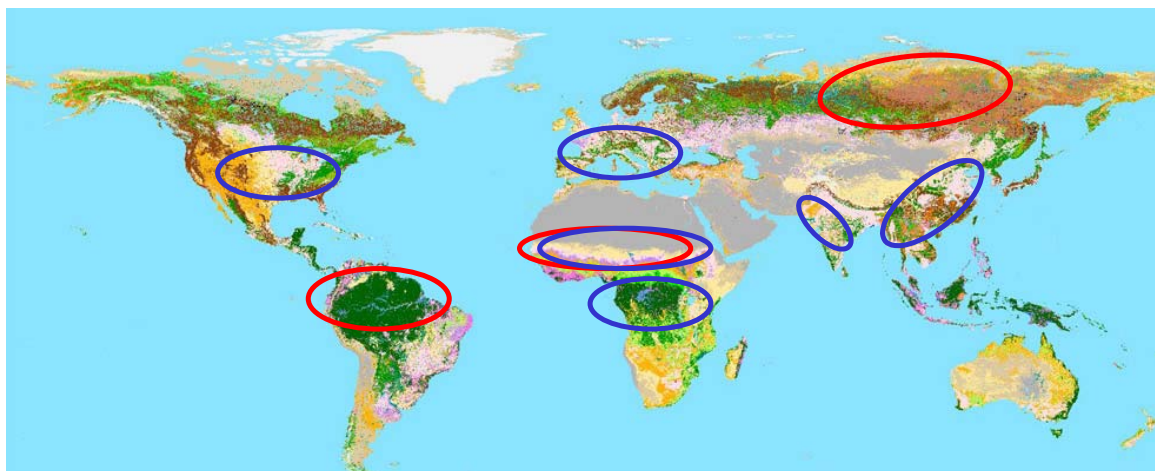


Figure 12 : Régions du globe où 1) l'Homme a / va perturber les écosystèmes naturels et les remplacer par ses propres systèmes de cultures (ellipses bleues), 2) le changement climatique et/ou la variabilité climatique perturbent / vont perturber la distribution des écosystèmes naturels (ellipses rouges). Ce qui demeure encore assez incertain, voire méconnu, ce sont les conséquences à grande échelle de ces différentes perturbations, les téléconnexions entre ces régions et les différents modes oscillatoires du climat.

C.2. Evaluer les actions passées : un regard tourné vers les derniers milliers d'années

Les études réalisées par Brovkin et al. (1999) et Bertrand et al. (2002) montrent qu'au cours du dernier millier d'années, la déforestation progressive des moyennes latitudes au profit d'une extension des terres arables (afin de nourrir une population grandissante), a conduit à un refroidissement de l'hémisphère Nord, en moyenne annuelle, qui contrecarre partiellement le réchauffement induit par l'augmentation des gaz à effet de serre depuis l'époque pré-industrielle. Ce refroidissement est lié à l'effet dominant de l'albédo des terres enneigées, qui est plus fort sur une surface de cultures ou de prairies, que sur une surface de forêts (voir discussion de la section B.2.a). Dans une étude plus récente, Brovkin et al. (2004) confirment que l'usage des sols qui a été fait à nos latitudes tempérées, au cours des 150 dernières années, a conduit à un refroidissement, malgré le réchauffement compensatoire lié au rejet de CO₂ dans l'atmosphère induit par cette déforestation. Leur conclusion confirme les résultats obtenus par Claussen et al. (2001) dans une étude théorique visant à démontrer les effets différents, sur le climat, d'une déforestation tropicale comparée à une déforestation des latitudes situées au Nord de 40°N. La première produit un réchauffement global lié à la fois au rejet de dioxyde de carbone dans l'atmosphère et à la diminution du flux de chaleur latente émis par les surfaces continentales tropicales, tandis que la deuxième conduit au refroidissement pré-cité. Ces diverses études, qui ont nécessité des simulations longues et nombreuses, ont toutes été réalisées à l'aide de modèles de complexité intermédiaire, couplant

¹⁴ La question que se sont posés les chercheurs au début de leur étude était : 'are there specific locations on the Earth's surface for which soil moisture anomalies have a substantial impact on precipitation ?'. La réponse à cette question a de nombreuses implications pour la prévisibilité à moyen terme.

l'atmosphère, l'océan et la végétation. Bien que ces modèles aient démontré leur utilité (notamment pour la paléoclimatologie nécessitant des intégrations sur de grandes échelles de temps), ils 1) prennent en compte de façon très rudimentaires les interactions surface-atmosphère, 2) ne différencient pas les surfaces herbacées des surfaces cultivées, 3) simulent mal la variabilité interannuelle (d'où une difficulté d'évaluation), 4) ne simulent pas les différents modes oscillatoires de l'atmosphère comme, par exemple, l'oscillation Nord Atlantique ou la variabilité intra-saisonnière des flux de mousson. Il est donc indispensable de répéter ces expériences à l'aide de modèles plus complexes, les modèles de circulation générale de l'atmosphère couplés à des schémas de surface comme ceux décrits dans la partie A de ce document, couplés ou non à des modèles de circulation générale de l'océan. Ce sont ces modèles qui sont utilisés dans un but de prévision climatique.

C.2.a. quelles simulations pour évaluer le rôle du changement d'utilisation des sols sur le système climatique ?

La plupart des études conduites jusqu'à présent à l'aide de ces modèles de circulation générale, se sont contentées d'évaluer l'impact, sur le climat actuel, d'une forte anthropisation des sols en ne conduisant que deux simulations extrêmes, dites à l'équilibre (ou 'snapshots') : dans l'une, la distribution des écosystèmes terrestres est actuelle, dans l'autre elle est potentielle (celle qui aurait existé naturellement si l'Homme n'avait pas travaillé la terre). Les résultats obtenus confirment tous une influence significative (Chase et al. 2000, Betts 2001 Govindasamy et al. 2001, Bounoua et al. 2002, Zhao and Pitman 2002) du changement d'utilisation des sols sur l'ensemble des variables de surface comme l'évapotranspiration, le contenu en eau des sols, le ruissellement, les températures de surface et de l'air ambiant. Certaines de ces perturbations se produisent à la fois là où ont lieu les défrichages, mais également en des lieux très éloignés de ces régions comme au-dessus des océans, montrant ainsi que la perturbation initiale a été transportée par l'atmosphère (dans toutes ces études, la température de surface des océans était prescrite, identique à l'actuelle).

J'ai réalisé le même jeu d'expériences, avec la version LMD5.3 du modèle de l'IPSL, que j'ai décrite dans les sections A et B de ce manuscrit et que j'ai utilisée pour mes applications paléoclimatiques. J'ai mis non seulement en évidence une modification de l'ensemble des variables de surface, mais également de la circulation atmosphérique hivernale aux moyennes latitudes. Selon mes résultats (de Noblet-Ducoudré 2000, figure 13) l'Europe se trouve aujourd'hui dans un régime hivernal de flux d'Ouest plus important que celui qu'elle a dû connaître quand elle était essentiellement couverte de forêts. Les hivers que nous connaissons aujourd'hui seraient donc plus doux et plus pluvieux qu'autrefois, avant le pic de la déforestation moyenâgeuse, tandis que les étés sont plus frais en raison de l'évapotranspiration plus importante des surfaces cultivées, et d'un albédo plus fort (lié aux grandes périodes de sol nu entre la succession des cultures sur une même parcelle). Ce changement d'advection qui se produit du mois de Novembre au mois de Mars ne résulte pas d'une augmentation de la fréquence du mode positif de l'oscillation Nord Atlantique, mais d'un changement du gradient méridien de pression avec une augmentation de pression dans les hautes latitudes Nord, résultant de surfaces dans l'ensemble plus froides, la déforestation diminuant l'effet de masque du manteau neigeux par l'architecture des arbres. Ces résultats doivent maintenant être répétés en couplant l'atmosphère et l'océan puisque, dans ces expériences, l'océan était fixé à son cycle saisonnier moyen actuel, alors qu'il est susceptible de réagir à cette redistribution des masses d'air, aux fluctuations des flux de chaleur sensible et latent simulés en certaines de ses régions. Cette étude a été reprise par Edouard Davin lors

de son stage de DEA (Davin 2004), et se poursuit dans le cadre de sa thèse (démarrée en Novembre 2004).

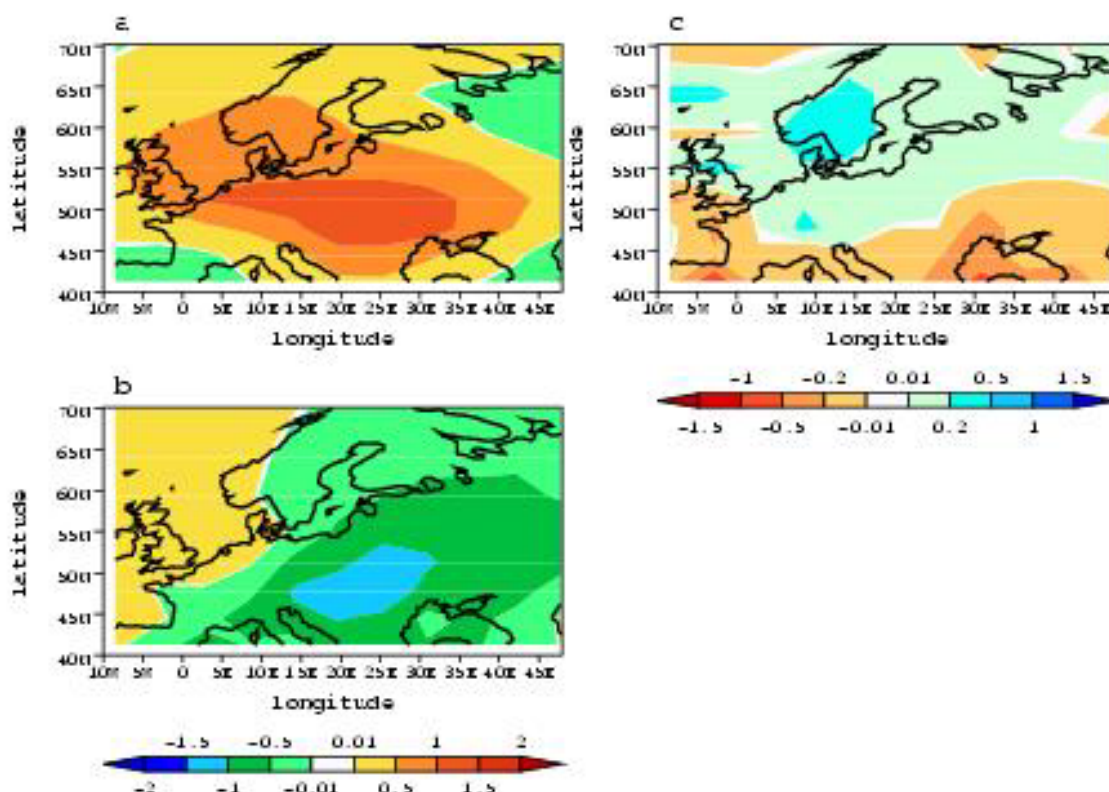


Figure 13 : Différences entre une simulation incluant une distribution actuelle de la végétation, et une simulation dans laquelle la végétation est entièrement naturelle en tous points du globe. Ces simulations ont été réalisées avec la version LMD5.3 du modèle de climat de l'IPSL, les températures de surface des océans étant prescrites à leurs valeurs actuelles. Les figures a et b montrent les changements de température de l'air ambiant (°C) simulés en hiver (a, Décembre-Janvier-Février) et en été (b, Juin-Juillet-Août). La figure c montre les changements de précipitations (mm/jour) simulés en hiver. La mise en cultures d'une grande partie des terres aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord conduit à des hivers plus doux, plus pluvieux dans le nord de l'Europe et plus secs dans la partie Sud, et à des étés plus frais.

Le deuxième résultat intéressant auquel m'a permis d'aboutir cette étude, est la mise en évidence qu'entre l'Holocène moyen et aujourd'hui, les interactions climat-végétation sont dominées, dans les hautes latitudes comme dans les zones tropicales, par la dynamique des écosystèmes naturels, tandis que dans les latitudes tempérées, c'est l'anthropisation des sols qui a induit le changement climatique le plus fort (figure 14). Les comparaisons conduites entre résultats de modèles et reconstitutions à partir d'archives pour l'Europe (Bonfils et al. 2004) et les Etats-Unis risquent donc d'être partiellement entachées d'erreur si les simulations ne tiennent pas compte de ce changement de couverture végétale (cette approche étant encore assez classique dans la plupart des études comme celles réalisées dans le cadre du programme PMIP). La sensibilité du changement climatique au choix de la carte de végétation actuelle est également mise en évidence dans les expériences de Diffenbaugh and Sloan (2002).

Si toutes ces études renforcent la conviction de bon nombre de scientifiques que les changements d'utilisation des sols 1) ont eu un impact significatif sur l'évolution récente du climat, via leur influence sur les bilans de surface d'énergie, d'eau et de chaleur, 2) auront un impact significatif sur l'évolution du climat au cours du siècle prochain, il n'existe pour le

moment aucune quantification ‘consensuelle’ du type de celle qui est faite pour le changement climatique dans le cadre du GIEC. Tous les scientifiques s’accordent à dire que la déforestation passée des latitudes tempérées a entraîné un refroidissement de l’hémisphère nord, mais la répartition géographique et l’intensité de ce refroidissement sont extrêmement variables d’une simulation à l’autre. Bounoua et al. 2002 par exemple simulent un refroidissement hivernal en Europe tandis que j’obtiens un réchauffement.

Deux raisons évidentes peuvent être invoquées pour expliquer une partie de cette variabilité :

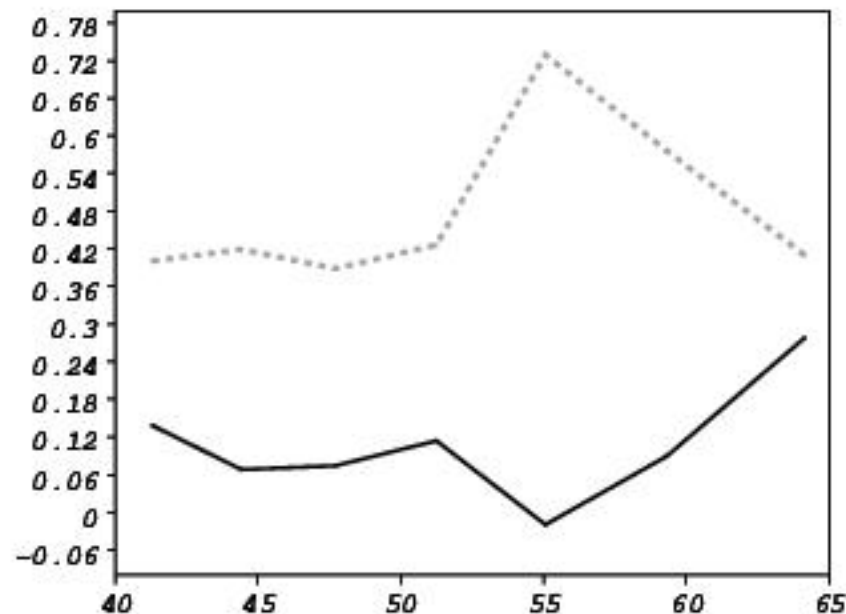


Figure 14 : Evaluation du rôle des changements de végétation sur la température moyenne annuelle de l’air en Eurasie (20°W à 100°E). Ce graphique présente une moyenne zonale, entre 40°N et 65°N des différences de température simulées. Le trait plein noir représente l’effet lié aux changements de végétation naturelle à l’Holocène, le trait pointillé gris représente le changement de température induit par le changement de végétation lié à l’Homme. On y voit très clairement l’effet prédominant du changement anthropique d’utilisation des sols sur la température dans cette région du globe. Cet effet s’ajoute à celui lié aux variations de distribution des écosystèmes naturels. Ne pas prendre en compte l’effet du changement d’utilisation des sols dans cette simulation revient à sous-estimer la différence entre le climat simulé pour l’Holocène et l’actuel.

- 1) Les choix faits pour les cartes de végétation potentielle, qui diffèrent d’un modèle à l’autre. Certaines reconstruisent cette végétation à partir d’un modèle comme BIOME, utilisé dans les chapitres précédents de ce manuscrit, d’autres ne font qu’extrapoler la végétation naturelle présente actuellement sur les surfaces actuellement occupées par l’Homme.
- 2) Le choix des paramètres modifiés par les différents modèles, pour différencier les systèmes cultivés des systèmes naturels. Dans certains cas, seuls l’albédo et la rugosité sont modifiés, dans notre simulation par contre la résistance stomatique est également optimisée pour mieux représenter la productivité particulière des écosystèmes anthropisés (cf discussion de la section A.5).

Il apparaît donc nécessaire de réaliser un ensemble d’expériences coordonnées, à l’échelle internationale, qui permettront d’avaliser les effets les plus robustes du changement des caractéristiques biophysiques des surfaces continentales (induit par les actions de l’Homme). Une discussion est en cours depuis la fin de l’année 2004 au sein d’un petit groupe de scientifiques intéressés par cette question (de l’Australie aux Etats-Unis en passant par

l'Europe) afin de déterminer précisément le jeu d'expériences à réaliser. Je me suis portée volontaire, au sein de ce groupe, pour travailler à une définition commune des cartes de végétation. J'ai en effet combiné, avec l'aide de Jean-Yves Peterschmitt (ingénieur au LSCE), 3 jeux de données : l'évolution des zones agricoles de Ramankutty and Foley (1999), l'évolution des prairies gérées par l'Homme fournie par Goldewijk (2001), et la carte de Loveland et al. (2000) donnant la distribution actuelle des zones de végétation naturelle. Nous disposons maintenant d'une évolution annuelle de la couverture de végétation, de l'année 1700 à nos jours, à l'échelle globale avec une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$, qui va nous permettre de réaliser plusieurs scénarios climatiques. Cette carte sera bientôt complétée par une carte de végétation potentielle, construite selon les mêmes règles que celles choisies pour remonter jusqu'en 1700.

C.2.b. quels diagnostics pour évaluer le rôle du changement d'utilisation des sols sur le système climatique ?

Parallèlement à ce travail dont le but est de générer un ensemble de simulations comparables, il est important de définir plusieurs diagnostics pouvant être appliqués à ces résultats et permettant de les comparer quantitativement. Une première approche que je qualifierais de 'classique' consiste à analyser de quelle manière le changement d'utilisation des sols affecte et module les mécanismes de certains modes de variabilité climatique : l'oscillation Nord Atlantique, l'ENSO, les moussons africaine et indienne. L'IPSL ayant développé une expertise dans l'analyse de ces modes de variabilité (Kageyama et al. 1999a, Kageyama et al. 1999b, Kageyama and Valdes 2000b, a, Guilyardi et al. 2003, Guilyardi et al. 2004, Sultan and Janicot 2000, Slonosky and Yiou 2001, 2002, Sultan and Janicot 2002, Yiou and Nogaj 2004), il m'est possible de travailler avec les spécialistes de ces mécanismes. La difficulté est de pouvoir appliquer ces mêmes diagnostics à l'ensemble des modèles ayant réalisé des simulations comparables, puisque le nombre d'informations (de sorties de modèles) que chaque modèle doit conserver et partager est assez énorme¹⁵. Ces études seront donc réalisées à partir des simulations IPSL, mais pas forcément par l'ensemble des groupes qui auront généré les mêmes expériences.

Il me semble par conséquent primordial de définir des diagnostics plus facilement partageables et, si possible, qui donnent une mesure assez globale de l'impact du changement d'utilisation des sols sur le climat, à l'image de ce qui est fait dans les rapports du GIEC qui traduisent en équivalent forçage radiatif à la tropopause (en Watts/m^2) l'augmentation du dioxyde de carbone dans l'atmosphère. L'influence de l'évolution de l'albédo des terres émergées depuis l'époque pré-industrielle est équivalente à une diminution d'environ 0.2W/m^2 du forçage radiatif à la tropopause, selon les estimations publiées dans le dernier rapport du GIEC (IPCC 2001), contribuant donc à refroidir le climat en moyenne annuelle, ce qui conforte les résultats de modèles cités en début de section. Mais l'incertitude sur cette valeur est assez grande, comme le rapportent Myhre and Myhre (2003) qui, selon la carte de végétation utilisée et les valeurs d'albédo attribuées à chaque type d'écosystème, parviennent à des estimations variant de 0 à -0.6W/m^2 en comparant l'époque pré-agriculture (un peu antérieure à l'époque préindustrielle) à l'actuelle. Pendant cette même période de temps, l'augmentation du CO_2 dans l'atmosphère a conduit à une augmentation de 1.5W/m^2 du forçage radiatif. Dans le cadre du stage de DEA d'Edouard Davin (2004), nous avons effectué

¹⁵ L'expertise de notre laboratoire pour ce qui est de la coordination de gros projets d'intercomparaison de modèles (PMIP par exemple) nous a permis d'évaluer la 'faible' capacité des participants à 'obéir' à des règles trop strictes.

notre propre calcul à partir de simulations du modèle ORCHIDEE et du schéma de transfert radiatif du modèle de circulation générale de l'atmosphère LMDZ3. Notre estimation dépasse de loin celles qui ont été publiées jusqu'à présent puisque nous parvenons à une valeur de -1W/m^2 . La raison essentielle de cette divergence tient probablement à la carte de végétation potentielle que nous avons utilisée qui est celle calculée par ORCHIDEE, et non pas dérivée de cartes de végétation actuelles comme l'ont fait Myhre and Myhre (2003). Compte tenu de la tendance d'ORCHIDEE à simuler un peu trop d'arbres et pas assez d'herbacées (Krinner et al. 2005), l'albédo des terres émergées que nous calculons est probablement plus faible qu'il ne l'était autrefois. Ce chiffre est en train d'être ré-évalué par Edouard Davin, dans le cadre de sa thèse, à partir des cartes de végétation que j'ai reconstruites et que j'ai mentionnées précédemment.

L'intérêt du concept de forçage radiatif étant de pouvoir déduire, de ce changement de forçage, la réponse du système climatique, en termes de perturbation de la température de surface moyenne annuelle du globe, sans passer par un modèle climatique, nous avons évalué à 0.5°C le refroidissement auquel le changement de couverture végétale que nous avons imposé à ORCHIDEE devrait nous conduire. Or une fois inclus dans la version LMD5.3 du modèle de circulation générale de l'atmosphère, ce même changement de végétation se révèle conduire à un refroidissement qui ne dépasse pas 0.1°C ! La prise en compte du seul effet de l'albédo n'est donc pas suffisant pour exprimer l'impact de la végétation sur le climat, comme l'ont déjà souligné Pielke et al. 2002. Le forçage radiatif étant également fonction de la température de la surface, et du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, tous deux dépendant du type de végétation (qui modifie les bilans d'énergie de surface et l'évapotranspiration), nous avons recalculé le forçage radiatif en tenant compte des modifications de ces variables, avant rétroactions dans le système atmosphérique (i.e. en utilisant ORCHIDEE forcé par des données climatologiques et non interagissant avec l'atmosphère) et conclut que l'albédo reste (dans nos simulations) le déterminant majeur de ce forçage radiatif.

La raison de cette non applicabilité du concept de forçage radiatif à la problématique du changement d'utilisation des sols tient peut-être à la trop grande hétérogénéité de la perturbation, ainsi qu'à la multiplicité des effets engendrés (sur les flux d'eau, d'énergie, de chaleur ...). Tenter de trouver quelques diagnostics globaux, permettant de quantifier l'influence du changement d'utilisation des sols sur le climat est une partie des travaux que je compte poursuivre, en collaboration avec Edouard Davin et dans le cadre de sa thèse.

C.2.c. quels évènements climatiques passés pourraient nous aider à mieux évaluer l'impact du changement d'utilisation des sols ?

Toutes les études dont j'ai parlé dans les deux sections précédentes restent relativement théoriques dans la mesure où je compare des résultats de modèles à d'autres résultats de modèles. La seule véritable évaluation du rôle du changement de l'utilisation des sols sur le climat doit donc passer par un examen des variations passées.

Deux sortes d'expériences peuvent être menées :

- Une évolution simulée, transitoire, du climat récent avec et sans changement d'utilisation des sols, à la manière de Brovkin et al. (1999), peut être comparée aux différentes observations disponibles (par exemple l'évolution de la température de surface). Une quantification des écarts entre résultats de simulation et observations permettra d'obtenir une valeur quantitative de l'amélioration apportée par la prise en compte du changement

d'utilisation des sols. Ce travail est en cours au laboratoire, avec la version IPSL-CM4 du modèle couplé de l'IPSL, dans le cadre de la thèse d'Edouard Davin et du post-doctorat de Nicolas Fauchereau (encadré par Pascal Yiou au LSCE dans le cadre du projet européen EMULATE¹⁶).

- J'aimerais également tenter de remonter dans le passé, depuis les débuts de l'agriculture (il y a environ 10 000 ans), et d'identifier des périodes de temps au cours desquelles on observe une anomalie climatique qui pourrait être attribuable au changement d'utilisation des sols. Le seul qui, à ma connaissance, ait tenté une telle expérience est Ruddiman (2003). Il a en effet émis l'hypothèse que l'ère baptisée 'anthropocène' (Crutzen and Stoermer 2000) aurait commencé il y a environ 8 000 ans (et non au début du 19^{ème} siècle comme classiquement admis) lors de la sédentarisation de l'Homme et des débuts de l'agriculture. Le défrichage des terres qui a alors débuté aurait conduit à une augmentation du CO₂ dans l'atmosphère, contrecarrant la diminution de cette concentration qui a débuté il y a environ 10 000 ans et qui s'est inversée il y a environ 5 000 ans. Même si cette hypothèse paraît critiquable à bon nombre de paléoclimatologues, elle n'est pas complètement réfutée (Mason 2004), et j'avoue que cette idée me séduit car elle met en avant l'importance potentielle, sur le climat, de la modification du paysage par l'Homme. C'est dans cette 'mouvance' que je souhaite me glisser, en prenant un peu de mon temps pour interroger des spécialistes du passé (archéologues, paléoclimatologues, anthropologues), et voir s'il existe certaines anomalies climatiques pouvant éventuellement être expliquées par les actions de l'Homme. John Dearing, co-responsable du programme international LUCC (Land-Use and Cover Change), se pose par exemple la question de savoir si la déforestation qui a débuté en Europe centrale dans les années 800, et dont le pic a été atteint dans les années 1300¹⁷, pourrait avoir conduit à une amplification de l'intensité et de la fréquence des événements extrêmes. Entre 1250 et 1300 il semble en effet y avoir eu une augmentation importante des fortes pluies conduisant à de nombreuses inondations. Cette coïncidence entre l'augmentation de la fréquence de ces événements rares et le pic de la déforestation est intrigant et mérite d'être analysé de plus près à partir d'études de sensibilité numérique. Après tout l'expérience dont j'ai parlé dans la section C.2.a met en évidence une augmentation de la pluviométrie en hiver, en Europe, après déforestation, et Zhao and Pitman (2002) trouvent, dans leurs simulations, une plus grande fréquence d'événements extrêmes après anthropisation des surfaces.

C.3. Estimer le rôle potentiel des actions futures

Le but final des divers travaux que je compte réaliser et que j'ai présentés dans la section C.2 est de me projeter dans le futur et d'anticiper sur l'influence que pourront avoir les changements d'occupation des sols, sur la trajectoire du climat du ou des prochains siècles. Ces changements de surface pourront être liés à la fois à l'évolution naturelle de la végétation dans les régions non encore gérées par l'Homme (i.e. environ 60% des terres émergées actuelles), et aux futures actions de l'Homme sur le paysage. La population est en effet amenée à augmenter. Il lui faudra vraisemblablement défricher plus de terres pour se nourrir, et pour construire son habitat. La question que l'on est en droit de se poser est : quelles

¹⁶ EMULATE: European and North Atlantic daily to multidecadal climate variability, projet européen N°. EVK2-CT-2002-00161 coordonné par Ph. Jones.

¹⁷ On pense que l'étendue des forêts aurait diminué de 80 à 20% dans cette région, si l'on en croit les données de pollens et de couverture végétale

conséquences cela aura-t-il sur le climat, sur la projection qui est faite actuellement de l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre ?

Pour répondre à cette question, j'envisage de réaliser plusieurs scénarios du climat futur avec le modèle climatique couplé de l'IPSL, en jouant sur les différentes options que l'on peut activer / désactiver de notre modèle de végétation ORCHIDEE :

- 1) en autorisant la végétation à ne réagir que par son cycle saisonnier (via les modifications de ses capacités photosynthétiques), mais pas par sa distribution qui resterait fixée à l'actuelle ;
- 2) en autorisant la dynamique naturelle des écosystèmes ;
- 3) en incluant une évolution supposée des zones agricoles, extraite par exemple des différents scénarios proposés par The-IMAGE-Project (1998).

Ces divers scénarios devraient me permettre d'isoler les principaux modes de variabilité du système climatique qui risquent d'être perturbés par la prise en compte de la dynamique des surfaces continentales. Ils devraient également me permettre de commencer à dresser cette fameuse carte des zones sensibles ('hot spots') que j'ai mentionnée en introduction de ce chapitre.

Les quelques études qui ont été réalisées jusqu'à présent sur cette problématique ont mis en évidence :

- 1) une possible augmentation majeure de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère, liée essentiellement à une forte augmentation de la respiration des sols (Cox et al. 2000 Dufresne et al. 2002) ;
- 2) une amplification du réchauffement climatique dans les hautes latitudes de l'hémisphère liée à une reforestation progressive (les forêts boréales s'étendent vers le Nord au détriment de la toundra, Levis et al. 2000) ;
- 3) des effets contradictoires de la déforestation anthropique de l'Afrique équatoriale sur le changement climatique : limité aux régions déforestées dans le cas modèle ARPEGE de Météo-France (Maynard and Royer 2004) alors qu'elle conduit à un refroidissement important des moyennes latitudes dans le modèle du Colorado State University (de Fries et al. 2002).

Dans ce domaine encore, il n'y a guère de consensus entre les quelques expériences réalisées.

C.4. Peut-on anticiper sur les actions futures : une aide à la décision ?

Le dernier volet auquel j'ai commencé à m'intéresser est celui de l'aide à la décision. Il me semble que, pour être vraiment intéressante, ce type de recherche sur les projections possibles du climat dans le futur doit s'accompagner d'un retour sur les actions de l'Homme, et sur les choix stratégiques qu'il peut être amené à faire.

L'exemple qui m'a jusqu'à présent le plus séduite, et qui me pousse à entamer des réflexions dans ce sens est le travail publié par Betts 2000 sur les impacts potentiels de certains choix proposés dans le cadre du protocole de Kyoto. Une solution envisagée pour drainer une partie du CO₂ de l'atmosphère et l'enfouir provisoirement dans les sols et dans la végétation, est de planter des forêts dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Le climat deviendra en effet favorable à la croissance des forêts dans ces régions, comme je l'ai signalé dans la partie C.2

de ce manuscrit. Si planter des forêts favorisera, pendant quelques années, l'immobilisation d'une partie du dioxyde de carbone, et limitera donc l'effet de serre, un réchauffement risque pourtant de se produire puisque l'albédo des surfaces sera plus faible qu'actuellement en présence de toundra ou d'herbacées, surtout en période hivernale sous le manteau neigeux. Il semble évident, au vu de ces résultats, que nous avons un rôle à jouer en examinant, dans un premier temps, les solutions proposées par les acteurs de l'économie, et en analysant sous l'angle le plus large possible les conséquences climatiques possibles de leurs choix.

Pour amorcer une action dans ce sens, j'ai profité des liens que j'ai générés au cours de ces trois dernières années avec l'INRA, et construit, avec Pierre-Alain Jayet (responsable de l'UMR économie publique de l'INRA à Grignon) un projet que nous avons soumis en 2004 au GICC, qui a été partiellement financé, et qui est soutenu par les thèses de Pascalle Smith, et d'Elodie Debove. Il s'agit d'utiliser notre modèle de végétation ORCHIDEE-STICS à l'échelle de l'Europe dans un premier temps, pour examiner ses réponses, en termes de flux émis à l'interface et de bilans d'eau et de carbone dans les sols, à différents scénarios construits par les économistes de l'INRA à partir du changement climatique et des changements de la politique agricole commune envisagés dans les quelques années à venir. Si la perturbation de ces flux et bilans s'avère suffisamment importante, nous envisageons de réaliser des scénarios couplés avec une version zoomée sur l'Europe du modèle de climat de l'IPSL, afin d'évaluer les effets en retour de ces changements sur la circulation atmosphérique régionale. Je ne suis pas convaincue que l'Europe soit le meilleur terrain d'étude pour cette prospective dans la mesure où ses terres sont déjà très anthropisées et risquent de ne pas subir d'évolution drastique dans le prochain siècle. Mais ce travail va me permettre de préparer une éventuelle étude ultérieure à l'échelle globale, qui pourra peut-être se réaliser dans le cadre du projet ECOCLIM¹⁸ démarré au laboratoire par Philippe Ciais.

C.5. Conclusion

Dans cette dernière partie de mon manuscrit j'ai donné un aperçu des études qu'il me paraît important de conduire pour évaluer l'impact des perturbations de la couverture végétale, liées aux actions de l'Homme, sur la circulation générale de l'atmosphère et quelques uns de ces modes de variabilité. Ces études sont très loin d'être exhaustives puisqu'elles concernent essentiellement l'étude des interactions dites 'biophysiques' du système couplé surface-atmosphère. Je n'ignore pas pour autant les rétroactions possibles via les cycles biogéochimiques (cycle du carbone¹⁹, émissions de poussière par les terres arables et conséquences sur le bilan radiatif²⁰, émissions de composés biogéniques par la végétation et conséquences sur la composition chimique de l'atmosphère²¹), mais ces dernières ne relèvent pas de ma compétence. La plupart des simulations que j'envisage ici seront définies avec mes collègues du LSCE et de l'IPSL pour que les résultats puissent être examinés par tous.

¹⁸ ECOCLIM : projet ayant pour but d'aboutir au développement d'un modèle intégré climat-utilisation des sols-CO₂, qui fait l'objet d'un partenariat entre le LSCE, le LMD, le LERNA et le CIRED.

¹⁹ collaboration étroite avec Pierre Friedlingstein et Nicolas Viovy au LSCE

²⁰ discussions en cours avec Michael Schulz et Yves Balkanski au LSCE pour inclure un modèle d'émission de poussière dans ORCHIDEE

²¹ Suivi partiel de certains aspects de la thèse de Juliette Lathière, encadrée au LSCE par Didier Hauglustaine, qui a inclut une paramétrisation des émissions de plusieurs composés biogéniques par la végétation dans ORCHIDEE.

CONCLUSION

Toutes les études que j'ai menées depuis le début de ma thèse visent à mieux comprendre, et à tenter de quantifier, le rôle que jouent les surfaces continentales dans la dynamique du climat. Je me suis essentiellement consacrée aux interactions qui relèvent de la physique du système, que l'on a coutume d'appeler 'biophysiques', qui regroupent les transferts et les bilans d'eau, d'énergie, de chaleur, de moment. Je ne me suis intéressée que très indirectement aux interactions biogéochimiques (essentiellement cycle du carbone), dans la mesure où la résultante de ces interactions, et leurs liens avec la biophysique, est une dynamique saisonnière voire inter- à pluri-annuelle de la couverture de végétation qui induit une dynamique, aux mêmes échelles de temps, des propriétés physiques des surfaces continentales.

Mon parcours est jalonné de nombreux développements de notre modèle de végétation ORCHIDEE, qui se sont accompagnés de questionnements spécifiques, techniques, notamment lors des divers couplages entre ORCHIDEE et d'autres modèles. Ces développements se sont toujours faits grâce à de nombreuses collaborations, au sein de l'IPSL (principalement entre les chercheurs du LMD et du LSCE), au niveau français (pour le développement des surfaces anthropisées - STICS), européen (pour l'inclusion de la dynamique naturelle de la végétation - BIOME et LPJ), et international (pour le transport latéral de l'eau ruisselée - HYDRA), avec l'aide de post-doctorants et thésitifs que j'ai encadrés.

J'ai passé plusieurs années à m'intéresser à deux périodes particulières du dernier cycle glaciaire-interglaciaire : l'entrée dans la dernière glaciation et le moyen Holocène. J'ai démontré, avec l'aide de mes collaborateurs européens et de mes étudiantes en stage et thèse, que la dynamique naturelle de la végétation, aux grandes échelles de temps (i.e. l'évolution des zones géographiques occupées par différents écosystèmes), jouait un rôle d'amplificateur très important de la réponse de la circulation atmosphérique au forçage solaire imposé. Ce rôle, pour l'Holocène moyen, prédomine sur celui de l'océan. Je me suis attardée sur le l'Holocène moyen, dans le cadre du projet international PMIP coordonné au laboratoire et pendant la durée de deux des thèses que j'ai encadrées. Nous avons ainsi mis en évidence l'importance du fonctionnement hydrologique des sols sur la sensibilité climatique en Europe. Si la plupart des modèles de climat utilisés dans le cadre de cet exercice d'intercomparaison semblent être incapables de simuler une diminution du nombre de degrés jours de croissance, alors que l'ensoleillement estival augmente, c'est vraisemblablement parce qu'ils ne parviennent pas à simuler correctement la différence de recharge en eau des sols, au cours de l'hiver, entre la période climatique Holocène et l'actuelle. Cette incapacité semble être liée, en premier lieu, à la simplicité des modèles hydrologiques utilisés, qui ne prennent en compte que la zone racinaire et non la profondeur totale de sol, et dont le fonctionnement se rapproche davantage de celui d'un seau que de celui d'un sol poreux, avec une capacité d'infiltration limitée et des possibilités de remontée d'eau par capillarité. Nous avons également montré que la sensibilité simulée de la mousson africaine est particulièrement sensible au choix de l'albédo prescrit sur le désert du Sahara par les modélisateurs, et que ces différences de sensibilité rendaient difficiles la comparaison aux données.

Mes centres d'intérêt ont évolué au cours de ces 3 dernières années, et je me consacre de plus en plus à l'étude des surfaces fortement anthropisées, et plus particulièrement aux impacts, sur la dynamique du climat, qu'ont eu les modifications du paysage induites par l'Homme, et aux impacts que pourraient avoir, sur la trajectoire future du climat, les différents scénarios possibles d'utilisation des sols par l'Homme. Ma stratégie à cet égard repose sur 1) le développement d'une version d'ORCHIDEE qui prend en compte les diverses spécificités des cultures, 2) l'assemblage de cartes d'évolution de la végétation dans le passé, et de scénarios

pour d'évolution des zones fortement anthropisées pour le futur, 3) la réalisation de divers scénarios climatiques avec le modèle couplé de l'IPSL, dans le cadre du projet Anthropocène du LSCE et de projets soutenus par les programmes nationaux, 4) la participation à la construction d'un modèle plus intégré qui nous permette de construire des scénarios d'évolution des surfaces agricoles dans le futur.

En dernier lieu, je voudrais souligner que je participe, depuis de nombreuses années, à de l'enseignement au niveau DEA, à des activités de vulgarisation scientifique, car il me paraît fondamental de former les nouvelles générations à nos problématiques.

Références

- Abramopoulos F, Rosenzweig C, Choudhury B (1988): Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): soil water movement and evapotranspiration. *Journal of Climate*, 1 921-941.
- Berger AL (1988): Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26 (4):624-657.
- Berthelot M (2004): Couplage entre le système climatique et le cycle du carbone terrestre: étude de la réponse biogéochimique et biogéographique de la biosphère au changement climatique futur. *Université Pierre et Marie Curie, Paris VI*.
- Bertrand C, Loutre M-F, Crucifix M, Berger A (2002): Climate of the last millenium: a sensitivity study. *Tellus*, 54A 221-244.
- Betts RA (2000): Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature*, 408 (9 November 2000):187-190.
- Betts RA (2001): Biogeophysical impacts of land use on present-day climate: near-surface temperature and radiative forcing. *Atmospheric Science Letters*, 2 (1-4):39-51.
- Betts RA, Cox P, Lee SE, Woodward FI (1997): Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature*, 387 796-799.
- Blondin C (1991): Parameterization of land-surface processes in numerical weather prediction. In: Schmugge TJ, André J-C (eds) Land Surface evaporation: measurement and parameterization. *Springer*, p 31-54.
- Bonan GB, Levis S, Sitch S, Vertenstein M, Oleson KW (submitted): A dynamic global vegetation model for use with climate models: concepts and description of simulated vegetation dynamics. *Global Change Biology*
- Bonfils C (2001): Le moyen-Holocène: rôle de la surface continentale sur la sensibilité climatique simulée. *Doctorat de l'Université de Paris VI, Université Pierre et Marie Curie*.
- Bonfils C, de Noblet-Ducoudré N, Braconnot P, Joussaume S (2001): Hot desert albedo and climate change: mid-Holocene monsoon in North Africa. *Journal of Climate*, 14 3724-3737.
- Bonfils C, de Noblet-Ducoudré N, Guiot J, Bartlein PJ (2004): Some mechanisms of mid-Holocene climate change in Europe, inferred from comparing PMIP models to data. *Climate Dynamics*, 23 (1):79-98.
- Botta A (1995): Sensibilité du climat d'il y a 115 000 ans (entrée dans la glaciation) à une meilleure prise en compte des interactions végétation / atmosphère., *Université Pierre et Marie Curie, Rapport du DEA 'Océanologie, météorologie et Environnement. Option Environnement atmosphérique', Paris*.
- Bounoua L, DeFries R, Collatz GJ, al. e (2002): Effects of land cover conversion on surface climate. *Climatic Change*, 52 29-64.
- Bousquet S (2004): Etude du rôle de la paramétrisation du bilan hydrologique sur la phénologie et les bilans de carbone, *Université Pierre et Marie Curie, DEA 'Fonctionnement physique, chimique et biologique de la biosphère continentale', Paris*.
- Braconnot P, Joussaume S, Marti O, de Noblet N (1999): Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation. *Geophysical Research Letters*, 26 (16):2481-2484.
- Brisson N, Gary C, Justes E, Roche R, Mary B, Ripoche D, Ziner D, Sierra J, Beruzzi P, Burger P, Bussi re F, Cabidoche YM, Cellier P, Debaeke P, Gaudillière JP, Maraux F, Seguin B, Sinoquet H (2002a): An overview of the crop model STICS. *European Journal of Agronomy*, 18 309 - 332.

- Brisson N, Mary B, Ripoche D, Jeuffroy MH, Ruget F, Nicoullaud B, Gate P, Devienne-Barret F, Antonioletti R, Durr C, Richard G, Beaudoin N, Recous S, Tayot X, Plenet D, Cellier P, Machet JM, Meynard JM, Richard D (1998): STICS a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. I. Theory and parameterisation applied to wheat and maize. *Agronomie*, 18 311-346.
- Brisson N, Ruget F, Gate P, Lorgeou J, Nicoullaud B, Tayot X, Plenet D, Jeuffroy MH, Bouthier A, Ripoche D, Mary B, Justes E (2002b): STICS: a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balance. II. Model validation for wheat and maize. *Agronomie*, 22 69-93.
- Brovkin V, Claussen M, Petoukhov V, Ganopolski A (1998): On the stability of the atmosphere-vegetation system in the Sahara/Sahel region. *Journal of Geophysical Research*, 103 (D24):31,613-631,624.
- Brovkin V, Ganopolski A, Claussen M, Kubatzki C, Petoukhov V (1999): Modelling climate response to historical land cover change. *Global Ecology and Biogeography Letters*, 8 509-517.
- Brovkin V, Sitch S, Von Bloh W, Claussen M, Bauer E, Cramer W (2004): Role of land cover changes for atmospheric CO₂ increase and climate change during the last 150 years. *Global Change Biology*, 10 1253-1266.
- Chalita S, Le Treut H (1994): The albedo of temperate and boreal forests and the northern hemisphere climate: a sensitivity experiment using the LMD GCM. *Climate Dynamics*, 10 213-240.
- Chappellaz J, Fung I, Thompson AM (1993): The atmospheric CH₄ increase since the last glacial maximum. *Tellus*, 45B 228-241.
- Charney JG (1975): Dynamics of desert and drought in the Sahel. *Quart. Journal of the Royal Meteorological Society*, 101 193-202.
- Chase TN, Pielke RA, Kittel TGF, Nemani RR, Running SW (2000): Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. *Climate Dynamics*, 16 93-105.
- Choisnel E (1984): Un modèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques Les besoins en eau des cultures, Paris
- Ciret C (1995): 'Static' vegetation and dynamic global climate: preliminary analysis of the issues time steps and time scales. *Journal of Biogeography*, 22 843-856.
- Claussen M (1994): On coupling global biome models with climate models. *Climate Research*, 4 203-221.
- Claussen M (1998): On multiple solutions of the atmosphere-vegetation system in present-day climate. *Global Change Biology*, 4 549-559.
- Claussen M, Brovkin V, Ganopolski A (2001): Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change. *Geophysical Research Letters*, 28 (6):1011-1014.
- Claussen M, Gayler V (1997): The greening of the Sahara during the mid-Holocene: results of an interactive atmosphere-biome model. *Global Ecology and Biogeography Letters*, 6 369-377.
- Claussen M, Kubatzki C, Brovkin V, Ganopolski A, Hoelzmann P, Pachur H-J (1999): Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophysical Research Letters*, 26 (14):2037-2040.
- Coe MT (1997): Global simulations of lakes and river transport in climate models, and investigations of lake/climate feedbacks during the middle Holocene. *Doctor of Philosophy, University of Wisconsin-Madison*.
- Coe MT (1998): A linked model of terrestrial hydrologic processes: simulation of modern rivers, lakes, and wetlands. *Journal of Geophysical Research*, 103 (D8):8885-8899.

- Coe MT, Bonan GB (1997): Feedbacks between climate and surface water in northern Africa during the middle Holocene. *Journal of Geophysical Research*, 102 (D10):11,087-011,101.
- Cox P (2001): Description of the TRIFFID dynamic global vegetation model, *Hadley Centre, Meteorological Office, Technical Note 24*,
- Cox P, Betts RA, Jones CD, Spall CD, Totterdell IJ (2000): Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408 184-187.
- Crucifix M, Betts RA, Cox P (2005): Vegetation and climate variability: a GCM modelling study. *Climate Dynamics*, 24 (5, DOI: 10.1007/s00382-004-0504-z):457 - 467.
- Crutzen PI, Stoermer EF (2000): The Anthropocene. *IGBP Newsletter*, 41 (12):
- Davin E (2004): Étude de l'influence du changement d'utilisation des sols sur le climat, *Université Pierre et Marie Curie, DEA 'Fonctionnement physique, chimique et biologique de la biosphère continentale', Paris*.
- Davin E (démarrée en Novembre 2004): Rôle du changement d'utilisation des sols sur le cycle du carbone global et le système climatique. *Thèse de doctorat de l'Université de Paris VI, Université Pierre et Marie Curie*.
- de Fries R, Bounoua L, Collatz GJ (2002): Human modification of the landscape and surface climate in the next fifty years. *Global Change Biology*, 8 438-458.
- de Louvigny N (1997): Sensibilité du climat à un doublement de CO₂ atmosphérique: impact d'une nouvelle paramétrisation de la résistance stomatique, *Université Pierre et Marie Curie, Rapport du DEA 'Fonctionnement physique, chimique et biologique de la biosphère continentale', Paris*.
- de Noblet N, Braconnot P, Joussaume S, Masson V (1996a): Sensitivity of simulated Asian and African summer monsoons to orbitally induced variations in insolation 126, 115 and 6 kBP. *Climate Dynamics*, 12 589-603.
- de Noblet N, Prentice CI, Claussen M, Foley JA (1995): Paleostates of the vegetation/atmosphere system IGBP-GAIM, *Garmisch-Partenkirchen (Germany)*
- de Noblet N, Prentice CI, Joussaume S, Texier D, Botta A, Haxeltine A (1996b): Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. *Geophysical Research Letters*, 23 (22):3191-3194.
- de Noblet-Ducoudré N (2000): Impact of land-cover change, as a result of land-use, on the present-day climate and on the simulated mid-Holocene climate change AGU, *San Francisco*
- de Noblet-Ducoudré N, Claussen M, Prentice CI (2000): Mid-Holocene greening of the Sahara: first results of the GAIM 6000 year BP experiment with two asynchronously coupled atmosphere/biome models. *Climate Dynamics*, 16 643-659.
- de Noblet-Ducoudré N, Poutou E, Chappellaz J, Coe MT, Krinner G (2002): Indirect relationship between surface water budget and wetland extent. *Geophysical Research Letters*, 29 (4):10.129/2001GL013929.
- de Rosnay P, Bruen J, Polcher J (2000): Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in GCMs. *Geophysical Research Letters*, 27 (20):3329-3332.
- de Rosnay P, Polcher J (1998): Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2 (2-3):239-255.
- de Rosnay P, Polcher J, Bruen M, Laval K (2002): Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large scale land surface processes. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D11):10.1029/2001JD.
- de Rosnay P, Polcher J, Laval K, Sabre M (2003): Integrated parameterization of irrigation in the land surface model ORCHIDEE. Validation over Indian Peninsula. *Geophysical Research Letters*, 30 (19):doi: 10.1029/2003GL018024.

- Delire C, Foley JA, Thompson S (2004): Long-term variability in a coupled atmosphere-biosphere model. *Journal of Climate*, 17 (20):3947-3959.
- Delworth TL, Manabe S (1988): The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. *Journal of Climate*, 1 523-547.
- Dickinson RE, Henderson-Sellers A, Kennedy PJ, Wilson MF (1986): Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Model. *Report No. NCAR/TN275+STR, NCAR Technical Note*,
- Diedhiou A, Janicot S, Viltard A, de Felice P (1998): Evidence of two regimes of easterly waves over West Africa and the tropical Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 25 (15):2805-2808.
- Diedhiou A, Mahfouf JF (1996): Comparative influence of land and sea surfaces on the Sahelian drought: a numerical study. *Annales Geophysicae*, 14 (1):115-130.
- Diffenbaugh NS, Sloan L (2002): Global climate sensitivity to land surface change: The Mid Holocene revisited. *Geophysical Research Letters*, 29 (10):1476, doi:1410.1029/2002GL014880.
- Doherty R, Kutzbach JE, Foley JA, Pollard D (2000): Fully coupled climate/dynamical vegetation model simulations over Northern Africa during the mid-Holocene. *Climate Dynamics*, 16 561-573.
- Dorman J, Sellers PJ (1989): A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the simple biosphere model (SIB). *Journal of Applied Meteorology*, 82 833-855.
- Ducoudré N (1990): Sensibilité du climat simulé à la paramétrisation des échanges de vapeur d'eau entre la biosphère et l'atmosphère. *Doctorat de l'Université de Paris VI, Université de Paris VI*.
- Ducoudré N, Laval K, Perrier A (1993): SECHIBA a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interfaces within the LMD atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 6 (248-273):
- Dufresne J-L, Friedlingstein P, Berthelot M, Bopp L, Ciais P, Fairhead L, Le Treut H, Monfray P (2002): Direct and indirect effects of future climate change on land and ocean carbon uptake. *Geophysical Research Letters*, 29 10.1029/2001GL013777.
- Foley JA, Kutzbach JE, Coe MT, Levis S (1994): Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch. *Nature*, 371 52-54.
- Foley JA, Prentice CI, Ramankutty N, Levis S, Pollard D, Sitch S, Haxeltine A (1996): An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 10 (4):603-628.
- Fung I, John J, Lerner J, Matthews E, Prather M, Steele L, Fraser P (1991): Global budget of atmospheric methane: results from a three-dimensional global model synthesis. *Journal of Geophysical Research*, 96 13033-13065.
- Gallée J-F, van Ypersele JP, Fichefet T, Marsiat I, Tricot C, Berger AL (1992): Simulation of the last glacial cycle by a coupled, sectorially averaged climate-ice sheet model. Part2: response to insolation and CO₂ variations. *Journal of Geophysical Research*, 97 (D14):15713-15740.
- Gallimore RG, Kutzbach JE (1996): Role of orbitally induced changes in tundra area in the onset of glaciation. *Nature*, 381 (6 June):503-505.
- Ganopolski A, Kubatzki C, Claussen M, Brovkin V, Petoukhov V (1998): The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene. *Science*, 280 1916-1919.
- Gedney N, Cox P, Douville H, Polcher J, Valdes P (2000): Characterizing GCM land surface schemes to understand their responses to climate change. *Journal of Climate*, 13 3066-3079.

- Gedney N, Cox P, Huntingford C (2004): Climate feedback from wetland methane emissions. *Geophysical Research Letters*, 31 L20503, doi:20510.21029/22004GL020919.
- Gedney N, Valdes P (2000): The effect of Amazonian deforestation on northern hemisphere circulation and climate. *Geophysical Research Letters*, 27 (19):3053-3056.
- Gervois S, de Noblet-Ducoudré N, Viovy N, Ciais P, Brisson N, Seguin B, Perrier A (2004): Including croplands in a global biosphere model: methodology and evaluation at specific sites. *Earth Interactions*, 8 Paper N. 16.
- Goldewijk K (2001): Estimating global land use change over the past 300 years: the HYDE database. *Global Biogeochemical Cycles*, 15 (2):417-433.
- Govindasamy B, Duffy PB, Caldeira K (2001): Land Use changes and Northern Hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, 28 (2):291-294.
- Greene AM, de Noblet-Ducoudré N (résultats non publiés): Compensating effect of transpiration in wetland regions in the land-surface model ORCHIDEE.
- Guilyardi E, Delecluse P, Gualdi S, Navarra A (2003): Mechanisms for ENSO phase change in a coupled GCM. *Journal of Climate*, 16 1141-1158.
- Guilyardi E, Gualdi S, Slingo A, Navarra A, Delecluse P, Cole J, Madec G, Roberts M, Latif M, Terray L (2004): Representing El Niño in coupled ocean-atmosphere GCMs: the dominant role of the atmospheric component. *Journal of Climate*, 17 4623-4629.
- Guiot J, Torre F, Jolly D, Peyron O, Boreux JJ, Cheddadi R (2000): Inverse vegetation modeling by Monte Carlo sampling to reconstruct palaeoclimates under changed precipitation seasonality and CO₂ conditions: application to glacial climate in mediterranean region. *Ecological Modelling*, 127 119-140.
- Harrison SP, Jolly D, Laarif F, Abe-Ouchi A, Dong B, Herterich K, Hewitt C, Joussaume S, Kutzbach JE, Mitchell J, de Noblet N, Valdes P (1998): Intercomparison of simulated global vegetation distributions in response to 6 kyr BP orbital forcing. *Journal of Climate*, 11 2721-2741.
- Harrison SP, Kutzbach JE, Prentice CI, Behling PJ, Sykes M (1995): The response of northern hemisphere extratropical climate and vegetation to orbitally induced changes in insolation during the last interglaciation. *Quaternary Research*, 43 (2):174-184.
- Harzallah A, Sadourny R (1995): Internal versus SST forced atmospheric variability as simulated by an atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 8 474-498.
- Haxeltine A (1996): Modelling the vegetation of the Earth. *Lund University, Sweden*.
- Haxeltine A, Prentice CI, Cresswell ID (1996): A coupled carbon and water flux model to predict vegetation structure. *Journal of Vegetation Science*, 7 651-666.
- Henderson-Sellers A (1990): Predicting generalized ecotype groups with the NCAR CCM: first steps towards an interactive biosphere. *Journal of Climate*, 3 917-940.
- Henderson-Sellers A (1993): Continental vegetation as a dynamic component of a global climate model: a preliminary assessment. *Climatic Change*, 23 337-377.
- Henderson-Sellers A, McGuffie K (1995): Global climate models and 'dynamic' vegetation changes. *Global Change Biology*, 1 63-75.
- Holdridge LR (1947): Determination of world formations from simple climatic data. *Science*, 105 367-368.
- IPCC (2001): Climate Change 2001. The Scientific Basis, Vol. *Cambridge University Press*
- Janecek A, Benderoth G, Lüdeke M, Kindermann J, Kohlmaier G (1989): Model of the seasonal and perennial carbon dynamics in deciduous-type forests controlled by climatic variables. *Ecological Modelling*, 49 101-124.
- Janicot S, Harzallah A, Fontaine B, Moron V (1998): West African Monsoon Dynamics and Eastern Equatorial Atlantic and Pacific SST Anomalies (1970-88). *Journal of Climate*, 11 (8):1874-1882.

- Joussaume S, Taylor K, Braconnot P, Mitchell J, Kutzbach JE, Harrison SP, Prentice CI, Abe-Ouchi A, Bonfils C, Broccoli A, Dong B, Herterich K, Hewitt C, Jolly D, Kim JW, Kislov A, Kitoh A, Masson V, McAvaney BJ, McFarlane N, de Noblet N, Peterschmitt J-Y, Pollard D, Rind D, Royer J-F, Schlesinger M, Syktus J, Thompson S, Valdes P, Vettoretti G, Webb RS, Wyputta U (1999): Monsoon changes/Regional climates for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters*, 26 859-862.
- Kageyama M, Charbit S, Ritz C, Khodri M (2004): Quantifying Ice-sheet feedbacks during the last glacial inception. *Geophysical Research Letters*, 31 (L24203, doi 10.1029/2004GL021339):
- Kageyama M, d'Andrea F, Ramstein G, Valdes P, Vautard R (1999a): Weather regimes in past climate atmospheric general circulation model simulations. *Climate Dynamics*, 15 773-793.
- Kageyama M, Valdes P (2000a): Impact of the North American ice-sheet orography on the last glacial maximum eddies and snowfall. *Geophysical Research Letters*, 27 1515-1518.
- Kageyama M, Valdes P (2000b): Synoptic-scale perturbations in AGCM simulations of the present and last glacial maximum climates. *Climate Dynamics*, 16 (517-533):
- Kageyama M, Valdes P, Ramstein G, Hewitt C, Wyputta U (1999b): Northern hemisphere storm-tracks in present-day and last glacial maximum climate simulations: a comparison of the European PMIP models. *Journal of Climate*, 12 742-760.
- Kaplan JO, Folberth G, Hauglustaine D (en préparation): Ice core methane revisited: Long-term changes in emissions and concentrations of reactive trace gases.
- Khodri M, Leclainche Y, Ramstein G, Braconnot P, Marti O, Cortijo E (2001): Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation. *Nature*, 410 (29 March 2001):570 - 574, doi:510.1038/35069044.
- Khodri M, Ramstein G, Paillard D, Duplessy JC, Kageyama M, Ganopolski A (2003): Modelling the climate evolution from the last interglacial to the start of the last glaciation: The role of Arctic Ocean freshwater budget. *Geophysical Research Letters*, 30 (12):8-1, CiteID 1606, DOI 1610.1029/2003GL017108.
- Kidson JW (1977): African rainfall and its relation to the upper air circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103 (437):441-456.
- Köppen W (1936): Das Geographisches System der Klimate. In: Köppen W, Geiger R (eds) *Handbuch der klimatologie. Gerbrüder Borntraeger, Berlin*
- Krinner G, Viovy N, de Noblet-Ducoudré N, Ogée J, Friedlingstein P, Ciais P, Sitch S, Polcher J, Prentice IC (2005): A dynamical global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19 GB1015, doi:1010.1029/2003GB002199.
- Kubatzki C, Claussen M (1998): Simulation of the global biogeophysical interactions during the last glacial maximum. *Climate Dynamics*, 14 461-471.
- Kucharik CJ (2003): Evaluation of a process-based agro-ecosystem model (Agro-IBIS) across the U.S. corn belt: simulations of the interannual variability in maize yield. *Earth Interactions*, 7 (Paper No.14):1-33.
- Kutzbach JE, Bartlein PJ, Foley JA, Harrison SP, Hostetler SW, Liu Z, Prentice IC, Webb T. I (1996): Potential role of vegetation feedback in the climate sensitivity of high latitude regions: a case study at 6000 years before present. *Global Biogeochemical Cycles*, 10 (4):727 (796GB02690).

- Laval K, Ottlé C, Perrier A, Serafini YV (1984): Effect of parameterization of evaporation on climate simulated by a GCM. In: Berger AL, Nicolis C (eds) *New Perspectives in Climate Modelling. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam*, p 223-247.
- Laval K, Picon L (1986): Effect of a change of the surface albedo of the Sahel on Climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43 (21):2418-2429.
- Levis S, Foley JA, Brovkin V, Pollard D (1999): On the stability of the High-Latitude Climate-Vegetation System in a coupled Atmosphere-Biosphere model. *Global Ecology and Biogeography Letters*, 8 (6):489-500.
- Levis S, Foley JA, Pollard D (2000): Large-Scale Vegetation Feedbacks on a Doubled CO₂ Climate. *Journal of Climate*, 13 (7):1313-1325.
- Loveland T, Reed B, Brown J, Ohlen D, Zhu Z, Yang L, Merchant J (2000): Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 21 1303-1330.
- Lunt D, de Noblet-Ducoudré N (2003): Global climate characteristics, including vegetation and seasonal cycles over Europe, for snapshots over the next 200 000 years, *BIOCLIM European Project, FIKW-CT-2000-00024, Deliverable D4/5*,
- Mahfouf JF, Noilhan J (1991): Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *Journal of Applied Meteorology*, 30 (9):1354-1365.
- Marshall CH, Pielke RA (2004): Has the conversion of natural wetlands to agriculture land increased the incidence and severity of damaging freezes in South Florida? *Monthly Weather Review*, 132 2243-2258.
- Marshall CH, Pielke RA, Steyaert LT (2003): Crop freezes and land-use change in Florida. *Nature*, 426 29-30.
- Mason B (2004): The hot hand of history. *Nature*, 427 (12 February 2004):582-583.
- Maynard K, Royer J-F (2004): Effects of 'realistic' land-cover change on a greenhouse-warmed African climate. *Climate Dynamics*, 22 343-358.
- Meehl GA (1994): Influence of the Land Surface in the Asian Summer Monsoon: External Conditions versus Internal Feedbacks. *Journal of Climate*, 7 (7):1033-1049.
- Milankovitch MM (ed) (1941): *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem, Vol*
- Mintz Y (1984): The sensitivity of numerically simulated climates to land surface boundary conditions. In: Houghton JT (ed) *The global climate*, p 79-103.
- Myhre G, Myhre A (2003): Uncertainties in radiative forcing due to surface albedo changes caused by land-use changes. *Journal of Climate*, 16 1511-1524.
- Ni J, Harrison SP, Prentice CI, Kutzbach JE, Sitch S (submitted): Impact of climate variability on present and Holocene vegetation: a model-based study with examples from China and northern Africa. *Global Change Biology*
- Noilhan J, Planton S (1989): A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117 536-549.
- Phillipps PJ, Held IM (1994): The response to orbital perturbations in an atmospheric model coupled to a slab ocean. *Journal of Climate*, 7 767-782.
- Pielke RA, Marland G, Betts RA, Chase TN, Eastman JL, Niles JO, Niyogi DDS, Running SW (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. Trans. R. Soc. Lond. A*, 360 1705-1719.
- Pitman A, Henderson-Sellers A, Abramopoulos F, Avissar R, Bonan G, Boone A, Cogley JG, Dickinson RE, Ek M, Entekhabi D, Famiglietti J, Garratt JR, Frech M, Hahmann A, Koster R, Kowalczyk E, Laval K, Lean L, Lee TJ, Lettenmaier D, Liang X, Mahfouf JF, Mahrt L, Milly C, Mitchell K, de Noblet N, Noilhan J, Pan H, Pielke RA, Robock A, Rosenzweig C, Running SW, Schlosser A, Scott R, Suarez M, Thompson S,

- Versegny D, Wetzell P, Wood E, Xue Y, Yang ZL, Zhang L (1993): Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS). Results from off-line control simulations (Phase 1a). *GEWEX / WCRP, IGPO Publication Series*, 7 47.
- Polcher J, Laval K (1994): A statistical study of the regional impact of deforestation on climate in the LMD GCM. *Climate Dynamics*, 10 205-229.
- Poutou E (2000): Contribution à l'estimation de l'évolution des émissions de méthane par les zones inondées au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire, *Université Joseph Fourier, Rapport du DEA 'Climatologie et Physico-Chimie de l'atmosphère', Grenoble*.
- Poutou E (2003): Etude numérique du rôle des interactions entre la surface et l'atmosphère dans le cadre d'un changement climatique aux hautes latitudes nord. *Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier-Grenoble I, Université Joseph Fourier-Grenoble I*.
- Prerière L (1993): Modélisation des échanges de CO₂ entre l'atmosphère et la biosphère, *Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, Rapport ddu DEA 'Sciences de la Terre et de l'Atmosphère. Option: Atmosphère', Paris*.
- Prentice CI, Cramer W, Harrison SP, Leemans R, Monserud RA, Solomon AM (1992): A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography*, 19 117-134.
- Ramankutty N, Foley JA (1999): Estimating historical changes in global land cover: croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochemical Cycles*, 13 (4):997-1027.
- Rind D, Peteet D, Kukla G (1989): Can Milankovitch orbital variations initiate the growth of ice sheets in a general circulation model? *Journal of Geophysical Research*, 94 (D10):12851-12871.
- Rowntree PR, Bolton JA (1983): Effects of soil moisture anomalies over Europe. In: Street-Perrott FA (ed) *Variations in the global water budget*, p 447-462.
- Royer J-F, Deque M, Pestiaux PA (1984): Sensitivity experiment of astronomical forcing with a spectral GCM: simulation of the annual cycle at 125 000 BP and 115 000 BP. In: Berger A (ed) *Milankovitch and Climate, Vol 2. Reidel Publ. Co., p 73-763*.
- Ruddiman WF (2003): The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Climatic Change*, 61 261-293.
- Sellers PJ, Bounoua L, Collatz GJ, Randall DA, Dazlich DA, Los SO, Berry JA, Fung I, Tucker CJ, Field CB, Jensen TG (1995): Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ on climate. *Science*, 271 1402-1406.
- Sellers PJ, Mintz Y, Sud YC, Dalcher A (1986): A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of Atmospheric Sciences*, 43 505-531.
- Serafini YV (1986): Modélisation de l'interface sol-atmosphère en utilisant des données conventionnelles et satellitaires; impact climatique à grande échelle. *Thèse d'Etat, Université de Paris VI*.
- Shukla J, Mintz Y (1982): The influence of land surface evapotranspiration on the Earth's climate. *Science*, 215 1498-1501.
- Sitch S (2000): The role of vegetation dynamics in the control of atmospheric CO₂ content. *Lund University*.
- Sitch S, Smith B, Prentice CI, Arneth A, Bondeau A, Cramer W, Kaplan JO, Levis S, Lucht W, Sykes M, Thonicke K, Venevski S (2003): Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic vegetation model. *Global Change Biology*, 9 161-185.
- Slonosky V, Yiou P (2001): The North Atlantic Oscillation and its relationship with near surface temperature. *Geophysical Research Letters*, 28 807-810.

- Slonosky V, Yiou P (2002): Does the NAO represent zonal flow? The influence of the NAO on North Atlantic surface temperature. *Climate Dynamics*, 19 17-30.
- Steffen W, Sanderson A, Tyson PD, Jäger J, Matson PA, Moore III B, Oldfield F, Richardson K, Schellnhuber HJ, Turner II BL, Wasson RJ (eds) (2004): Global Change and the Earth System: A Planet Under Pressure, Vol ISBN 3-540-40800-2. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York
- Sud YC, Shukla J, Mintz Y (1988): Influence of land surface roughness on atmospheric circulation and precipitation: a sensitivity study with a general circulation model. *Journal of Applied Meteorology*, 27 (9):1036-1054.
- Sultan B, Janicot S (2000): Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, 27 3353-3356.
- Sultan B, Janicot S (2002): The West African monsoon dynamics. Part II : the pre-onset and the onset of the summer monsoon. *Journal of Climate*
- Texier D (1994): Simulation du climat d'il y a 6 000 ans: interactions entre végétation et circulation atmosphérique, *Université Pierre et Marie Curie, Rapport du DEA 'Fonctionnement Physique, Chimique et Biologique de la Biosphère Continentale', Paris.*
- Texier D (1998): Interactions entre végétation et climat au cours du Moyen Holocène. *Doctorat de l'Université de Paris VI, Université de Paris VI.*
- Texier D, de Noblet N, Braconnot P (2000): Sensitivity of the African and Asian monsoons to mid-Holocene insolation and data-inferred surface changes. *Journal of Climate*, 13 164-181.
- Texier D, de Noblet N, Harrison SP, Haxeltine A, Joussaume S, Jolly D, Laarif F, Prentice IC, Tarasov P (1997): Quantifying the role of biosphere-atmosphere feedbacks in climate change: a coupled model simulation for 6000 yr BP and comparison with palaeodata for northern Eurasia and northern Africa. *Climate Dynamics*, 13 865-882.
- The GLACE Team, Koster RD, Dirmeyer PA, Guo Z, Bonan GB, Chan E, Cox P, Gordon CT, Kanae S, Kowalczyk E, Lawrence D, Liu P, Lu C-H, Malyshev S, McAvaney BJ, Mitchell K, Mocko D, Oki T, Oleson KW, Pitman AJ, Sud YC, Taylor CM, Verseghy D, Vasic R, Xue Y, Yamada T (2004): Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305 (20 August 2004):1138-1140.
- The-IMAGE-Project (1998): Global Change Scenarios of the 21st Century, Vol. Elsevier Science Ltd, Oxford.
- Viovy N, de Noblet N (1997): Coupling water and carbon cycle in the Biosphere. *Sci. Géol. Bull.*, 50 (1-4):109-121.
- Vitousek PM, Mooney HA, Lubchenco J, Melillo JM (1997): Human domination of Earth's ecosystems. *Science*, 277 494-499.
- Vivant A-C (2002): L'écoulement latéral de l'eau sur les surfaces continentales. Prise en compte des plaines d'inondations dans ORCHIDEE, *Université Pierre et Marie Curie, DEA 'Fonctionnement physique, chimique et biologique de la biosphère continentale', Paris.*
- Wang G, Eltahir EAB (2000a): Ecosystem dynamics and the Sahel drought. *Geophysical Research Letters*, 27 (6):795-798.
- Wang G, Eltahir EAB (2000b): Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall. *Water Resources Research*, 36 (4):1013-1021.
- Warrilow DL, Sangster AB, Slingo A (1986): Modelling of land-surface processes and their influence on European Climate. *Report No. Met O 20, Tech. Note N°38, UK Met. Office Rep.*,
- Xue Y, Shukla J (1993): The Influence of Land Surface Properties on Sahel Climate. Part 1: Desertification. *Journal of Climate*, 6 (12):2232-2246.

- Yiou P, Nogaj M (2004): Climatic extremes and weather regimes: Where and when ? *Geophysical Research Letters*, 31 (L07202, doi:10.1029/2003GL019119):
- Zeng N, Hales K, Neelin JD (2002): Nonlinear dynamics in a coupled vegetation-atmosphere system and implications for desert-forest gradient. *Journal of Climate*, 15 (23):3474-3487.
- Zhang H, Henderson-Sellers A, Mc Guffie K (1996): Impacts of tropical deforestation. Part I: process analysis of local climatic change. *Journal of Climate*, 9 1497-1517.
- Zhao M, Pitman AJ (2002): The impact of land cover change and increasing carbon dioxide on the extreme and frequency of maximum temperature and convective precipitation. *Geophysical Research Letters*

Production scientifique

**Publications, communications dans des colloques,
et vulgarisation scientifique**

Articles dans périodiques à comité de lecture

1. N. Ducoudré, K. Laval, 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. *Journal of Climate*, Vol. 6, No. 2, February 1993.
2. Pitman A., Henderson-Sellers A., Abramopoulos F., Avissar R., Bonan G., Boone A., Cogley J.G., Dickinson R. E., Ek M., Entekhabi D., Famiglietti J., Garratt J.R., Frech M., Hahmann A., Koster R., Kowalczyk E., Laval K., Lean L., Lee T.J., Lettenmaier D., Liang X., Mahfouf J.F., Mahrt L., Milly C., Mitchell K., de Noblet N., Noilhan J., Pan H., Pielke R., Robock A., Rosenzweig C., Running S.W., Schlosser A., Scott R., Suarez M., Thompson S., Verseghy D., Wetzell P., Wood E., Xue Y., Yang Z.L., Zhang L., 1993: Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS). Results from off-line control simulations (Phase 1a). *GEWEX / WCRP, IGPO Publication Series, No. 7, 47pp., December 1993.*
3. N. de Noblet, P. Braconnot, S. Joussaume, V. Masson, 1996: Sensitivity of simulated Asian and African monsoons to orbitally induced variations in insolation 126, 115 and 6 kBP. *Climate Dynamics*, 12: 589-603.
4. N. de Noblet, I.C. Prentice, S. Joussaume, D. Texier, A. Botta, A. Haxeltine, 1996: Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. *Geophysical Research Letters*, 23(22): 3191-3194.
5. N. Viovy, de Noblet N., 1997: Coupling water and carbon cycle in the biosphere. *Sci. Géol. Bull*, 50 (1-4) 109-121.
6. D. Texier, N. de Noblet, S. Harrison, A. Haxeltine, S. Joussaume, D. Jolly, F. Laarif, I.C. Prentice, P.E. Tarasov, 1997: Quantifying the role of biosphere-atmosphere feedbacks in climate change: a coupled model simulation for 6000 yr BP and comparison with paleodata for Northern Eurasia and northern Africa. *Climate Dynamics*, 13 : 865-882.
7. S. Harrison, D. Jolly, F. Laarif, A. Abe-Ouchi, K. Herterich, C. Hewitt, S. Joussaume, J. Kutzbach, J. Mitchell, N. de Noblet, P. Valdes, 1998 : Intercomparison of simulated global vegetation distributions in response to 6 kyr BP orbital forcing. *Journal of Climate*, 11 : 2721-2741.
8. P. Braconnot, S. Joussaume, O. Marti, N. de Noblet, 1999 : Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation. *GRL*, 16 : 2481-2484.
9. P. Braconnot, S. Joussaume, N. de Noblet, O. Marti, 1999 : La modélisation du climat d'il y a 6000 ans. *Images de la Physique 1999*, pp.92-99.
10. S. Joussaume, K. E. Taylor, P. Braconnot, J. F. B. Mitchell, J. Kutzbach, S. P. Harrison, I. C. Prentice, A. J. Broccoli, A. Abe-Ouchi, P. J. Bartlein, C. Bonfils, B. Dong, J. Guiot, K. Herterich, C. D. Hewitt, D. Jolly, J. W. Kim, A. Kislov, V. Masson, B. McAvaney, N. McFarlane, N. de Noblet, W. R. Peltier, J.-Y. Peterschmitt, D. Pollard, D. Rind, J.-F. Royer, M. E. Schlesinger, J. Syktus, S. Thompson, P. Valdes, G. Vettoretti, R. S. Webb and U. Wyputta, 1999 : Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophys. Res. Lett.*, 26, 859-862.

11. L. M. François, Y. Goddérès, P. Warnant, G. Ramstein, N. de Noblet, S. Lorenz, 1999 : Carbon stocks and isotopic budgets of the terrestrial biosphere at mid-Holocene and last glacial maximum times. *Chemical Geology*, 159 : 163-189.
12. V. Masson, P. Braconnot, R. Cheddadi, J. Jouzel, O. Marchal, and N. de Noblet, 2000 : Simulation of intense monsoons under glacial conditions. *GRL*, Vol.27, N°.12, 1747-1750.
13. D. Texier, N. de Noblet, P. Braconnot, 2000 : Sensitivity of the African and Asian Monsoons to mid-Holocene insolation and data-inferred surface changes. *Journal of Climate*, 13(1) : 164-181.
14. P. Braconnot, S. Joussaume, N. de Noblet, G. Ramstein, 2000 : Mid-Holocene and glacial maximum african and asian monsoon changes as simulated within the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project. *Global and Planetary Change*, 26, 51-66.
15. N. de Noblet-Ducoudré, M. Claussen, C. Prentice, 2000 : Mid-Holocene greening of the Sahara : first results of the GAIM 6000 year BP experiment with two asynchronously coupled atmosphere/biome models. *Climate Dynamics* 16 :643-659.
16. C. Bonfils, N. de Noblet-Ducoudré, P. Braconnot, S. Joussaume, 2001 : Hot desert albedo and climate change : mid-Holocene monsoon in northern Africa. *Journal of Climate*, 14 : 3724-3737.
17. N. de Noblet-Ducoudré, E. Poutou , J. Chappellaz, M. Coe, G. Krinner, 2002 : Indirect relationship between surface water budget and wetland extent. *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, No. 4, 10.1029/2001GL013929.
18. M. Khodri, G. Ramstein, N. de Noblet-Ducoudré, M. Kageyama, 2003: Sensitivity of the northern extratropics hydrological cycle to the changing insolation forcing at 126 and 115 ky BP. *Climate Dynamics*, 21:273-287, DOI 10.1007/s00382-003-0333-5.
19. J.A. Rial, R. A. Pielke Sr., M. Beniston, M. Claussen, J. Canadell, P. Cox, H. Held, N. de Noblet-Ducoudré, R. Prinn, J. Reynolds, J. D. Salas : Nonlinearities, feedbacks and critical thresholds within the Earth's climate system. *Climatic Change*, 65 (1-2):11-38.
20. Bonfils C., de Noblet-Ducoudré, J. Guiot, P. Bartlein, and PMIP participants, 2004 : Some mechanisms of mid-Holocene climate change in the mid- to high-northern latitudes, inferred from comparing PMIP models to data. *Climate Dynamics*, 23 (1):79-98.
21. Poutou E., G. Krinner, C. Genthon, N. de Noblet-Ducoudré, 2004 : Role of soil freezing in future boreal climate change. *Climate Dynamics*, 23: 621-639, doi 10.1007/s00382-004-0459-0.
22. Gervois S., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, P. Ciais, N. Brisson, B. Seguin, 2004 : Including croplands in a global biosphere model: methodology and evaluation at specific sites. *Earth Interactions*, 8, paper N°16.
23. de Noblet-Ducoudré N., S. Gervois, P. Ciais, N. Viovy, N. Brisson, B. Seguin, 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 : 397-407, doi 10.1051/agro:2004038.
24. Krinner G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, J. Polcher, I.C. Prentice, 2005: A dynamical global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199.

25. Lunt D., N. de Noblet-Ducoudré, S. Charbit, 2004 : Effects of a melted Greenland ice-sheet on climate, vegetation and the cryosphere. *Climate Dynamics*, 23: 679-694, doi 10.1007/s00382-004-0463-4.
26. Ciais P, Viovy N, Reichstein M, Granier A, Ogée J, Rambal S, Ourcival J-M, Bernhofer C, Grunwald T, Pilegaard K, Berbigier P, Vesala T, Aubinet M, Heinesch B, Loustau D, Seufert G, Manca G, Matteucci G, Miglietta F, Soussana J-F, Knohl A, Sanz M-J, Carrara A, de Noblet-Ducoudré N, Friend A, Chevallier F, Schulze E-D, Valentini R, sous presse: An Unprecedented Reduction in the Primary Productivity of Europe during 2003 caused by Heat and Drought. *Nature*.

Contributions à ouvrages ou publications grand public

27. N. de Noblet, 1997: Modelling late Quaternary paleoclimates and paleobiomes. *NATO ASI Series, Vol. I 47*, "Past and future rapid environmental changes: the spatial and evolutionary responses of terrestrial biota", édité par B. Huntley et al., pp. 31-52.
28. de Noblet-Ducoudré N, Foucault A, Lunt D, Kageyama M, Charbit S (2004) Le climat des 21 000 dernières années. *Pour la Science* Avril/Juin 2004:49-53.
29. de Noblet-Ducoudré (sous presse): Végétation et Climat, une complicité mise en évidence.

Communications invitées

- N. Ducoudré, 1992: 'Intercomparisons in a stand-alone mode'. *First PILPS meeting, held within the ISLSCP Americas Workshop on "Remote sensing of the land surface for studies of global change"*, Columbia, Maryland, 23-26 June 1992.
- N. de Noblet, 1995: 'Modelling late Quaternary paleoclimates and paleobiomes'. *NATO Advanced Research Workshop on "Past and future rapid environmental changes: the spatial and evolutionary responses of terrestrial biota"*, 26-30 Juin 1995, Crieff Hydro Hotel (Scotland).
- N. de Noblet, C. Prentice, M. Claussen, J. Foley, 1995: 'Paleostates of the vegetation/atmosphere system'. *GAIM*, 25-29 Septembre 1995, Garmisch-Partenkirchen (Allemagne).
- N. de Noblet, 1997: 'Vegetation feedbacks and their role in past climate changes'. *European research Conference intitulée "Paleoclimate Modelling and Analysis: Quaternary Paleoclimate Analysis"*, coordonnée par J. Guiot et C. Prentice, 10-15 Mai 1997, Il Ciocco, Castelvechio Pascoli, Italie.
- N. de Noblet, M. Claussen, I.C. Prentice, 1997: 'On coupling atmospheric general circulation models to global Biome models'. *EGS XXII General Assembly*, 21-25 Avril 1997, Vienne, Australie.
- N. de Noblet, M. Claussen, C. Prentice, J. Foley, 1998: 'Coupled atmospheric general circulation models with vegetation models'. *IPCC, Pays-Bas*, 31 Mars-2 Avril.
- N. de Noblet, P. Braconnot, S. Charbit, S. Joussaume, O. Marti, G. Ramstein, 1999: 'Synchronous and Asynchronous coupling with the LMD model for paleoclimatic

purposes'. *IGBP Workshop on 'Earth System Models of Intermediate Complexity', Potsdam (Allemagne), 15-16 Juin 1999.*

- N. de Noblet, 1999: 'Can we assess the role of land-surfaces on climate change ?'. *IUGG, Birmingham (Angleterre), 19-30 Juillet 1999.*
- N. de Noblet, 1999: 'The role of surface processes in paleoclimate studies'. *GEWEX/INSU, Gif-sur-Yvette, 4-8 Octobre 1999. Associé à la publication d'un 'extended abstract'.*
- N. de Noblet-Ducoudré, 2000 : 'Climate Modelling and Feed-Backs from the land-surfaces'. *Environmental and Climate Change Symposium – du 15 au 19 Mai 2000 à l'Université du Lund (Suède).*
- S. Gervois, N. de Noblet-Ducoudré, N. Viovy, Ph. Ciais, N. Brisson, B. Seguin, A. Perrier, 2003 : 'Une meilleure représentation des zones cultivées dans le modèle global de biosphère ORCHIDEE'. *Séminaire STICS. Arles 21-22 janvier.*
- N. de Noblet-Ducoudré, S. Gervois, N. Viovy, P. Ciais, B. Seguin, N. Brisson, A. Perrier, 2003 : 'European spatially explicit carbon fluxes and stocks over croplands'. *CarboEurope Conference on The continental carbon cycle ; 19-21 March, 2003, Lisbon, Portugal.*
- N. de Noblet-Ducoudré, 2003: 'Important Components of the Terrestrial Biosphere for studies of Climate Changes'. *International Conference in Earth System ; Hamburg, 15 - 19 SEPTEMBER.*
- N. de Noblet-Ducoudré, S. Gervois, N. Viovy, P. Ciais, B. Seguin, N. Brisson, A. Perrier, 2004 : 'La modélisation du Climat et l'occupation du sol par l'agriculture'. *Journées MICCES (Mission Changement Climatique et Effet de Serre de l'INRA dont la coordination a été confiée à Bernard Seguin); 22-23 Janvier, 2004, L'isle sur la Sorgue.*
- N. de Noblet-Ducoudré, 2004 : 'Modélisation des interactions entre le climat et la végétation. La biosphère : un acteur dans le système climatique'. *Symposium 'l'Homme face au climat', Collège de France, Octobre 2004.*

Autres communications et posters

- N. Ducoudré, R. Dickinson, 1991: 'Comparing two formulations of the hydrologic exchanges at the Biosphere-Atmosphere interface, developed for use within AGCMs. A micrometeorological study over Manaus (Brazil)'. *Atelier de Modélisation de l'Atmosphère, "Climat et atmosphère à grande échelle", Toulouse, 26-27 Novembre 1991.*
- N. de Noblet, S. Joussaume, P. Braconnot and V. Masson, 1994: 'Sensitivity of Monsoon Regimes to Orbitally Induced Variations in Insolation 126000, 115000 and 6000 years Before Present'. *Poster presented at the International Conference on Monsoon Variability and Prediction, Trieste (Italy), 9-13 May 1994; With extended abstract in WCRP Proceedings.*
- N. de Noblet, D. Texier, 1994: 'Coupling an Atmospheric General Circulation Model to a Biome Model'. *Presented at the COHMAP meeting, Madison (Wisconsin, USA), 24-28 June 1994.*

- S. Harrison, J. Kutzbach, N. de Noblet and S. Joussaume, 1994: 'Comparing biomes reconstructed from simulations of the last interglacial (126000 years BP) performed by two different GCMs (LMCE LMD4 and CCR CCM0)'. *Presented at the COHMAP meeting, Madison (Wisconsin, USA), 24-28 June 1994.*
- N. de Noblet, C. Prentice, A. Haxeltine, S. Joussaume, D. Texier, 1995: 'Coupling a Biome model to an Atmospheric General Circulation Model'. *Poster présenté à l'European Union of Geosciences, 9-13 Avril 1995, à Strasbourg.*
- N. de Noblet, P. Braconnot, S. Joussaume, V. Masson, 1995: 'Sensitivity of monsoon regimes to orbitally-induced variations in insolation 126, 115 and 6 kyr BP'. *Papier présenté à la XIVème Conférence internationale de l'INQUA, 3-10 Août 1995, à Berlin (Allemagne).*
- N. de Noblet, D. Texier, A. Botta, 1995: 'Simuler l'entrée dans la dernière glaciation (115000 ans BP)'. *Atelier de Modélisation de l'Atmosphère, Toulouse, 28-30 Novembre 1995.*
- V. Masson, P. Braconnot, S. Joussaume, N. de Noblet, 1995: 'Changements de moussons d'été à l'Holocène moyen: sensibilité aux paramétrisations de surface du MCGA du LMD'. *Atelier de Modélisation de l'Atmosphère, Toulouse, 28-30 Novembre 1995.*
- D. Texier, N. de Noblet, J. Guiot, R. Cheddadi, S. Harrison, I.C. Prentice, A. Haxeltine, D. Jolly, 1996: 'Equilibrium Climate/Vegetation simulated for the mid-Holocene: comparison with paleodata'. *EGS, 6-10 Mai 1996.*
- S. Joussaume, P. Braconnot, V. Masson, N. de Noblet, 1996: 'Modelling past climate changes of monsoons'. *Indo-French seminar workshop on Indian monsoon dynamics and Modelling, Pondichery, Inde, Mars 1996.*
- P. Braconnot, S. Joussaume, N. de Noblet, G. Ramstein, 1997: 'Mid-Holocene and glacial maximum african and asian monsoon changes as simulated within the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project'. *INQUA-PAGES Paleoproject workshop "Continental signals of paleomonsoon dynamics in Africa: interhemispheric perspectives", 12-19 janvier 1997, Siwa, Egypte.*
- A. Botta, N. Viovy, N. de Noblet, 1997: 'A prognostic scheme for global vegetation models'. *EGS XXII General Assembly, 21-25 Avril 1997, Vienne, Australie.*
- D. Texier, S. Joussaume, N. de Noblet, 1997: 'Sensitivity of the simulated mid-Holocene African monsoon (6000 years ago) to changes in sea-surface temperatures'. *EGS XXII General Assembly, 21-25 Avril 1997, Vienne, Australie.*
- N. de Noblet, C. Bonfils, 1999: 'Holocene aridity in the mid-continent: role of land-surface processes in climate models'. *European Research Conference intitulée 'Paleoclimate Modelling and Analysis II: Earth System Interactions', Albufeira (Portugal), du 21 au 27 May 1999.*
- N. de Noblet, P. Braconnot, S. Joussaume, O. Marti, 1999: 'Mid-Holocene greening of the Sahara with the help of feedbacks from the terrestrial biosphere'. *IUGG, Birmingham (Angleterre), 19-30 Juillet 1999.*
- O. Marti, P. Braconnot, N. de Noblet et Sylvie Joussaume, 1999: 'African Monsoon and the green Sahara 6000 years ago: influence of ocean-atmosphere feedbacks in a coupled model'. *IUGG, Birmingham (Angleterre), 19-30 Juillet 1999.*

- P. Braconnot, O. Marti, S. Joussaume, and N. de Noblet , 1999 : ‘Coupled simulations of the Mid-Holocene Climate’. *4th International Conference on Modelling of Global Climate Change and variability, Hambourg, septembre 1999*.
- N. de Noblet, P. Bartlein, C. Bonfils, PMIP participants, 1999 : ‘Simulated and observed changes in the extratropics during the mid-Holocene’. *Third Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP); with Proceedings of the workshop; Canada, 4-8 October 1999. Edited by P. Braconnot. WCRP-111, WMO/TD-No. 1007 (pp 271)*.
- J. Guiot, R. Cheddadi, C. Bonfils, N. de Noblet and P. Tarasov, 1999 : ‘Climate reconstruction from pollen data and model-data comparison in Eurasia’. *Third Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP); with Proceedings of the workshop; Canada, 4-8 October 1999. Edited by P. Braconnot. WCRP-111, WMO/TD-No. 1007 (pp 271)*.
- C. Bonfils, N. de Noblet, J. Guiot, P. Bartlein and PMIP participants, 1999: ‘New method for comparing models and data : application to the European climate 6 ky BP’. *Third Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP); with Proceedings of the workshop; Canada, 4-8 October 1999. Edited by P. Braconnot. WCRP-111, WMO/TD-No. 1007 (pp 271)*.
- P. Braconnot, S. Joussaume, O. Marti and N. de Noblet, 1999 : ‘Impact of ocean and vegetation feedback on 6 ka monsoon changes’. *Third Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP); with Proceedings of the workshop; Canada, 4-8 October 1999. Edited by P. Braconnot. WCRP-111, WMO/TD-No. 1007 (pp 271)*.
- C. Bonfils, N. de Noblet, P. Braconnot, S. Joussaume : ‘Sensitivity of the mid-Holocene change in African monsoon to the prescription of desert albedo’. *Third Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP); with Proceedings of the workshop; Canada, 4-8 October 1999. Edited by P. Braconnot. WCRP-111, WMO/TD-No. 1007 (pp 271)*.
- C. Bonfils, N. de Noblet, J. Guiot, P. Bartlein : ‘A new methodology to compare models and data’. *Third Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP); with Proceedings of the workshop; Canada, 4-8 October 1999. Edited by P. Braconnot. WCRP-111, WMO/TD-No. 1007 (pp 271)*.
- E. Poutou, N. de Noblet-Ducoudré, J. Chappellaz, G. Krinner, M. Coe, 2000 : ‘An attempt to estimate the influence of natural wetland emissions on the atmospheric CH₄ budget using simulations of the last 126000 years’. *AGU de San Francisco (Etats-Unis), du 15 au 19 Décembre 2000*.
- N. de Noblet-Ducoudré, G. Krinner, N. Viovy, P. Friedlingstein, J. Polcher, S. Sitch, I.C. Prentice, J. Ribière, P. Ciais, S. Iaxx, L. Millet, 2000 : ‘ORCHIDEE, a French Global Model of the Terrestrial Biosphere’. *AGU de San Francisco (Etats-Unis), du 15 au 19 Décembre 2000*.
- N. de Noblet-Ducoudré, 2000: ‘Impact of land-cover change, as a result of land-use, on the present-day climate and on the simulated mid-Holocene climate change’. *AGU de San Francisco (Etats-Unis), du 15 au 19 Décembre 2000*.
- S. Gervois, N. de Noblet, N. Viovy, Ph. Ciais, N. Brisson, B. Seguin, A. Perrier , 2002 : ‘Une meilleure représentation des zones cultivées dans le modèle global de biosphère ORCHIDEE’. *Journées d'Ecologie Fonctionnelle. Gourdon 5-8 mars. Présentation orale*.

- S. Gervois, N. de Noblet, N. Viovy, Ph. Ciais, N. Brisson, B. Seguin, 2002 : ‘Zones agricoles et climat’. *Colloque « Regards croisés sur les changements globaux » Arles 25-29 novembre (poster)*.
- S. Gervois, N. de Noblet, N. Viovy, Ph. Ciais, N. Brisson, B. Seguin, 2002: ‘A Better representation of European cropland in a biosphere model’. *AGU San Francisco : 6 –10 décembre (poster)*.
- L. Hubert-Moy, E. Lambin, F. Gourmelon, J.P. Chery, P. Marty, N. de Noblet-Ducoudré, M. Grimaldi, M. Dosso, N. Commerçon, J.C. Menaut, R.Escadafal, T. Brossard, B. Seguin, B. Hubert, M.F. Courel, M. Robin, 2004 : ‘Transformations actuelles des surfaces terrestres. Contribution française au programme LUCC’. Colloque de prospective de l’INSU sur le thème ‘Sociétés et Environnements’; les 5 et 6 Février 2004.

Rapports diplômants

- DEA soutenu en Juin 1985 à l’Université de Bretagne occidentale. ‘Etude d’un mouillage subsurface’. Dirigé par Robert Mazé (Laboratoire d’Océanographie Physique).
- Thèse soutenue en Janvier 1990. ‘Sensibilité du climat simulé à la paramétrisation des échanges de vapeur d’eau entre la biosphère et l’atmosphère’. Dirigée par Katia Laval (Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS, Paris).

Autres rapports

- de Noblet N, Joussaume S, Jouzel J (1997): Modélisation climatique global applicable à l’Europe de l’Ouest: analyse de sensibilité des différents modèles pour application aux sites de l’ANDRA. *Report No. DRP 12CEA 97-001/A, ANDRA, Rapport 'Veille scientifique - Géoprospective'*.

Vulgarisation scientifique

- Participation (et documents fournis) à la discussion d’un chapitre du livre ‘*Les Forêts tropicales*’ rédigé par J.Cl Bregonzini et J.P. Lanly et publié en 2000.
- Participation à l’élaboration d’une exposition permanente intitulée ‘*l’homme facteur d’évolution*’ dans la Grande Galerie de l’Evolution du Museum d’Histoire Naturelle. Cette exposition est ouverte au publique depuis Mars 2001.
- Participation à l’élaboration d’une exposition temporaire intitulée ‘*le temps des Mamouths*’ au Museum d’Histoire Naturelle. Cette exposition a été ouverte au publique de Mars 2004 à Janvier 2005. Une issue spéciale de la revue ‘Pour la Science’ a été éditée conjointement.
- Interview en direct dans l’émission ‘Continents Sciences’ de France Culture, animée par Stéphane Deligeorges, le 10 Février 2005.

Relecture d'articles, rapporteur de projets

Relecture d'articles pour les revues : Climate Dynamics, Global Change Biology, Journal of the Meteorological Society of Japan, Geophysical Research Letters, Canadian Journal of Earth Sciences, Journal of Biogeography, Nature, Tellus, Journal of Geophysical Research (Atmosphere).

Relecture de chapitres de livres pour les éditions : Edward Arnold, et NATO.

Rapporteur de projets soumis : au Natural Environments Research Council (UK), à la National Science Foundation (USA), à divers programmes nationaux (PNEDC, ECLIPSE, ACI).

Participation à des projets scientifiques, nationaux et européens

Participation au **projet international PMIP**, coordonné au LSCE par Sylvie Joussaume. C'est dans le cadre de ce projet international que j'ai réalisé la plupart des études sur le climat de l'Holocène, et encadré les thèses de Delphine Texier et Céline Bonfils qui ont toutes deux aidé à une meilleure compréhension de la dynamique climatique à cette époque.

Participation (Responsable LSCE) à la coordination du **projet européen BIOCLIM** d'Octobre 2000 à fin 2003.

Ce projet s'est intéressé aux variations climatiques futures à très long terme (plusieurs centaines de milliers d'années) afin de préciser le contexte environnemental des sites potentiels de stockage des déchets nucléaires. Il était coordonné par l'ANDRA. Mon travail au sein de ce projet a été de réaliser des scénarios climatiques et de végétation, de type 'instantanés', pour évaluer les risques de changements importants de l'environnement à la surface des continents. C'est dans ce cadre que j'ai engagé Daniel Lunt en post-doctorat. Ce travail a donné lieu à 2 publications parues et une en préparation.

Participation aux projets :

'Impact du changement climatique sur les sources naturelles de méthane des hautes latitudes', financé par **l'ACI jeunes chercheurs** et coordonné par G. Krinner et P. Friedlingstein.

'Cycle du méthane et capacité oxydante de l'atmosphère depuis le Dernier Maximum Glaciaire', financé par **ECLIPSE** pour les années 2001 à 2003, et coordonné par Patricia Martinerie au LGGE (Grenoble).

Mon objectif dans le cadre de ces projets était de commencer à travailler sur les zones humides. C'est dans ce cadre qu'a travaillé Estelle Poutou en stage de DEA (1 publication parue) ainsi qu'Arthur Greene en post-doctorat.

Participation aux projets :

MC2, financé par **l'ACI Climat** pour les années 2003 à 2005, et coordonné par Pierre Friedlingstein et Jean-Louis Dufresne.

Européen ENSEMBLES, coordonné par D. Griggs au Hadley Center en Angleterre.

Ce projet a démarré en 2004 et est prévu pour 5 années.

Mon objectif, dans le cadre de ces projets, est de mieux évaluer le rôle que jouent les changements d'utilisation des sols sur le climat, en m'intéressant à la fois au dernier siècle, et au climat futur. C'est dans le cadre de ces projets que travaille Edouard Davin, en thèse.

Participation (coordination LSCE) au projet 'Adaptation des systèmes européens de production agricole au changement climatique : premiers essais d'évaluation', financé par le **GICC** et coordonné par Pierre-Alain Jayet à l'INRA de Grignon. Ce projet a été financé de mi 2004 à mi 2005.

Mon objectif dans le cadre de ce projet était de démarrer un dialogue avec les économistes de l'INRA qui envisagent de simuler les changements d'usage des sols, dans le futur, sous l'impact du changement climatique, des changements de la politique agricole commune, et des éventuelles taxes sur les émissions de gaz à effet de serre. C'est dans le cadre de ce projet que j'ai été invitée à être membre du comité de thèse d'Elodie Debove, et que travaille partiellement Pascal Smith, en thèse.

Gestion de la recherche

Encadrement d'étudiants en thèse et stages, d'ingénieurs, participation à des jurys et des comités de thèse, enseignement, gestion de projets.

Etudiants en thèse

- 3 thèses déjà soutenues :

- ✓ Delphine Texier, 1998 : *Interactions entre végétation et climat au cours du moyen Holocène*. (3 publications parues : **4, 6 et 24**)
- ✓ Céline Bonfils, 2001 : *Le moyen Holocène : rôle de la surface continentale sur la sensibilité climatique simulée*. (2 publications parues : **16, 20**)
- ✓ Sébastien Gervois, 2004 : *Introduction des zones agricoles dans le modèle ORCHIDEE, et impact climatique en Europe*. (2 publications parues : **22, 23**). Thèse co-encadrée au laboratoire par N. Viovy et Ph. Ciais, à l'INRA d'Avignon par N. Brisson et B. Seguin, et à l'INAPG par A. Perrier.

- 2 thèses en cours :

- ✓ Pascal Smith : *Evaluation des changements d'utilisation des sols sur le climat et les bilans de carbone en Europe*. Débutée en Décembre 2003. Thèse co-dirigée par Philippe Ciais au LSCE et Bernard Seguin à l'INRA d'Avignon ; co-financée par l'INRA et le CEA.
- ✓ Edouard Davin : *Rôle du changement d'utilisation des sols sur le cycle du carbone global et le système climatique*. Débutée en Novembre 2004. Thèse co-dirigée par Pierre Friedlingstein au LSCE et Hervé LeTreut au LMD.

- 3 comités de thèse :

- ✓ Aurélie Botta (responsable : N. Viovy). *Modélisation globale de la biosphère terrestre: paramétrisation de la phénologie des plantes à l'aide de mesures satellitaires*. Thèse soutenue.
- ✓ Estelle Poutou (responsable : G. Krinner). *Sensibilité du climat dans les hautes latitudes nord aux processus de surface*. Thèse soutenue le 28 Octobre 2003. (1 publication commune : **21**)
- ✓ Elodie Debove (responsable Pierre-Alain Jayet), ingénieur du GREF. *L'évaluation économique des dommages liés au changement climatique pour l'agriculture européenne*. Thèse démarrée en Décembre 2003, dans le cadre d'une formation par la recherche dans l'UMR d'Économie Publique INRA/INA-PG de Grignon, dirigée par Jean-Christophe BUREAU, avec une inscription en thèse à l'ENGREF.

- 5 jury de thèse :

- ✓ Rapporteur de la thèse de Sharon Cowling, soutenue à l'Université de Lund (Suède) le 16 Mai 2000. Intitulée : *Plant-Climate Interactions over Historical and Geological time*.
- ✓ Rapporteur de la thèse de Caroline Roelandt soutenue à Louvain-la-Neuve en 1998. Intitulée : *'Modélisation de la biosphère continentale à l'échelle globale : cycle du carbone et albédo'*.

- ✓ Membre du jury de la thèse de Wilfran Moufouma-Okia soutenue le 14 Mars 2003 à Grenoble. Intitulée : *'Modélisation du climat de l'Afrique de l'Ouest avec le modèle régional MAR'*.
- ✓ Membre du jury de la thèse d'Estelle Poutou soutenue le 28 Octobre 2003 à Grenoble. Intitulée : *'Etude numérique du rôle des interactions entre la surface et l'atmosphère dans le cadre d'un changement climatique aux hautes latitudes'*.
- ✓ Membre du jury de la thèse de Laurent Brémond soutenue le 17 Décembre 2003 à Marseille. Intitulée : *'Calibration des fonctions de transfert entre assemblages phytolithiques, structure des végétations et variables bioclimatiques actuels, pour l'intégration de la dynamique des biomes herbacés dans les modèles de végétation'*.

Etudiants en stage (DEA et autres)

- 9 stages de DEA :
 - ✓ Edouard Davin, 2004 : *Étude de l'influence du changement d'utilisation des sols sur le climat*. Université Pierre et Marie Curie, DEA 'Fonctionnement physique, chimique et biologique de la biosphère continentale', Paris.
 - ✓ Sandie Bousquet, 2004 : *Etude du rôle de la paramétrisation du bilan hydrologique sur la phénologie et les bilans de carbone*. Université Pierre et Marie Curie, DEA 'Fonctionnement physique, chimique et biologique de la biosphère continentale', Paris.
 - ✓ Estelle Poutou, co-encadrée par Jérôme Chappellaz du LGGE à Grenoble, 2000. *Contribution à l'estimation des émissions de méthane par les zones inondées au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire*. (1 publication parue : **17**)
 - ✓ Jim Ribière, 2000. *'Utilisation d'un modèle complet de la biosphère terrestre : validation sur le climat présent'*.
 - ✓ Nathalie de Louvigny, en collaboration avec Nicolas Viovy, 1997. *Sensibilité du climat à un doublement de CO₂ atmosphérique: impact d'une nouvelle paramétrisation de la résistance stomatique*.
 - ✓ Frank Ferreira, 1997. *Simulation du climat d'il y a 6000 ans : intercomparaison des résultats de plusieurs modèles de climat participant au projet PMIP*.
 - ✓ Aurélie Botta, 1995. *Sensibilité du climat d'il y a 115000 ans (entrée dans la glaciation) à une meilleure prise en compte des interactions végétation/atmosphère*. (1 publication parue : **4**)
 - ✓ Delphine Texier, 1994. *Interactions entre végétation et circulation atmosphérique*.
 - ✓ Laurence Prenière, en collaboration avec N. Viovy, 1993. *Modélisation des échanges de CO₂ entre l'atmosphère et la biosphère*.
- 1 stage de première année des Ponts&Chaussées :
 - ✓ Romain Légaut, en collaboration avec I. Rasool (IGBP-DIS), 1992. *Etude de la variation des flux simulés par un modèle de végétation à une modification des propriétés de la surface terrestre*.

Post-doctorants et CDD ingénieurs

- 3 post-doctorants (dont un qui a depuis été recruté au CNRS) :
 - ✓ G. Krinner. Avril 1998 à Septembre 1999. *Il a réalisé le couplage entre les 3 modèles SECHIBA, STOMATE et LPJ, et donc créé ORCHIDEE.* (2 publications parues : **17, 24**)
 - ✓ D. Lunt sur le projet Européen BIOCLIM. Avril 2002 à Avril 2003. *Réalisation de simulations d'extrêmes climatiques dans le futur pour mieux prévoir les éventuels problèmes de stockage des déchets radioactifs.* (2 publications parues : **25, 28** ; 1 publication en préparation)
 - ✓ A. Greene. sur l'ACI jeunes chercheurs de G. Krinner et P. Friedlingstein. Janvier 2002 à Janvier 2003. *Introduction des zones inondées dans ORCHIDEE pour étudier leur impact climatique actuel et dans le futur.*
- 2 ingénieurs informaticien
 - ✓ F. Caffin, en collaboration avec N. Viovy, 1993-1994 (1 an). *Développement du couplage entre SECHIBA et le modèle de bilan de carbone dans la végétation de Francfort (FBM, Allemagne).* Couplage non poursuivi par la suite (développement de STOMATE à la place).
 - ✓ Jean-Yves Peterschmitt (ensuite embauché au LSCE), 1993-1994 (18 mois). *Développement des routines de post-traitement du modèle de circulation générale du LMD.*
- 1 ingénieur
 - ✓ D. Lewden (3 mois), 1997. *Rédaction du chapitre 2 d'une monographie qui aurait dû paraître dans les presses de l'ANDRA.* (D. Lewden, N. de Noblet : Changements climatiques et succession de végétation).

Enseignement

- 5 années consécutives de cours dans le cadre d'ERCA (European Research Course on Atmospheres) à Grenoble, de 1996 à 2000. *Terrestrial biosphere : an active component in the climate system.*
- Cours-Conférence au DEA 'Fonctionnement de la Biosphère continentale' de Perrier-Mariotti depuis 1998. *Modélisation et rôle de la biosphère continentale dans le système climatique et lors des changements de climat.*
- Cours-conférence dans le cadre de l'école doctorale d'Orsay, en 1995. *La végétation dans le système climatique.*
- Organisation d'1/2 journée + 1 cours par an consacrée aux étudiants de 2^{ème} année de l'INAPG (U.V. « Environnement global »), de 1995 à 1997 (3 ans).
- Cours-Conférence au DEA 'Géosystèmes-Evolution-Environnement' de l'Université de Bourgogne en 2000 et 2001. *Paléoclimats et Végétation*

- Cours-Conférence aux étudiants de 2^{ème} année de l'INAPG en 2003 (U.V. 'Outils et méthodes pour étudier l'atmosphère et ses interactions avec la surface'). *Modèles globaux, changements climatiques et rôle de la végétation*.
- Cours dans le cadre du Master ICE de l'UVSQ (2^{ème} année), en 2004, 9h.

Animation - pédagogie

- Membre du comité pédagogique du DEA 'Fonctionnement de la Biosphère continentale' de Perrier-Mariotti depuis la rentrée scolaire de Septembre 2000. *Participation au choix des enseignements/conférences, des sujets de stage/thèse, au recrutement des étudiants sur dossiers, aux différents oraux (général, bibliographique et soutenance de stage)*.
- Participation active en 2003 à la mise en place du parcours 'Biosphère continentale' dans le Master 'Environnement' de Paris VI (spécialité 'Environnements continentaux') en collaboration avec Luc Abbadie (CNRS-Université), Claire Chenu (INA-PG), Alain Perrier (INA-PG), Andrée Tuzet (INRA) et Cyril Cao (CEMAGREF).

Participation à divers comités scientifiques

- Membre du comité scientifique d'iLEAPS, le nouveau programme d'IGBP démarré en 2004 (<http://www.atm.helsinki.fi/ILEAPS/>).
- Membre de la Commission Scientifique Spécialisée (CSS) 'Science de la Terre, Eau, Atmosphère' pour l'évaluation des chercheurs de l'INRA depuis le début de l'année 2003 (nommée pour 4 ans).
- Membre du comité d'évaluation du programme 'Climate and Land Surface Systems Interaction Centre' (CLASSIC) mis en place début 2003 par le Natural Environment Research Council (NERC) en Angleterre. CLASSIC est un 'Earth Observation Centre of Excellence'.
- Membre et secrétaire du comité scientifique du PNEDC.
- Responsable du volet LSCE, avec Didier Paillard, du projet Européen BIOCLIM.
- Responsable du groupe ORCHIDEE au sein de l'IPSL.

Organisation de conférences

- Co-organisation (avec Colin Prentice) d'une 'European Research Conference' intitulée 'Paleoclimate Modelling and Analysis II : Earth System Interactions' du 21 au 27 Mai 1999 à Albufeira (Portugal).
- Organisation de la session MC11 (IAMAS) à l'IUGG intitulée 'On the use of coupled models for paleoclimate studies' les 28 et 29 Juillet 1999 à Birmingham (Angleterre).

PUBLICATIONS CHOISIES

Les 6 publications choisies et présentées ci-dessous reflètent l'ensemble des travaux que j'ai conduits depuis ma thèse.

Développement de modèle

Krinner G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, J. Polcher, I.C. Prentice, 2005: A dynamical global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, GB1015, doi:10.1029/2003GB002199.

Cet article présente le modèle ORCHIDEE, discuté dans la partie A de ce manuscrit.

Résumé. *This work presents a new dynamic global vegetation model designed as an extension of an existing surface-vegetation-atmosphere transfer scheme which is included in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. The new dynamic global vegetation model simulates the principal processes of the continental biosphere influencing the global carbon cycle (photosynthesis, autotrophic and heterotrophic respiration of plants and in soils, fire, etc.) as well as latent, sensible and kinetic energy exchanges at the surface of soils and plants. As a dynamic vegetation model, it explicitly represents competition processes such as light competition, sapling establishment, etc. It can thus be used in simulations for the study of feedbacks between transient climate and vegetation cover changes, but it can also be used with a prescribed vegetation distribution. The whole seasonal phenological cycle is prognostically calculated without any prescribed dates or set of satellite data. The model is coupled to the IPSL-CM4 coupled atmosphere-ocean-vegetation model.*

Carbon and surface energy fluxes from the coupled hydrology-vegetation model compare well with observations at FluxNet sites. Simulated vegetation distribution and leaf density in a global simulation are evaluated against observations, and carbon stocks and fluxes are compared to available estimates, with satisfying results.

La modélisation des climats passés

de Noblet N., I.C. Prentice, S. Joussaume, D. Texier, A. Botta, A. Haxeltine, 1996: Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. *Geophysical Research Letters*, 23(22): 3191-3194.

Cet article met en évidence le rôle qu'a joué la dynamique des écosystèmes naturels lors de la dernière entrée en glaciation, il y a 115 000 ans.

Résumé. *We coupled a global biome model iteratively with an atmospheric general circulation model to study the possible role of vegetation in the climate system, at the time of glacial inception 115,000 years ago. Orbital forcing alone was not sufficient to initiate glaciation when other components of the climate system were kept as present (atmospheric composition, oceans, biosphere and cryosphere). Summers were however cold enough to induce major vegetation shifts in high northern latitudes. Southward migration of the boreal forest/tundra limit helped to create favourable conditions for continental ice-sheet growth, with increasing snow depth and duration in Labrador, Arctic Canada and northern/western Fennoscandia. These results support a role for biogeophysical feedback in initiating glaciations.*

de Noblet-Ducoudré N., M. Claussen, C. Prentice, 2000 : Mid-Holocene greening of the Sahara : first results of the GAIM 6000 year BP experiment with two asynchronously coupled atmosphere/biome models. Climate Dynamics 16 :643-659.

Cet article compare deux simulations couplées atmosphère-végétation pour le climat de l'Holocène moyen, il y a 6 000 ans. Il met en évidence la sensibilité des résultats à l'intensité de la subsidence saharienne simulée.

Résumé. *The mid-Holocene 'green' Sahara represents the largest anomaly of the atmosphere-biosphere system during the last 12000 years. Although this anomaly is attributed to precessional forcing leading to a strong enhancement of the African monsoon, no climate model so far has been able to simulate the full extent of vegetation in the Sahara region 6000 years ago. Here two atmospheric general circulation models (LMD 5.3 and ECHAM 3) are asynchronously coupled to an equilibrium biogeography model to give steady-state simulations of climate and vegetation 6000 years ago, including biogeophysical feedback. The two model results are surprisingly different, and neither is fully realistic. ECHAM shows a large northward extension of vegetation in the western part of the Sahara only. LMD shows a much smaller and more zonal vegetation shift. These results are unaffected by the choice of 'green' or modern initial conditions. The inability of LMD to sustain a 'green' Sahara 6000 years ago is linked to the simulated strength of the tropical summer circulation. During the northern summer monsoon season, the meridional gradient of sea-level pressure and subsidence over the western part of northern Africa are both much weaker in ECHAM than in LMD in the present as well as the mid-Holocene. These features allow the surface moist air flux to penetrate further into northern Africa in ECHAM than in LMD. This comparison illustrates the importance of correct simulation of atmospheric circulation features for the sensitivity of climate models to changes in radiative forcing, particularly for regional climates where atmospheric changes are amplified by biosphere-atmosphere feedbacks.*

de Noblet-Ducoudré N., E. Poutou, J. Chappellaz, M. Coe, G. Krinner, 2002 : Indirect relationship between surface water budget and wetland extent. Geophysical Research Letters, Vol. 29, No. 4, 10.1029/2001GL013929.

Cet article met en évidence que dans un contexte plus humide, l'étendue des zones inondées peut être restreinte et ainsi limiter les émissions de méthane, contrairement à l'idée traditionnelle que l'on se fait des liens entre précipitations et zones humides.

Résumé. *We used a suite of two models: a global climate model, and a hydrological routing scheme, to estimate the changes in the surface water budget and extent of natural wetlands, at the last interglacial (126000 years ago) and at the last glacial maximum (21000 years ago). At both time periods, in northern tropical Africa as well as in northern South America, our simulations exhibit, in many places, an indirect relationship between the surface water budget and the extent of natural wetlands. In relatively moist regions, decreasing (increasing) rainfall and runoff at the last glacial maximum (last interglacial) result in increased (decreased) wetland area due to the reduction (increase) in lake depth. This counter-intuitive result has never been hypothesized before and may shed a new light on the interpretation of past changes in*

atmospheric methane, as derived from ice core analyses. It also points to the importance of using a bottom-up modelling approach in this field of study.

Bonfils C., N. de Noblet-Ducoudré, J. Guiot, P. Bartlein, and PMIP participants, 2004 : Some mechanisms of mid-Holocene climate change in the mid- to high-northern latitudes, inferred from comparing PMIP models to data. *Climate Dynamics*, 23 (1):79-98.

Cet article présente la méthodologie que nous avons développée pour comparer différents modèles à plusieurs jeux de données. Cette méthodologie est appliquée au cas de l'Holocène moyen, en Europe. C'est dans cet article que nous mettons en évidence l'effet de la recharge en eau hivernal sur les températures estivales.

Résumé. *We propose a new approach for comparing mid-Holocene climates from 18 PMIP simulations with climate reconstructions of winter and growing season temperatures and the annual water budget inferred from European pollen and lake-level data. A cluster analysis is used to extract patterns of multivariate climate response from the reconstructions; these are then compared to the patterns simulated by models. According to paleodata, summers during mid-Holocene were warmer-than-present in the north, and cooler-than-present in the south, while winters were colder-than-present in the southwest but milder-than-present in the northeast. Whereas warmer summers and colder winters may easily be explained as a direct response to the amplified seasonal cycle of insolation during the mid-Holocene, the other recorded responses are less straightforward to explain. We have identified, from the models that correctly simulate the recorded climate change, two important atmospheric and hydrological processes that can compensate for direct insolation effects. First, a stronger-than-present airflow from southwestern Europe that veers to the north over Eastern Europe, in winter, can consistently explain the reconstructed changes in this season's temperatures and water budget. Second, the increased winter soil moisture allows a shift of the partitioning of net radiative energy towards latent rather than sensible heat fluxes, thereby decreasing surface temperature during the following summer season. Our approach therefore solves one of the recurring problems in model-data comparisons that arises when a model simulates the correct response but in the wrong location (as a consequence, for instance, of model resolution and topography).*

Vers une meilleure évaluation du résultat des actions de l'Homme sur le paysage

Gervois S., N. de Noblet-Ducoudré, N. Viovy, P. Ciais, N. Brisson, B. Seguin, 2004 : Including croplands in a global biosphere model: methodology and evaluation at specific sites. *Earth Interactions*, 8, paper N°16.

Cet article présente le couplage que nous avons réalisé entre notre modèle global de dynamique de la végétation naturelle ORCHIDEE, et le modèle agronomique STICS.

Résumé: *There is a strong international demand for quantitative estimates of both carbon sources/sinks, and water availability at the land surface at various spatial scales (regional to global). These estimates can be derived (and usually are) from global biosphere models, which simulate physiological, biogeochemical, and biophysical processes, using a variety of plant functional types. Now, the*

representation of the large area covered with managed land (e.g., croplands, grasslands) is still rather basic in these models, which were first designed to simulate natural ecosystems, while more and more land is heavily disturbed by man (crops cover ;35% and grasslands ;30%–40% of western Europe's area as a result of massive deforestation mainly in the Middle Ages).

In this paper a methodology is presented that combines the use of a dynamic global vegetation model (DGVM) known as Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) and a generic crop model [the Simulateur Multidisciplinaire pour les Cultures Standard (STICS)]. This association aims at improving the simulation of water vapor and CO₂ fluxes at the land–atmosphere interface over croplands, and thereby the calculation of the carbon and water budget. Variables that are much better computed in STICS (e.g., leaf area index, root density profile, nitrogen stress, vegetation height) are assimilated daily into ORCHIDEE, which continues to compute its own carbon and water balance from the fluxes simulated at the half-hourly time step. The llocation of photosynthates in ORCHIDEE was modified in order to maintain the coherence between leaf area index and leaf biomass, as well as between root density and root biomass. Soil moisture stress is computed using a more realistic root density profile. The maximum rates of carboxylation and RuBP (ribulosebisphosphate) regeneration were adjusted to more realistic values, while the actual rates can now be reduced following the nitrogen stress. Finally, harvest has been implemented into ORCHIDEE.

The improved model (ORCHIDEE-STICS) is evaluated against measurements of total aboveground biomass, evapotranspiration, and net CO₂ flux at four different sites covered with either winter wheat or corn.