



HAL
open science

Impact du changement d'occupation des sols passé et à venir sur la dynamique de la circulation de la mousson ouest africaine

Souleymane Sy

► **To cite this version:**

Souleymane Sy. Impact du changement d'occupation des sols passé et à venir sur la dynamique de la circulation de la mousson ouest africaine. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI; Université Cheikh Anta Diop de Dakar. Faculté des sciences, 2016. Français. NNT : 2016PA066208 . tel-01445108v2

HAL Id: tel-01445108

<https://theses.hal.science/tel-01445108v2>

Submitted on 22 Jan 2017

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

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



UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Ecole Doctorale « Sciences de l'Environnement Île de France »

UFR : Terre, Environnement, Biodiversité

UNIVERSITÉ CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR

École Doctorale « Eau, Qualité et Usage l'Eau »

Formation Doctorale : Climat et Impact Climatique

THÈSE DE DOCTORAT UNIQUE

Discipline : Sciences du Climat et de l'Environnement

Présentée par Souleymane SY

Impact du changement d'occupation des sols passé et à venir sur la dynamique de la circulation de la mousson ouest africaine.

Soutenue publiquement le 20/07/2016 devant le jury composé de :

M ^{me} . Laurence Picon	Professeur d'Université Paris 6	Présidente
M ^{me} . Catherine Mering	Professeur d'Université Paris 7	Rapporteur
M. Luc Descroix	Directeur de Recherche IRD-PALOC	Rapporteur
M. Alioune Kane	Professeur d'Université FLSH/UCAD	Examineur
M. Saidou M. Sall	Maître de Conférence ESP/UCAD	Examineur
M ^{me} . Nathalie de Noblet	Directrice de Recherche LSCE-CEA	Encadrante
M. Benjamin Sultan	Directeur de Recherche IRD-LOCEAN	Co-directeur
M. Amadou T. GAYE	Professeur d'Université ESP/UCAD	Co-directeur
M. Ousmane Ndiaye	Chargé de Recherche ANACIM	Invité
M. Yohann Fare	Responsable Expertise KINOME	Invité

Résumé

Cette thèse vise à identifier et évaluer les impacts biogéophysiques des changements d'occupation des sols depuis les 150 dernières années jusqu'à la fin du XXI^e siècle sur le climat en Afrique de l'Ouest à partir des modèles LUCID et des scénarios CMIP5 utilisés dans le contexte LUCID-CMIP5. Les analyses menées dans cette thèse se sont d'abord basées dans le Sahel et dans le Golfe de Guinée où les changements passés de la couverture terrestre sont supérieurs à 5%. Les simulations LUCID ont été d'abord évaluées dans cette thèse en comparant les précipitations et la température de l'air simulées par les modèles aux données d'observation. Les analyses ont montré que la moyenne et la variabilité inter-annuelle observées des précipitations et de la température sont respectivement sous-estimées et surestimées par la plupart des modèles de climat LUCID même si la température semble mieux simulée que les précipitations. Dans cette étude, les deux simulations actuelles forcées respectivement par une distribution actuelle et pré-industrielle de la couverture terrestre ont été comparées. Les résultats montrent qu'il n'y a pas de différence évidente entre ces deux simulations par rapport aux valeurs moyennes climatiques des précipitations et de la température dans les modèles comme si les changements de la couverture terrestre n'ont pas vraiment d'importance sur la représentation de ces variables. Dans le Golfe de Guinée, les analyses montrent que l'expansion des surfaces cultivées et des pâturages s'est effectuée au détriment d'une déforestation entraînant une diminution du LAI, une augmentation d'albédo et une diminution de la rugosité de surface. Les analyses montrent que les impacts historiques des changements d'occupation des sols sur le climat dans ces régions restent très petits par rapport aux changements induits par l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Le LAI simulé par les modèles de surface LUCID et leur relation avec le climat en Afrique de l'Ouest ont été évalués, les résultats montrent que les précipitations sont fortement et positivement corrélées à la densité de feuillage avec des valeurs supérieures ou égales à 0.8 dans les deux régions. La plupart des modèles de climat montrent que la corrélation entre le LAI et la température de l'air est positive dans le Sahel et négative dans le Golfe de Guinée et suggèrent que plus de LAI dans le golfe de Guinée conduit plus d'évapotranspiration et donc une surface plus froide, alors que dans le Sahel l'effet d'albédo de l'augmentation du LAI peut dominer et augmenter la température de surface.

Dans un second temps, l'impact biophysique des changements futurs de la couverture terrestre sur le climat de surface du XXI^e siècle a été évalué à l'aide des simulations spécifiques similaires aux scénarios RCP8.5 mais avec une végétation fixe en 2006. Les analyses révèlent qu'à l'échelle régionale, les impacts biophysiques des changements d'occupation des sols dans les scénarios ont été globalement faibles mais statistiquement significatifs au Sahel et en Afrique centrale où la déforestation est prescrite dans le futur et supérieure

à 10%, mais avec une large dispersion sur la réponse du climat résultant aux différentes paramétrisations de la surface terrestre dans les modèles de climat.

Mots clés : Occupation des sols, Changement de la Couverture terrestre, Modèle de Surface, Modèle de Climat, Afrique de l'Ouest, LUCID, LUCID-CMIP5

Abstract

By climate models developed in the LUCID project and CMIP5 models used in the LUCID-CMIP5 projet, this thesis aims to identify and evaluate biogeophysical impacts of LULCC of the past 150 years and the end of XXIst century on surface climate in West Africa. Focusing analysis in two contrasted regions of West Africa : Sahel and Guinea where land cover change is above 5% since pre-industrial times, results reveal expansion of crops and pasture and deforestation in Guinea in all LUCID models. In this work, simulations of present-day rainfall and surface air temperature have been compared with observed datasets. Results show that the observed mean and inter-annual variability of rainfall are respectively underestimated and overestimated by most of the seven climate models. Overall surface air temperature is better simulated than precipitation. Two simulations of rainfall and surface air temperature, forced respectively with present-day and pre-industrial land cover distribution are also compared. Results show that there is no obvious/visible difference between the two simulations with respect to mean climatic values of both rainfall and temperature as if the changes in land cover did not really matter for the good representation of those variables. Finally, this thesis evaluates leaf area index (LAI) in the LUCID models and its relationships with surface climate. Observations reveal that precipitation is highly and positively correlated to foliage density with values larger or equal to 0.8 in both the Sahel and Guinea. Five out of seven models show positive correlations, but not as large as in the observations. However none of the models is able to capture a larger correlation between precipitation and LAI in Guinea than in the Sahel. Most of climate models show that correlation between LAI and surface air temperature is positive in the Sahel and negative in Guinea. It suggests that more LAI in Guinea will lead to more evapotranspiration and therefore cooler surface, while in the Sahel the albedo effect of increased LAI may dominate and increase surface temperature. Finally, analysis reveals that historical effects of land-use changes are not regionally significant among the seven climate models due to a small land-cover change prescribed in these regions compared to the changes induced by large scale forcing such as sea surface temperatures changes and CO₂ concentration increase.

Furthermore, biogeophysical impact of land-use change in the XXIst Century climate were evaluated using specific simulations similar to RCP8.5 scenarios but with a prescribed fixed land cover map on 2006. The analysis reveals, that in contrast of last 150 years, deforestation continues in the coming years in tropical region in scenarios resulting from the extension of the cultivated area reaching 15 million km² in 2100 over tropical Africa. Regionally, the biogeophysical impacts of projected changes in land cover in RCP8.5 scenarios were generally small but statistically significant in the Sahel and Central Africa regions where deforestation is more than 10% with a wide dispersion of climate response

due to different parameterizations of land surface in climate models.

Keys Words : Land-Use Change, Land-Cover Change, LSM, LULLC, West Africa, LUCID, LUCID-CMIP5

Remerciements

Cette thèse symbolise l’aboutissement d’une aventure scientifique et humaine qui n’aurait été possible sans la contribution de nombreuses personnes. Je voudrais tout naturellement les remercier, en commençant par ceux qui sont à l’origine de cette aventure. Tout d’abord, mes chaleureux remerciements à **Nathalie de Noblet Ducoudré**, celle qui m’a initié et a réussi à me communiquer sa passion (Végétation-Climat) alors que j’étais en Master 2 et m’a ensuite guidé, encouragé et conseillé durant toute cet aventure. Je ne fini guère de le remercier de m’avoir former dans ce domaine. Un grand Merci !

Cette thèse doit beaucoup à mes directeurs de thèse sans qui cette thèse n’aurait pas eu lieu, je veux nommer **Benjamin Sultan** et le Professeur **Amadou Thierno GAYE**, je vous remercie de m’avoir accueilli, guidé, encouragé, et d’avoir suivi mes travaux de recherches durant toute cet aventure. Je souhaite également les remercier chaleureusement pour leur disponibilité, leurs nombreux conseils, les efforts qu’ils ont fournis pour me mettre dans de bonne condition et de m’avoir fait confiance sur ce sujet et surtout d’avoir pu réaliser cette thèse. Un grand Merci à vous deux !

Je tiens ensuite à remercier les personnes qui ont accepté d’évaluer et de critiquer ce travail de thèse. Tout d’abord les deux rapporteurs que sont **Luc Descroix** et **Catherine Mering** pour leur apport très positif sur le document de thèse. Je remercie également le Professeur **Laurence Picon**, **Ousmane Ndiaye**, **Saidou Moustapha Sall** notre **directeur de Labo** et **Yohann Fare** qui ont accepté de faire parti de mon jury de thèse. Ce fut un honneur pour moi de vous compter comme membre de mon jury.

Mes chaleureux remerciements vont également à tous les collaborateurs **Yohann Fare**, **Damien Khun** et **Nicolas Métro** du KINOMÉ (l’œil de l’arbre) et tous les financeurs de cette thèse que sont le PDI-MSC (UPMC/IRD), L’Ambassade de France au Sénégal (SCAC), PPR/SREC, KINOME, LMI-ECLAIR, ESCAPE et la CNRS. Un grand Merci à vous !

Je remercie tous ceux sans qui, cette thèse ne serait pas ce qu’elle est, aussi bien par les discussions que j’ai la chance d’avoir avec eux, leurs suggestions, leurs contributions ou critiques. Je pense ici en particulier à Mr Abdoulaye Deme (UGB Sénégal), Juan Pablo Boisier (Chili), Benjamin Quesada (MPI), Aaron Boune (Météo-France), Laurent Kergoat (GET-Toulouse), Moïse Famien (LAMEPA), Pierre Brender (LSCE).

Je tiens fermement à mentionner le plaisir que j’ai eu à étudier dans les deux laboratoires LPAO-SF (UCAD) et LOCEAN/IPSL (UPMC). Je tiens également à associer

à cette œuvre tous mes collègues de promotion (Siny Ndoye, Amadou Aliou Diallo, Alix Akwada) et tous mes collègues de la famille du LPAO-SF que j'ai eu le plaisir de côtoyer pendant cette période de formation et avec qui, j'ai passé des moments inoubliables, je veux nommer tous LPAOSFiens, LPAOSFiennes et tous les chercheurs du LOCEAN en particulier Serge Janicot, Alban Lazar, pour leur esprit de groupe, leur solidarité, leur amitié et leur soutien.

Les derniers remerciements iront à ma famille entière, qui constitue l'initiatrice et les sources de motivations et d'espoirs. En sus des remerciements que je vous formule, daignez accepter que je vous dédicace ce travail pour tout ce que cela représente pour vous et pour moi. Je ne décevrai guère l'espoir que vous portez en moi. A ma mère sans toi je ne serais certainement pas arrivé aussi loin.

Mes chaleureux remerciements également à ma femme celle qui est toujours restée à mes côtés pour me pousser à aller de l'avant avec ses encouragements et ses prières. J'espère qu'elle me pardonnera d'avoir être loin d'elle quand elle aurait besoin de moi et pour les nuits que j'étais obligées de passer aux laboratoires juste pour terminer un travail.

Bref, je pense fortement à tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin à parvenir au bout de ce travail.

Un grand MERCI !

Symboles et Acronymes

	Symboles		Acronymes
α	albédo de Surface	CRU	Climatic Research Unit
E	Evaporation	CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
ES	Sahel Est	MCG	Modèle de Circulation Générale
ET	Evapotranspiration	GLASS	Global Land Atmosphere System Study
G	Ground heat flux	LCC	Land Cover Change
QH	flux de chaleur sensible	LSM	Land Surface Model
L	Chaleur latente de vaporisation	LUCID	Land-Use and climate, IDentification of robust impacts (project)
QLE	flux de chaleur latent	LULCC	Land Use induced Land Cover Change
LD	Downward longwave radiation	LAI	Leaf Area Index
LU	Upward longwave radiation at the surface	GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
P	Précipitation	IGBP	International Geosphere-Biosphere Programme
QA	Available energy at the surface (SN + LD)	MODIS	Moderate resolution imaging spectroradiometer
QT	Total turbulent energy flux	PFT	Plant Functional Type
RN	Net radiation at the surface	SIC	Sea-Ice Concentration
SD	Downward shortwave radiation at the surface	SST	Sea-Surface Temperature
SN	Net shortwave radiation at the surface	SEB	Surface Energy Budget
SU	Upward shortwave radiation at the surface	RCP	Representative Concentration Pathways
T2m	Température à 2 mètre	SST	Sea Surface Temperature
TS	Température de surface	ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropicale
Z0	Rugosité de surface	WAM	West African Monsoon
WS	Sahel Ouest		



Table des matières

1	Introduction Générale	1
1.1	Introduction du chapitre	2
1.2	Contexte socio-économique et environnemental	3
1.3	Rôle de la végétation dans le système climatique Ouest Africain	4
1.3.1	La Mousson Ouest Africaine (MOA)	4
1.3.2	Rôle des surfaces continentales dans le système de MOA	5
1.3.3	Représentation et prise en compte des surfaces continentales dans les modèles de climat	6
1.4	Changements anthropiques d'occupation des sols	11
1.4.1	Historique des changements d'occupation des sols	11
1.5	Impact des changements d'occupation des sols	13
1.5.1	Approche biogéophysique	13
1.5.2	Approche biogéochimique	15
1.6	Objectifs et positionnement de la thèse	16
2	Matériels et Méthodes	19
2.1	Introduction	20
2.2	Données utilisées et simulations réalisées dans le Projet LUCID	20
2.2.1	Données utilisées	20
2.2.2	Les simulations LUCID	23
2.3	Méthodologie générale	32
2.3.1	Évaluation des effets respectifs des changements d'occupation des sols et des changements de gaz à effet de serre	32
2.3.2	Bilan radiatif et le bilan d'eau à la surface de la terre	33
2.3.3	Analyse statistique	34

3	Intercomparaison et validation des simulations actuelles du projet LUCID en Afrique de l’Ouest	35
3.1	Introduction	36
3.2	Les forçages actuels de la couverture terrestre sont-ils réalistes dans ces régions?	36
3.2.1	Données reconstruites de cultures et de pâturages	36
3.2.2	Biais associés aux données reconstruites de cultures et de pâturages	39
3.3	Biais simulés par les sept modèles de surface LUCID	42
3.3.1	Biais simulés par les modèles LUCID dans la représentation des surfaces cultivées et prairiales	43
3.3.2	Évaluation des caractéristiques de la surface terrestre	46
3.4	Évaluation des modèles de climat LUCID	51
3.4.1	Performance des modèles de climat LUCID	51
3.4.2	Est ce qu’une distribution réaliste de la couverture terrestre pourrait améliorer la performance des modèles de climat dans ces régions? .	54
3.5	Conclusion du chapitre	55
4	Impact biogéophysique des changements d’occupation des sols passé et présent sur le climat de surface en Afrique de l’Ouest : Résultats du projet d’intercomparaison LUCID	57
4.1	Introduction	59
4.2	Résumé étendu de l’article	59
4.3	Article : Role of historical anthropogenically induced land-cover change on the surface climate of West Africa : Results from the LUCID intercomparison project	64
4.4	Introduction	66
4.5	Data and Methods	68
4.5.1	LUCID simulations	68
4.5.2	Observation-based data sets	68
4.5.3	Changes in land cover fraction between 1870 and 1992	70
4.5.4	Separating the respective impacts of Land-Cover and Greenhouse Gas changes	73
4.6	Evaluation of surface climate, and of how it is affected by land cover change	74
4.6.1	Are precipitation and surface air temperature well simulated? . . .	74
4.6.2	Is appropriate land cover prescription improving those quantities? .	80
4.7	Evaluation of land surface characteristics	80
4.7.1	Evaluation of present-day Leaf Area Index in Land Surface Models	81
4.7.2	From leaf area index to changes in Surface albedo	82

4.7.3	From leaf area index to changes in surface roughness	84
4.8	Discussion	86
4.8.1	On the importance of leaf area index	86
4.8.2	the respective roles of historical land cover changes and atmospheric CO2	87
4.9	Conclusion	90
4.10	Annexes A	92
5	Impact biophysique des changements futurs d'occupation des sols sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest dans les projections LUCID- CMIP5 du XXIe siècle	97
5.1	Introduction	98
5.2	Simulations LUCID-CMIP5	100
5.2.1	Modèles et Scénarios réalisés dans LUCID-CMIP5	100
5.2.2	Scénarios harmonisés de changement de la couverture terrestre . . .	103
5.3	Changements de la couverture terrestre depuis le début du XIXe jusqu'à la fin du XXIe siècle	109
5.3.1	Changements projetés de la couverture terrestre depuis le XIXe jus- qu'à la fin du XXIe siècle en Afrique de l'Ouest	109
5.3.2	Méthodologie	113
5.4	Impact biogéophysique des changements projetés de la couverture terrestre en Afrique de l'Ouest	116
5.4.1	Changements simulés de la température	116
5.4.2	Changements du partitionnement du flux d'énergie à la surface . . .	119
5.4.3	Changements du cycle hydrologique de surface	125
5.5	Conclusion	129
6	Conclusion Générale et Perspectives	131
6.1	Conclusion générale	132
6.1.1	Synthèse générale des résultats	132
6.2	Limites et Perspectives	136
	Annexes	139
	Liste des figures	147
	Liste des tableaux	155
	Références	159

Chapitre 1

Introduction Générale

Sommaire

1.1	Introduction du chapitre	2
1.2	Contexte socio-économique et environnemental	3
1.3	Rôle de la végétation dans le système climatique Ouest Africain	4
1.3.1	La Mousson Ouest Africaine (MOA)	4
1.3.2	Rôle des surfaces continentales dans le système de MOA	5
1.3.3	Représentation et prise en compte des surfaces continentales dans les modèles de climat	6
1.4	Changements anthropiques d'occupation des sols	11
1.4.1	Historique des changements d'occupation des sols	11
1.5	Impact des changements d'occupation des sols	13
1.5.1	Approche biogéophysique	13
1.5.2	Approche biogéochimique	15
1.6	Objectifs et positionnement de la thèse	16

1.1 Introduction du chapitre

Une grande partie de la surface de la Terre a été modifiée pour le développement urbain et industriel au détriment de l'agriculture et les pâturages. Près de 35% de la surface de la terre (près de 55 millions de km^2) ont été directement convertis en systèmes anthropiques par l'homme (Ramankutty et Foley, 1999). L'utilisation des terres et les changements de la couverture terrestre constituent aujourd'hui une préoccupation croissante pour les scientifiques ainsi que la population humaine dépassant 6,5 milliards de personnes au début du XXIe siècle (Foley, 2005). Le changement de l'occupation des sols et la modification des propriétés biophysiques de la surface qui en résultent ont une influence importante sur le climat à l'échelle mondiale qu'à l'échelle régionale. Plusieurs facteurs naturels et/ou d'origine anthropique contribuent à l'occupation des sols et l'utilisation des terres à l'échelle mondiale. L'intensité de ces changements diffère à travers le globe en fonction du climat, des systèmes de production en vigueur, de l'efficacité des politiques de conservation et de gestion des écosystèmes, de la qualité du cadre juridique et institutionnel des régions. Ces changements d'occupation des sols et d'utilisation des terres, visibles à l'échelle locale, ont des conséquences directes sur la biodiversité animale et végétale et sur les propriétés physiques de la surface de la terre. Cette tendance se poursuit actuellement et au cours des 50 prochaines années, les surfaces cultivées pourraient s'accroître de 20% (Tilman *et al.*, 2001). L'agriculture pluviale occupe 80% des surfaces cultivées et produit 60% de la nourriture mondiale, tandis que l'agriculture irriguée occupe 20% des surfaces cultivées et produit 40% de la nourriture mondiale (Rockström et Falkenmark, 2000; Séguis *et al.*, 2011). La déforestation à l'échelle du continent africain est aujourd'hui moins bien documentée que celle des autres continents (Pielke *et al.*, 2011). La nécessité de répondre aux besoins alimentaires de la population en forte croissance démographique (3% depuis les années 1990) est le principal facteur explicatif de l'expansion rapide des surfaces cultivées (Ringrose et Matheson, 1992). L'expansion des surfaces cultivées (liée à une forte croissance de la population), l'exploitation forestière, le surpâturage et la sécheresse ont provoqué une forte déforestation, la superficie boisée passant de 735 millions d'hectares de forêt en 1961 à 681 millions d'hectares en 2005, soit une perte de 54 millions d'hectares en quatre décennies et demi (Pielke *et al.*, 2011). Les importants changements d'occupation des sols, liés en particulier à la diminution des forêts et des savanes naturelles au profit des mises en culture et en pâturages, ont été observés à l'échelle globale durant les dernières décennies (Scanlon *et al.*, 2007; Warburton *et al.*, 2012). En effet, les impacts à l'échelle globale des changements historiques d'occupation des sols et usage des terres sur le forçage radiatif estimé à partir du changement d'albédo de la surface terrestre de l'ordre de $-0,2 \pm 0,2 W m^{-2}$ (IPCC 2007) est faible par rapport aux forçages radiatifs esti-

més à partir du changement du taux de gaz à effet de serre de l'ordre de $1.66 \pm 0.17 W m^{-2}$ (Forster *et al.*, 2007). Cela ne signifie pas que les changements historiques de la couverture terrestre n'ont pas d'impact sur le climat à l'échelle globale (Pielke *et al.*, 2002; Davin *et al.*, 2007).

Cette thèse examine les impacts biogéophysiques des changements de la couverture terrestre depuis l'époque pré-industrielle jusqu'à la fin du XXI^e siècle sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest en utilisant les simulations réalisées dans le projet d'intercomparaison **Land Use and Climate, IDentification of robust Impacts** (LUCID) (Pitman *et al.*, 2009; de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012; Boisier *et al.*, 2012) et les simulations effectuées dans le cadre du projet d'intercomparaison (LUCID-CMIP5) (Brovkin *et al.*, 2013).

Ce chapitre introductif présente un contexte général sur les interactions surface-atmosphère, ainsi qu'un état de l'art des recherches antérieures sur les impacts historiques et potentiels des changements de la couverture terrestre sur le climat de surface. Par conséquent, une grande partie des résultats décrits dans cette thèse impliqueront les simulations climatiques avec un accent particulier mis sur les rôles historiques et à venir des changements d'occupation des sols sur le climat en Afrique de l'Ouest.

1.2 Contexte socio-économique et environnemental

L'Afrique de l'Ouest, est la région au monde qui a connu la plus importante variabilité décennale des pluies durant la seconde moitié du XX^e siècle. Comme dans toutes les zones semi-arides, la variabilité des pluies est forte, tant sur le plan temporel d'une année à l'autre et au cours des saisons, que sur le plan spatial (Sivakumar, 1992; Hulme, 1992; Nicholson, 1994, 2000; Jenkins *et al.*, 2002).

L'analyse des séries annuelles de pluies a révélé une forte variabilité inter-annuelle mais surtout l'existence d'une longue période où l'intensité de la pluie a décliné d'année en année avant d'augmenter de nouveau plus récemment (Lebel et Ali, 2009). Cette longue sécheresse s'est installée sur toute la bande sahélienne entre la fin des années 60 et la première moitié des années 80.

L'agriculture, assurant 30 à 50% du PIB de la plupart des pays d'Afrique de l'Ouest, représente la plus grande source de revenus et de moyens d'existence pour 70 à 80% de la population, ainsi que d'approvisionnement alimentaire et de recettes d'exportation issues des cultures. L'essentiel des terres n'étant pas irriguée, elle est directement tributaire de la qualité de la saison des pluies et cela rend les populations africaines très vulnérables

aux variations et au changement du climat (McCarthy, 2001).

La sécheresse a eu de graves conséquences sur les productivités agricoles et des impacts socio-économiques dévastateurs sur les populations des pays touchées, provoquant des famines meurtrières et déstabilisant profondément l'économie locale, basée essentiellement sur les ressources agricoles. Ces famines au Sahel dans les années 70 et 80, ont suscité de nombreuses études visant à établir les causes d'une telle période de sécheresse, et dans un cadre plus global à identifier les principaux mécanismes de la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest (Nicholson, 2000).

Pour répondre à cette crise, la déforestation d'origine anthropique, un des facteurs majeurs de la dégradation des terres, vise à créer des surfaces destinées à l'agriculture, à mettre en place des zones de pâturages, a installée dans la plupart des pays d'Afrique de l'Ouest dans une situation de sécurité alimentaire. Ces états sont aujourd'hui confrontés à des soucis environnementaux conséquents tels que l'affectation des grands équilibres écologiques, la dégradation des ressources naturelles et des surfaces couvertes, ainsi que la baisse de la production agricole.

1.3 Rôle de la végétation dans le système climatique Ouest Africain

1.3.1 La Mousson Ouest Africaine (MOA)

L'Afrique de l'Ouest a été soulignée comme un point chaud de forte interaction surface-atmosphère (Koster, 2004). Le climat dans cette région est principalement dominé par les flux de mousson. La MOA est un système couplé surface-océan-atmosphère mettant en œuvre des processus agissant à différentes échelles temporelles et spatiales. Elle est entraînée par un contraste thermique terre-mer modulé par l'ampleur du gradient nord-sud associé de la chaleur et de l'humidité dans la basse couche atmosphérique (Eltahir et Gong, 1996). Se produisant uniquement entre avril à octobre, la MAO entraîne une migration de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) et de la pluviosité maximale qui y est associée vers sa localisation la plus septentrionale ($\sim 10^{\circ}\text{N}$) en Août. Les liens entre les processus de la surface terrestre et la mousson ont été démontrés dans de nombreuses études numériques utilisant des modèles globaux de climat (MCG) et des modèles climatiques régionaux (MRC) au cours des dernières décennies. Charney (1975) fut l'un des premiers chercheurs à utiliser un modèle de surface couplé avec l'atmosphère pour démontrer le mécanisme de rétroaction positive entre la diminution du couvert végétal et l'augmentation des conditions de sécheresse dans la région du Sahel. De nombreuses études de modélisation ont depuis lors examiné l'influence des changements d'occupation

de la surface de la terre sur la mousson en termes d'albédo de surface (par exemple, Sud et Fennessy 1982; Laval et Picon, 1986), de répartition spatiale de la végétation (par exemple, (Xue et Shukla, 1996; Xue *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2007)) et de l'humidité du sol (par exemple, (Walker et Rowntree, 1977; Cunnington et Rowntree, 1986; Zeng *et al.*, 1999; Douville *et al.*, 2001; Taylor *et al.*, 2007). Cependant, l'interprétation des résultats de ces études est compliquée par le fait qu'il existe des différences considérables dans l'intensité du couplage surface-atmosphère en Afrique de l'Ouest parmi les différents modèles de climat (Koster *et al.*, 2002). Ces discordances ont été récemment soulignées dans le projet West African Monsoon Modelisation Evaluation (WAMME) qui se fonde sur de tels modèles pour aborder les questions concernant le rôle des interactions océan-terre-aérosol-atmosphère sur le développement de la mousson ouest africaine (Xue *et al.*, 2010).

1.3.2 Rôle des surfaces continentales dans le système de MOA

Pour illustrer le rôle des surfaces continentales dans la MAO, nous partons de l'hypothèse mise en évidence par Charney (1975) et de Charney et al. (1977), montrant la rétroaction négative entre l'albédo de surface et les pluies sur le Sahel. Il suggère qu'une augmentation de l'albédo, par désertification par exemple, entraîne une baisse nette de l'énergie reçue par la colonne atmosphérique par rapport à son environnement. Le gradient horizontal de température résultant induit alors une circulation qui importe de la chaleur par subsidence et compression adiabatique, permettant de maintenir l'équilibre thermique de la colonne. Ils ajoutent que les précipitations sont par conséquent inhibées, la ZCIT migre plus au sud, la surface s'assèche encore plus, et l'albédo continue d'augmenter. Ce type de mécanisme pourrait ainsi expliquer les années de sécheresse depuis 1970, ou en tout cas avoir contribué à amplifier ce signal. L'eau contenue dans le sol est apparue récemment comme un paramètre important dans le système mousson. A partir d'une approche multi-modèles, Koster et al. (2004) montrent, en effet, que l'Afrique de l'Ouest est une des régions où le couplage sol-atmosphère est le plus fort. Les surfaces continentales, via l'humidité du sol, peuvent jouer un rôle de mémoire entre deux années successives. Philippon et Fontaine (2002) trouvent une corrélation positive et significative de 0.61 entre les pluies sur le Sahel, en été, et les pluies sur la région guinéenne, entre septembre et octobre de l'année précédente. Ils notent également qu'une saison humide sur le Sahel est précédée par des sols anormalement humides pendant l'hiver sur le Sahel Est. La mémoire inter-annuelle des sols peut modifier le contenu en énergie statique humide de la couche limite, mais cette mémoire est probablement très faible, étant donné que sur le Sahel, le compteur d'humidité du sol est quasiment remis à zéro à chaque saison sèche. Douville *et al.* (2006) suggèrent que cette relation entre pluies sahéliennes et pluies

guinéennes de l'année précédente pourrait être un artefact de l'influence conjuguée des températures des surfaces des océans (TSM) du Golfe de Guinée et de l'océan Pacifique sur l'Afrique de l'Ouest.

En revanche, la mémoire pourrait s'opérer à une échelle plus lente (supérieure à 10 ans) via le couvert végétal, comme le suggèrent Zeng et al. (1999), avec des effets sur l'albédo qui pourraient supporter les arguments de Charney (1975). A l'aide d'un modèle simplifié couplant l'océan, l'atmosphère et la surface continentale, Zeng et al. (1999) montrent en effet que le forçage océanique, seul, ne permet pas de reproduire la variabilité décennale observée (figure 1.1). Il apparaît donc nécessaire de considérer les effets liés à l'humidité du sol et au couplage avec la végétation. A l'échelle multi-décennale, Wang et Eltahir (2000) montrent qu'une perturbation du couvert végétal, notamment dans la région guinéenne, modifie l'équilibre climatique de la mousson, notamment son intensité et sa position. Kiang et Eltahir (1999) illustrent, à partir d'un modèle idéalisé unidimensionnel de la MAO, que l'évolution de la végétation sur la côte guinéenne possède deux équilibres, forêt et prairie, fortement dépendants de la pénétration des vents chauds et secs du Nord.

1.3.3 Représentation et prise en compte des surfaces continentales dans les modèles de climat

Les changements d'occupation des sols, liés en particulier à la diminution des forêts et des savanes naturelles au profit des mises en culture et en pâturages observés à l'échelle globale peuvent directement ou indirectement modifier le climat. De tels processus doivent donc être représentés dans les modèles atmosphériques utilisés pour simuler le climat et son évolution. La représentation de ces processus dans les modèles de surface est une des sources importantes de la divergence des réponses des modèles de climat au changement de la couverture terrestre.

Depuis l'origine des modèles de climat à aujourd'hui, on distingue trois générations dans l'évolution des modèles représentant les surfaces continentales et leurs interactions avec l'atmosphère (Sellers *et al.*, 1997). Les premiers modèles atmosphériques, à la fin des années 60, utilisaient des représentations très frustes de la surface et ne représentaient pas explicitement la végétation : l'albédo et la rugosité de surface étaient prescrits pour chaque point de la grille de surface, et l'évaporation calculée comme une simple fonction de l'eau du sol, elle-même contenue dans un seul réservoir d'où le qualificatif de « bucket model » pour ce type de modèle (Manabe, 1969; Budyko, 1974).

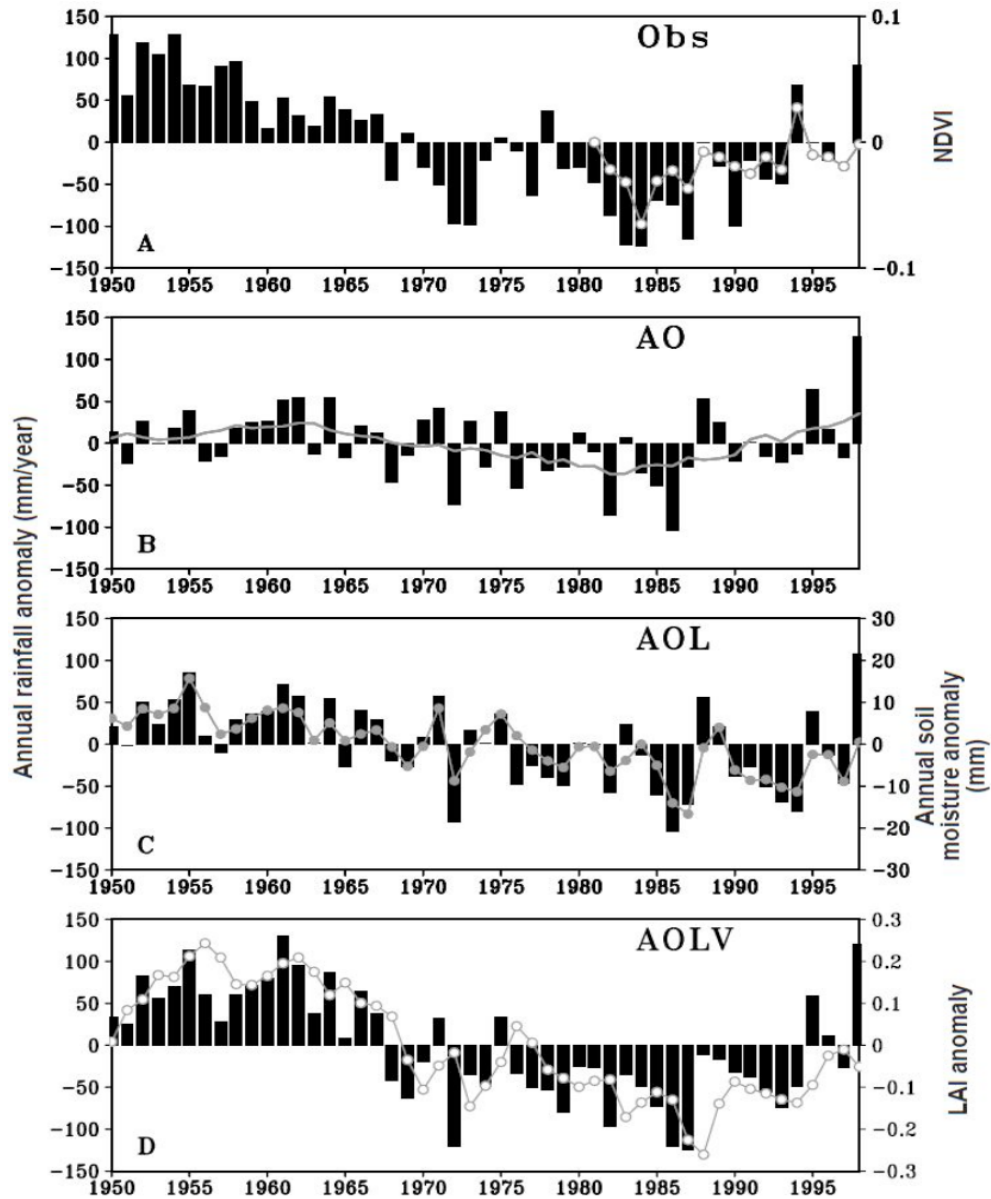


FIGURE 1.1. – Anomalies annuelles de précipitations (barres verticales) sur le Sahel (13°N 20°N, 15 °O -20°E) de 1950 à 1998. (A) Observations compilées par M. Hulme. (B) Modèle avec une hydrologie de surface non-interactive (i.e. humidité du sol fixe) et une végétation non-interactive. Seule l'influence des TSMs est prise en compte (AO). La ligne grisée est un moyenne glissante sur 9 ans des anomalies. (C) Modèle avec une humidité du sol interactive mais toujours sans végétation interactive (AOL). (D) Modèle avec humidité du sol et végétation interactives (AOLV). Les lignes avec les disques/cercles grises représentent (A) les anomalies normalisées d'indice de végétation (NDVI Normalized Difference Vegetation Index), (C) les anomalies d'humidité du sol simulées par le Modèle, et (D) les anomalies de LAI (Leaf Area Index) simulées par le Modèles. Les échelles de ces courbes sont indiquées à droite. Toutes les anomalies sont relatives à la moyenne sur 1950-1998, sauf pour celles du NDVI qui sont relatives à la période 1981-1998. D'après Zeng *et al.* (1999).

Les premières paramétrisations, prenant explicitement en compte le rôle de la végétation, sont apparues à la fin des années 1970 avec une deuxième génération de modèles de surface (modèle BATS, (Dickinson, 1984), modèle SiB, (Sellers *et al.*, 1986), modèle SECHIBA développé à l'IPSL, (Ducoudré *et al.*, 1993)). Ces modèles biophysiques représentent le contrôle qu'exerce la végétation sur l'absorption du rayonnement, la turbulence dans la couche limite et le transfert d'eau vers l'atmosphère. Ce dernier point, en particulier est formalisé par l'intermédiaire d'une conductance stomatique, qui rend compte de l'ouverture des stomates des plantes et donc du contrôle que celles-ci exercent sur l'évapotranspiration. Cette conductance est le plus souvent paramétrée empiriquement en fonction des conditions climatiques notamment la température, l'humidité, le rayonnement (Sellers *et al.*, 1997) ce qui permet donc de rendre compte des interactions entre végétation et climat. Le cycle saisonnier de la végétation est en général prescrit mensuellement pour représenter les variations saisonnières. Une troisième génération de modèle de surface (Bonan, 1995) voit le jour avec une formulation plus mécaniste de la conductance stomatique, visant à rendre compte du couplage entre transpiration foliaire et photosynthèse. En effet, l'ouverture des stomates permet à la fois aux plantes de transpirer, et donc de mettre en mouvement un flux de sève primaire depuis le sol et leurs racines, et au CO_2 de pénétrer dans les tissus foliaires, où a lieu la photosynthèse.

Ces nouveaux modèles de surface incluent donc un calcul de l'assimilation du carbone, basé par exemple sur les travaux de Farquhar *et al.* (1980), permettant de rendre compte de façon mécaniste de l'équilibre entre assimilation de CO_2 et transpiration qui caractérise le fonctionnement des plantes. Des développements supplémentaires permettent alors peu à peu d'aboutir à une modélisation explicite de la végétation dans son ensemble, de son fonctionnement et de son cycle saisonnier : des schémas fonctionnels d'allocation permettent de répartir les assimilats dans les différents compartiments de la biomasse (feuilles, tiges, racines) (e.g. Friedlingstein *et al.*, 1999) et du sol (e.g. Parton *et al.*, 1988), des schémas de phénologie permettent de décrire le cycle de la végétation (apparition, croissance, sénescence) en fonction des conditions climatiques (e.g. Botta, 2000).

Au final, la végétation est ainsi calculée de façon complètement interactive avec le climat : elle répond au climat, et le climat, à travers les interactions surface-atmosphère, est influencé en retour par la végétation. Dans ces modèles de surface, que l'on peut aussi qualifier de modèles de végétation globaux, la diversité de la végétation est en général représentée par des grands Types Fonctionnels de Plante (PFTs, Plant Functional Types) : herbacées, ligneux sempervirents, ligneux caduques, etc... Ces PFTs peuvent en général coexister sur les différents points de grille, la répartition spatiale de ces types de végétation à l'échelle globale étant prescrite dans le modèle à partir des cartes de végétation. Cependant, l'introduction dans ces modèles de végétation de modules biogéographiques permet

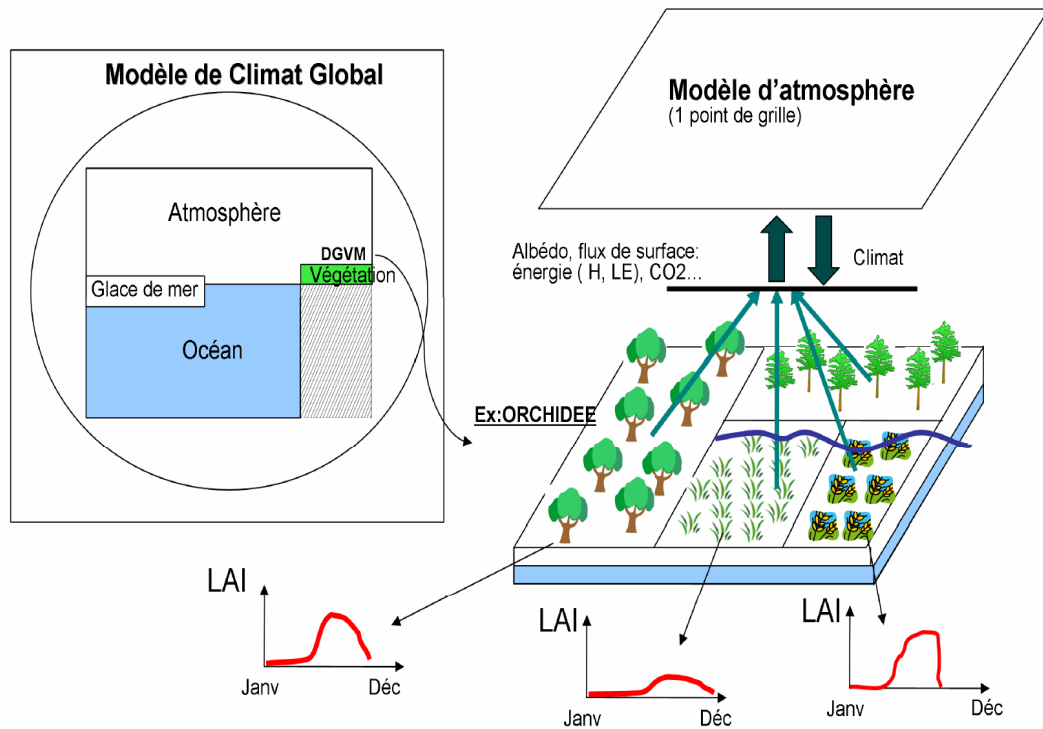


FIGURE 1.2. – Schéma simplifié de la place d'un DGVM comme ORCHIDEE (IPSL) au sein d'un modèle de climat global. Le modèle interagit principalement avec l'atmosphère, mais est aussi relié à l'océan qui reçoit les flux d'eau douce du ruissellement simulé sur les continents. Sur un point de grille d'ORCHIDEE, dont la dimension correspond à celle du point de grille du modèle d'atmosphère, différents types de végétation coexistent (en général prescrits d'après une carte de végétation, mais pouvant aussi être calculés par le modèle selon le climat) : chacun « voit » le même climat, et l'évolution des différents types de végétation (représentés ici par le cycle d'Indice de Surface Foliaire (Leaf Area Index, LAI) est calculée séparément, à l'échelle journalière. Les flux surface/atmosphère (flux de chaleur latente LE, de chaleur sensible H, flux de CO_2), et les variations d'albédo sont calculés pour chaque type de végétation, et agrégés au niveau de la maille pour être renvoyés vers le modèle d'atmosphère. Contrairement à ce que ce schéma pourrait laisser croire, il n'y a pas de distribution géographique explicite des différents types de végétation au sein de la maille, seulement une distribution quantitative. (Berg *et al.*, 2011).

désormais aussi de simuler la dynamique globale des écosystèmes (Foley et al. 1998, Cox et al. 1999, Krinner et al. 2005) : de tels modèles rendent compte explicitement des processus de mortalité et de compétition entre espèces, et donc permettent de calculer la distribution globale de la végétation et son évolution (le déplacement de tel ou tel type de végétation) en réponse aux variations climatiques. On aboutit ainsi à la notion de modèle global de végétation dynamique (Dynamic Global Vegetation Model - DGVM), ou encore de modèle de biosphère. La figure 1.2 par exemple résume de façon très simplifiée la place et le fonctionnement général d'un DGVM dans un modèle de climat global. Ces modèles permettent de simuler de façon couplée, à grande échelle, le système végétation/climat : l'impact du climat sur le fonctionnement de la végétation et sa distribution spatiale, et la rétroaction sur le climat qui découle de ce fonctionnement et de cette distribution à travers les processus biogéophysiques et les processus biogéochimiques.

La rétroaction climatique ne constitue plus nécessairement le seul objectif de tels mo-

dèles : les DGVMs ont un intérêt propre à être utilisés en mode non-couplé, c'est à dire forcés en entrée par des données climatiques, ou des projections issues d'autres GCMs, ne prenant pas en compte, en retour, les flux surface-atmosphère calculés par le DGVM. Ceci permet notamment d'utiliser différentes projections de modèles de climat pour forcer le modèle de végétation, afin par exemple d'étudier les impacts du changement climatique sur la productivité végétale globale, la répartition des écosystèmes ou les stocks de carbone qu'ils contiennent (Cramer et al. 2001, Scholze et al. 2006, Sitch et al. 2008). Au-delà de la modélisation des interactions végétation/atmosphère, ces développements s'inscrivent à l'évidence dans une tendance de la modélisation climatique à évoluer vers une modélisation plus complète du Système Terre (les ESMs, ou « Earth System Models ») : dans cette nouvelle conception, la description du système climatique, en plus des composantes physiques « classiques » du climat que sont l'atmosphère et l'océan, inclut aussi les glaces de mer, la biosphère et la chimie atmosphérique ; la modélisation vise alors à représenter les différentes composantes du système de façon la plus interactive possible, en transformant en variables du système et couplant entre elles des quantités qui en constituaient auparavant des conditions aux limites. La modélisation explicite de la biosphère continentale et de ses échanges de carbone avec l'atmosphère permet ainsi, par exemple, de coupler simulations du climat et simulation du cycle du carbone (Friedlingstein et al. 2006), voire même, pour les plus récents, d'intégrer le cycle de l'azote (Thornton et al. 2007).

Au-delà de cet effet, un certain nombre d'études récentes (de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012) ont montré que la réponse du climat aux différents changements de la couverture terrestre est affectée par la façon dont les modèles de surface sont paramétrés pour représenter le changement de la couverture terrestre, en particulier les différentes stratégies utilisées pour implémenter les données de cultures et des pâturages dans les modèles de surface. Comme il n'y a pas de consensus sur le choix de faire pousser les cultures au détriment des forêts ou des pâturages, il n'y a aucun choix du nombre de types de végétation par point de grille, il n'y a pas de bon choix de mettre en œuvre les changements d'occupation des sols dans un modèle de surface. La majeure partie de ces modèles de surface présente un à trois types fonctionnels de plantes (PFT) pour représenter les cultures, tandis que dans d'autres modèles de surface, les pâturages sont représentés comme des cultures ou de l'herbe naturelle. Par conséquent, les divergences entre les réponses des modèles de climat sont en partie liées à la grande diffusion des flux de chaleur sensible et des flux de chaleur latente dans les modèles de surface. Ce n'est pas seulement le changement des flux de chaleur latente qui importe mais aussi et probablement comment chaque modèle de surface calcule le cycle saisonnier du rapport Bowen.

1.4 Changements anthropiques d'occupation des sols

L'Homme a depuis plus de 10 000 ans une influence directe sur la couverture végétale à la surface de la terre en modifiant les écosystèmes naturels pour les besoins de l'agriculture. La croissance démographique peut être considérée comme la principale force motrice du changement global de la couverture terrestre au fil du temps.

1.4.1 Historique des changements d'occupation des sols

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). Le défrichement des forêts était déjà une pratique d'utilisation des terres commune durant les sociétés agricoles antérieures (Williams, 2000). Depuis le passé profond jusqu'à la période pré-industrielle (XVIIIe siècle), l'occupation des sols a nettement augmenté suivant la croissance de la population (qui a atteint à peu près 1 milliard en 1800).

En 1750, une superficie de 7,9 à 9,2 millions de km² à la surface de la terre (6 à 7% de la surface terrestre mondiale) était en culture ou en pâturages (Figure 1.3), et était principalement localisée à l'ouest de l'Eurasie, en Inde et en Chine (Ramankutty et Foley, 1999; Klein Goldewijk, 2001). Au cours des cent ans qui ont suivi, l'extension des surfaces cultivées et des pâturages s'est intensifiée dans ces zones, et de nouvelles zones agricoles ont émergé en Amérique du Nord.

La période 1850-1950 a connu un taux d'accroissement plus rapide des surfaces cultivées et de pâturages. Au cours des 50 dernières années, plusieurs régions du monde ont vu les surfaces cultivées se stabiliser, et même diminuer. Aux Etats-Unis, les zones de cultures sont passées de l'Est à mi-Ouest, les terres cultivées ont été abandonnées le long de la côte Est au cours du 20 siècle et les forêts de l'Est ont régénéré à la fin du 20 siècle. De même, les terres cultivées ont diminué en Chine et en Europe. Dans l'ensemble, l'expansion mondiale des terres cultivées et des pâturages a été plus lente après 1950 qu'auparavant.

Cependant, la déforestation se produit plus rapidement dans les tropiques notamment vers Amérique latine, en Afrique et en Asie du Sud et a accompagné une expansion des surfaces cultivées lente, mais elle a connu une augmentation exponentielle dans les 50 dernières années. En 1990, les surfaces cultivées et des zones de pâturages ont couvert environ 45,7 à 51,3 millions de km² (représentant 35% à 39% de la surface couverte de la planète), et la couverture forestière a diminué d'environ 11 millions de km² (Ramankutty

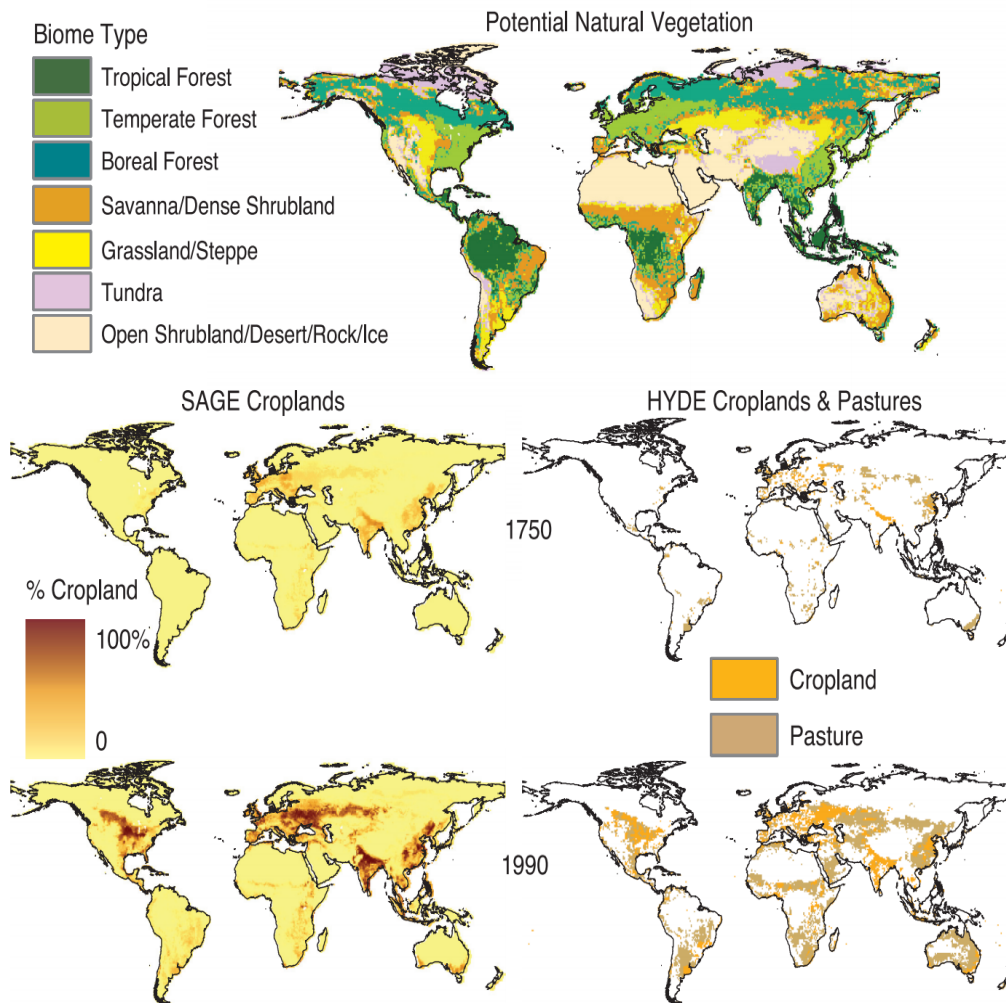


FIGURE 1.3. – Evolution des surfaces occupées par les terres agricoles depuis les années 1700 jusqu'à 1990. En haut : reconstitutions de la végétation naturelle potentielle (Haxeltine et Prentice, 1996). En bas : Reconstitutions de surfaces cultivées et des zones de pâturages pour l'année 1750 et 1990. En bas à gauche : couverture fractionnaire des surfaces cultivées du centre pour le développement durable et l'environnement mondial (Centre for Sustainability and the Global Environment) (SAGE; Ramankutty et Foley, 1999) à une résolution de 0,5°. En bas à droite : reconstitutions de la base de données de "HistorY Database of the Environment" (HYDE; Klein Goldewijk, 2001), avec une classification de la couverture terrestre pour chaque point de grille sur une résolution de 0,5°. (Forster *et al.*, 2007)

et Foley, 199, Klein Goldewijk, 2001). Dans l'ensemble, jusqu'au milieu du XXe siècle la déforestation massive s'est produite dans les régions tempérées (figure 1.3). Cependant, au cours des dernières décennies, l'abandon des terres en Europe occidentale et en Amérique du Nord a conduit à une reforestation tandis que la déforestation massive progresse de nos jours exponentiellement dans les zones tropicales. Et donc durant les années 1990 par rapport aux années 1980, la suppression nette du couvert forestier tropical a ralenti en Amérique, mais a augmenté en Afrique et en Asie.

1.5 Impact des changements d'occupation des sols

Les changements des propriétés de la surface de la terre affectent la basse couche atmosphérique par l'intermédiaire du bilan d'énergie et le bilan de l'eau disponible à la surface de la terre (Verstraete et Dickinson, 1986). Les changements d'albédo, de la rugosité de surface, de l'indice de surface foliaire, de la profondeur des racines et d'autres caractéristiques biophysiques affectent l'équilibre énergétique de la surface à la fois par la variation du rayonnement net et par le partitionnement du rayonnement net en chaleur sensible et chaleur latente (Sellers, 1992; Betts et al., 1996, Pitman, 2003). Ces différents mécanismes, affectant le climat de surface, sont divisés en ceux qui perturbent le cycle biogéochimique (impacts biogéochimiques) et ceux qui affectent le climat grâce à des changements des propriétés physiques de la surface (impacts biogéophysiques).

1.5.1 Approche biogéophysique

1.5.1.1 Impacts radiatifs

Le bilan de rayonnement solaire à la surface de la terre varie considérablement d'une région à l'autre, en partie à cause des différentes propriétés biophysiques des différents types de changement d'occupation des sols. L'impact des changements anthropiques sur les propriétés biophysiques de la surface de la terre peut perturber le climat, à la fois en exerçant sur le bilan radiatif et en modifiant d'autres processus tels que les flux de chaleur sensible et latente et également le transfert de la quantité de mouvement dans l'atmosphère.

En plus de contribuer à l'évolution des concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols, les changements d'occupation des sols induisant un changement de la couverture terrestre peuvent affecter les propriétés physiques de la surface de la terre tel que l'albédo. L'albédo des surfaces agricoles peut être très différent de celui d'un paysage naturel, surtout si celui-ci est composé de forêt. L'albédo de la couverture forestière est généralement inférieur à celui de la surface ouverte parce que la surface foliaire d'une canopée de forêt est plus couverte et en plus des réflexions multiples dans la canopée résultant d'une fraction élevée du rayonnement incident absorbé. Les changements d'albédo de surface induisent un changement du bilan radiatif en perturbant le bilan du rayonnement net incident (Ramaswamy *et al.*, 2001). Ainsi l'effet est particulièrement accentué lorsque la neige est présente, parce que la surface ouverte peut devenir entièrement couverte de neige et par conséquent hautement réfléchissante (Betts, 2000). Le climat est très sensible aux changements d'albédo de surface. En dehors des processus au sein du système clima-

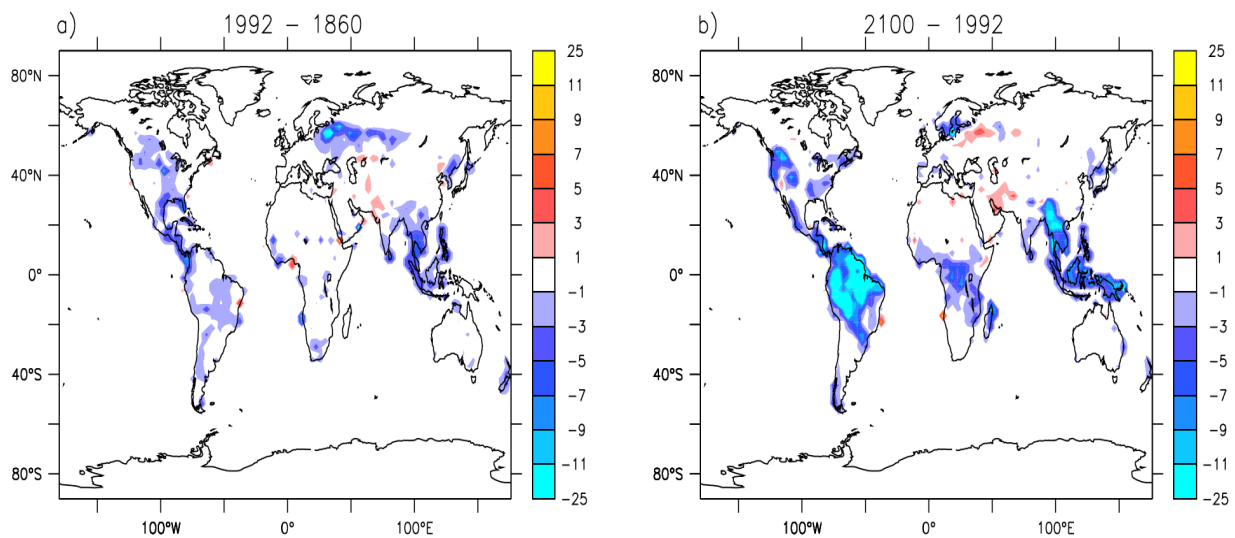


FIGURE 1.4. – Changement en moyenne annuelle du bilan radiatif (W/m^2) induit par le changement anthropique d’occupation des sols basé sur le changement d’albédo de surface et l’évapotranspiration pour l’historique (1992-1860) et pour le futur (2100-1992) (Davin et de Noblet-Ducoudré, 2010)

tique, à l’aide d’un rayonnement solaire incident à la surface estimé à $200 Wm^{-2}$ (moyenne mondiale), une augmentation de l’albédo de surface de 0,01 permettra de réduire l’énergie absorbée à la surface de $2 Wm^{-2}$. Cette différence est assez importante et du même ordre que le forçage radiatif exercé au sommet de la troposphère par le changement de la concentration atmosphérique de gaz à effet de serre depuis la période pré-industrielle (Forster *et al.*, 2007). Des études d’impacts des changements d’occupation des sols sur le bilan radiatif ont montré une diminution à l’échelle globale du bilan radiatif en particulier dans les latitudes Nord avec des valeurs maximales pouvant atteindre $-10 Wm^{-2}$ en Europe de l’Est ; et dans le futur, l’augmentation des activités anthropiques dans les tropiques, principalement en Afrique et en Amazonie, pourrait entraîner une diminution du bilan radiatif pouvant atteindre $-20 Wm^{-2}$ (figure 1.4 ; (Davin et de Noblet-Ducoudré, 2010)).

1.5.1.2 Impacts non-radiatifs

En plus des impacts radiatifs, le changement d’occupation des sols affecte le climat de surface en modifiant le cycle hydrologique de la surface (Charney, 1975; Eagleson, 1978, 1982; Williams *et al.*, 1996) la résistance aérodynamique de la surface sur l’atmosphère et, par conséquent, les échanges turbulents entre la surface et la couche limite atmosphérique. Les anomalies de flux de l’eau à la surface de la terre liées aux changements d’occupation des sols ont déjà été détectées dans plusieurs régions du monde notamment dans les bassins du Yangtze (Yin et Li, 2001; Yang *et al.*, 2002), et du Mékong (Goteti

et Lettenmaier, 2001), dans le bassin de Mississippi (Cherkauer *et al.*, 2000), ainsi que dans plusieurs bassins versants en Afrique (Calder *et al.*, 1995; Hetzel et Gerold, 1998). Récemment, d'importants changements de la couverture terrestre ont été observés dans les tropiques (Aldhous, 1993), et en Amazonie qui détient plus de 40% de toutes les forêts tropicales restantes dans le monde, ils ont fait l'objet de nombreuses études sur l'impact de ces changements sur la dynamique hydrologique (Laurance et Williamson, 2001).

La déforestation en Amazonie a été ainsi abordée dans un certain nombre d'études de modélisation depuis les années 1980 (D'Almeida *et al.*, 2007; Sampaio *et al.*, 2007; Bonan, 2008). La plupart de ces études, ainsi que d'autres simulations qui tiennent compte des changements historiques d'occupation des sols (par exemple, (Bounoua *et al.*, 2002), s'accorde pour dire que le déboisement de l'Amazonie conduit à un climat plus chaud et sec à l'échelle régionale. D'autres études ont montré que la végétation abondante en Amazonie libère de grandes quantités de vapeur d'eau par la transpiration, qui, avec l'évaporation, représente 50 à 60% des précipitations totales dans la région

1.5.2 Approche biogéochimique

La déforestation affecte le cycle global du carbone et par conséquent les concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre (GES), tels que le CO_2 , le CH_4 et le N_2O en réponse aux changements des flux et des traces de gaz échangés entre la surface et l'atmosphère (e.g. Arora et Boer, 2010; Canadell *et al.*, 2007; Houghton, 2003; House *et al.*, 2002; Pongratz *et al.*, 2009; Shevliakova *et al.*, 2009). Ils estiment que la déforestation historique a émis plus de 150 GtC de CO_2 depuis l'époque pré-industrielle, ce qui a contribué à une augmentation de l'ordre de 20 ppm de la concentration de CO_2 atmosphérique (Houghton, 2003; Brovkin *et al.*, 2004). Bala *et al.* (2007) suggèrent que la déforestation à l'échelle planétaire a un effet de refroidissement sur le climat, parce que le réchauffement induit par le carbone émis par la déforestation peut être submergé par le refroidissement associé aux changements d'albédo et d'évapotranspiration. A partir des expériences de déforestation, ils ajoutent que la reforestation dans les régions tropicales serait bénéfique pour atténuer le réchauffement climatique, mais serait contre-productive si elle est appliquée dans les régions hautes latitudes. Par conséquent, plusieurs études de modélisation suggèrent que la déforestation a eu un effet de refroidissement dans les régions boréales et un effet de réchauffement dans les régions tropicales Bala *et al.* (2007); Betts (2000); Claussen *et al.* (2001).

Contrairement aux effets biogéophysiques, les changements du cycle du carbone affectent le climat à l'échelle mondiale en modifiant les propriétés radiatives de l'atmosphère. Des simulations ad-hoc réalisées par Claussen *et al.* (2001) ont montré à la fois les impacts biophysiques et les impacts biogéochimiques des scénarios de déforestation à grande échelle

utilisant un modèle climatique de complexité intermédiaire. Ils montrent que le refroidissement induit par l'albédo de surface dû à la déforestation dans les hautes latitudes atténue le réchauffement induit par les impacts biogéochimiques. Par contre, dans un scénario de défrichement des forêts tropicales, l'effet biogéochimique domine et conduit à un réchauffement net. Cependant, la plupart des études portant sur l'impact historique des changements d'occupation des sols approuvent les réponses climatiques dues aux effets biogéophysiques (refroidissement) et aux effets biogéochimiques (réchauffement).

1.6 Objectifs et positionnement de la thèse

De nombreuses études présentées dans ce chapitre ont montré que les activités humaines pourraient avoir une influence significative au moins à l'échelle régionale sur le climat en modifiant la couverture végétale à la surface de la terre. Le changement anthropique d'occupation des sols évolue aujourd'hui rapidement dans les régions tropicales notamment en Afrique et en Amazonie suite à la forte demande énergétique et alimentaire d'une forte croissance de la population et jouera un rôle majeur dans les années à venir sur le climat.

L'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, les changements de température de surface des océans et l'extension des glaces de mer sont souvent utilisés comme les principaux moteurs du changement climatique par rapport aux changements de la couverture terrestre. Cette hypothèse pourrait conduire à des conclusions erronées quant aux impacts des changements climatiques dans les régions où les changements d'occupation des sols ont été significatifs (de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012). Le changement d'occupation des sols peut avoir le potentiel de masquer un signal du réchauffement régional, avec le risque que les études de détection et d'attribution peuvent manquer un signal clair de l'augmentation des gaz à effet de serre si les impacts des changements d'occupation des sols sont mal représentés.

La majeure partie des études de modélisation sur les impacts des changements de la couverture terrestre présentent des différences significatives sur le signe et l'amplitude des impacts des changements de la couverture terrestre à l'échelle régionale sur le climat. Ces études sont associées à des incertitudes non seulement liées aux différents processus impliqués mais aussi à la manière dont les modèles de surface sont paramétrés pour représenter le changement de la couverture terrestre, les différentes méthodes utilisées pour représenter les surfaces cultivées dans les cartes de couvert végétal (Pitman *et al.*, 2009; de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012; Boisier *et al.*, 2012), mais également à l'intensité du couplage surface-atmosphère qui peut varier d'une région à l'autre (Koster, 2004; Seneviratne

et al., 2006).

L'objectif principal de cette thèse est donc d'identifier et d'évaluer les impacts biogéophysiques des changements passés et à venir de la couverture terrestre résultant des changements anthropiques d'occupation des sols sur le climat en Afrique de l'Ouest.

Les questions suivantes seront particulièrement abordées durant cette thèse :

- Quel est le rôle des changements anthropogéniques d'occupation des sols passés et à venir sur le climat en Afrique de l'Ouest ?
- Est ce que les impacts des changements historiques d'occupation des sols qui ont eu lieu sur le climat en Afrique de l'Ouest ont été importants ?
- Quels sont les impacts locaux des changements historiques d'occupation des sols par rapport à ceux induits par l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre résultant des changements de température de surface des océans ?
- Est ce qu'une meilleure distribution de la couverture terrestre pourrait améliorer la performance des modèles de climat dans ces régions ?
- Comment les impacts futurs des changements projetés de la couverture terrestre se comparent-ils à ceux simulés durant les périodes historiques dans la première phase du projet LUCID et quelles sont les informations complémentaires utiles qui pourraient être tirées des simulations LUCID-CMIP5 dans les régions ouest africaines ?

Pour aborder ces différentes questions, les analyses présentées dans cette thèse se sont portées sur le projet d'intercomparaison LUCID réalisé avec un protocole cohérent pour évaluer et identifier les impacts biogéophysiques des changements historiques d'occupation des sols.

LUCID est une initiative internationale conçue sous l'égide du Programme "International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP), Integrated Land Ecosystem-Atmosphere Processes Study (iLEAPS)" and the Global Energy and Water Cycle Experiment- Global Land Atmosphere System Study (GEWEX-GLASS)). La première série de simulations de ce projet a été réalisée avec sept modèles globaux de climat et sept modèles de surface (GCM/LSMs) afin d'évaluer l'impact des changements d'occupation des sols depuis l'époque pré-industrielle jusqu'à présent.

Cette thèse entre également dans le cadre du projet LUCID-CMIP5 réalisé avec six modèles du projet CMIP5. Dans ce projet les modèles sont conduits jusqu'à la fin du XXIe siècle avec un ensemble de scénarios RCP incluant les changements d'occupation des sols. Pour isoler l'impact des changements d'occupation des sols sur le climat, plusieurs groupes

de modélisation du projet CMIP5 ont effectué des simulations supplémentaires avec ou sans changements anthropiques de la couverture terrestre depuis 2006 jusqu'à la fin du XXI^e siècle (2100).

Avant d'aborder les différentes questions relatives aux impacts passés et à venir du changement de la couverture terrestre sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest, nous abordons dans le chapitre 2 de cette thèse, l'ensemble des données d'observation, les sept modèles de climat et modèles de surface, les différents protocoles utilisés dans la première phase et la deuxième phase du projet LUCID pour évaluer les impacts des changements historiques de la couverture terrestre et la méthodologie générale utilisée.

Nous abordons dans le chapitre 3 une analyse d'intercomparaison et validation des simulations actuelles du projet LUCID en Afrique de l'Ouest. Cette étude permettra à partir des données d'observations d'évaluer les données de forçages d'occupation des sols et d'usage des terres orienté vers les surfaces cultivées et de pâturages. Nous aborderons également la question de savoir si les données de forçages d'occupation des sols utilisées dans ce projet sont réalistes dans ces régions et quels sont les biais associés aux sept modèles de surface en termes d'occupation des sols et en termes de caractéristiques de surface ?

Enfin de ce chapitre, nous examinerons si une répartition réaliste de la couverture terrestre pourrait améliorer la performance des modèles de climat LUCID à simuler correctement le climat actuel dans ces régions

Le chapitre 4 présente les résultats d'analyse du projet d'intercomparaison LUCID sur l'impact des changements historiques de la couverture terrestre sur le climat en Afrique de l'Ouest. Nous verrons ainsi comment les changements de la couverture terrestre affectent le climat de surface via les changements de caractéristique de surface et via les échanges de flux entre la biosphère et l'atmosphère. Et à la fin de ce chapitre, une étude de comparaison des impacts locaux du changement climatique résultant des changements de la couverture terrestre à ceux résultant de l'augmentation de la quantité de gaz à effet de serre dans l'atmosphère depuis les périodes pré industrielle sera abordée.

Le chapitre 5 présentera les analyses faites dans le cadre du projet LUCID-CMIP5 pour aborder les impacts biogéophysiques des changements futurs de la couverture terrestre à partir des scénarios RCP8.5 et les simulations L2A85 utilisant les les mêmes forçages radiatifs de plus de 8.5 Wm^{-2} et une concentration de CO_2 de 936 ppm en 2100 (Riahi *et al.*, 2011).

Chapitre 2

Matériels et Méthodes

Sommaire

2.1	Introduction	20
2.2	Données utilisées et simulations réalisées dans le Projet LUCID	20
2.2.1	Données utilisées	20
2.2.2	Les simulations LUCID	23
2.3	Méthodologie générale	32
2.3.1	Évaluation des effets respectifs des changements d'occupation des sols et des changements de gaz à effet de serre	32
2.3.2	Bilan radiatif et le bilan d'eau à la surface de la terre	33
2.3.3	Analyse statistique	34

2.1 Introduction

Ce chapitre met en place les bases de ce manuscrit. Il présente l'ensemble des données et outils d'analyse utilisés durant cette thèse pour évaluer les simulations réalisées dans le projet LUCID. Il présente les sept modèles globaux de climat (MCG) et les modèles de surface (LSMs) développés dans le Projet LUCID. Il présente également les différentes méthodes utilisées dans LUCID pour mettre en œuvre les données de cultures et de pâturages dans les cartes de végétation des modèles de surface. De même, il présente l'ensemble des modèles CMIP5 utilisés dans le Projet LUCID-CMIP5 ainsi que les simulations réalisées pour étudier les impacts biogéophysiques des changements futurs d'occupation des sols sur le climat en Afrique de l'Ouest (chapitre 5).

Les diverses méthodes utilisées pour évaluer les performances des données de forçages imposées dans les régions ouest africaines et les biais simulés par les sept modèles LUCID dans la représentation actuelle du climat ouest africain sont également décrits. Les méthodes statistiques, simples ou complexes pour extraire les signaux des impacts des changements d'occupation des sols qui nous semblent intéressants et robustes pour mieux comprendre le rôle des changements anthropiques d'occupation des sols seront présentées. Ces aspects seront bien utiles pour aborder les différentes études que nous avons réalisées dans les chapitres 3, 4 et 5, mais aussi pour aborder la synthèse de l'étude bibliographique faite dans le chapitre 1.

2.2 Données utilisées et simulations réalisées dans le Projet LUCID

2.2.1 Données utilisées

L'ensemble des données d'observation utilisées dans cette thèse est résumée dans le tableau 2.1. Les données d'observation MODIS de la couverture terrestre (cultures et de pâturage) et d'albédo de surface ont été utilisées pour évaluer les données de forçages imposées dans les régions ouest africaines et les biais d'albédo de surface simulés par les sept modèles de surface. Les données MODIS de la couverture terrestre sont produites chaque année sur une grille spatiale de basse résolution de 0.05°longitude-latitude et sur une période 2001-2011.

Ces données MODIS "MODIS Land Cover Type product" (MCD12C1) sont calculées en utilisant le même algorithme du produit global de la couverture terrestre produit par MCD12Q1 à 500m de résolution contenant trois systèmes de classification qui décrivent les propriétés de la couverture terrestre résultant d'observations couvrant les données

d'entrée de MODIS d'Aqua Terra. Le régime de la couverture terrestre primaire identifie 17 classes de couverture végétale définies dans le Programme "International Geosphere Biosphere Programme" (IGBP) qui comprend 11 classes naturelles de végétation, 3 classes de surfaces cultivées et mosaïque et 3 classes sans couvert végétal (Friedl *et al.*, 2010). Les données d'ondes courtes à large bande bi réflectance inter hémisphérique d'albédo de surface MODIS (blanc-ciel) (Gao *et al.*, 2005) ont été utilisées à la place de la composante faisceau direct (noir-ciel) car elles constituent une bonne approximation de l'albédo de surface moyenne quotidienne et comparable à celui simulé dans les modèles climatiques. Étant donné que les analyses présentées ici concernent les biais simulés par les modèles de surface LUCID entre l'albédo de différents types d'occupation du sol, il n'y a peu d'impacts sur le choix de l'albédo blanc ou noir-ciel, puisque la différence entre eux dépend principalement de l'angle zénithal solaire (à savoir la latitude et la saison) et non pas du type de végétation.

Pour évaluer la performance des sept modèles de climat LUCID à simuler correctement le climat actuel, des données d'observation climatique ont été utilisées. Les précipitations et la température de l'air simulées par les modèles sont comparées aux données d'observation CRU (Climatic Research Unit) obtenues sur une résolution spatiale de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ et sur une période 1970-1999 <http://www.cru.uea.ac.uk>, (Mitchell *et al.*, 2004). De même, des jeux de données d'observation satellites de LAI produits au sein du projet Geoland2 (<http://www.geoland2.eu>, (Verger *et al.*, 2012)) sur une résolution spatiale de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ et temporelle de 10 jours durant la période de 1981-2000 ont été également utilisés pour évaluer le LAI simulé par les sept modèles de surface.

Tableau 2.1. – L'ensemble de données d'observation et des simulations LUCID utilisées dans ce chapitre*

Sources	Variables	Périodes	Descriptions et Références
CRU	P,T	1970-1999	CRU (Climatic Research Unit) données d'observation obtenues sur une résolution spatiale de 0,5°x 0,5°et sur une grille mensuelle (http://www.cru.uea.ac.uk , (Mitchell <i>et al.</i> , 2004)
GEOLAND2	LAI	1982-2000	Données satellites produites par projet Geoland2 (http://www.geoland2.eu) sur une résolution spatiale de 0.05°x 0.05°et temporelle de 10 jours, (Verger <i>et al.</i> , 2012)
MODIS	LC, α	2001	Distribution de la couverture terrestre basée sur la classification du Programme (IGBP) (Friedl <i>et al.</i> , 2010). L'albédo de surface d'ondes courtes à large bande bi réflectance interhémisphérique (blanc-ciel) (Gao <i>et al.</i> , 2005)
7 GCM/LSMs LUCID	LC (1999),P,T, LAI, α	1970-1999	Expériences LUCID : 2 types de simulations actuelles ont été réalisés utilisant deux cartes de couverture terrestre (1870 et 1992 respectivement). Dans les deux simulations utilisées, cinq ensembles de simulations ont été effectuées utilisant un SST/SIC de 1970 à 1999 et une concentration atmosphérique en CO2 fixé à 370 ppm.(Pitman <i>et al.</i> , 2009; de Noblet-Ducoudré <i>et al.</i> , 2012)

*Les 7 CGM/LSMs LUCID et Expériences réalisées dans le projet LUCID sont décrits en détails dans la sous-section suivante

2.2.2 Les simulations LUCID

2.2.2.1 Projet d'intercomparaison LUCID

Le projet **Land Use and Climate, IDentification of robust Impacts** (LUCID) est une initiative internationale connue sous l'égide du Programme International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP) Integrated Land Ecosystem-Atmosphere Processes Study (iLEAPS) et du Global Energy and Water Cycle Experiment Global Land Atmosphere System Study (GEWEX-GLASS). L'objectif de ce projet est d'identifier et quantifier les impacts robustes des changements de la couverture terrestre d'origine anthropique sur le climat de surface. Pour ce faire, la stratégie du projet LUCID comprend l'analyse d'un grand ensemble de simulations climatiques à partir duquel des groupes de modélisateurs ont utilisé différents modèles, différentes paramétrisations des états de surface, différentes cartes de couvert végétal, différentes configurations et différents protocoles expérimentaux. Sept groupes de modélisations du climat ont ainsi participé à la première phase du projet LUCID et ont réalisé une série de simulations visant à évaluer les impacts biophysiques sur le climat induit par les changements d'occupation des sols depuis l'époque pré-industrielle jusqu'à aujourd'hui. Un certain nombre d'études a été effectué à partir de ces ensemble de simulations.

Pitman *et al.* (2009) ont décrit les premiers résultats préliminaires du projet, en mettant un accent particulier sur les réponses climatiques aux changements d'occupation des sols à l'échelle mondiale. Ils ont montré des impacts statistiquement significatifs du changement d'usage des sols sur la température de l'air et sur les flux de chaleur latente dans les régions tempérées où les changements d'occupation des sols ont été imposés. Ils ont également montré que la plupart des modèles simulent un refroidissement dans ces régions mais avec des changements variant considérablement d'un modèle à l'autre. De plus, ils montrent dans ces régions que les réponses du flux chaleur latente sont encore beaucoup plus hétérogènes avec différents signes et différentes amplitudes.

En plus de ces conclusions, les études de de Noblet-Ducoudré *et al.* (2012) ont poursuivi ces analyses identifiant les raisons de la variété des réponses des modèles de climat induites par le changement d'occupation des sols dans la zone Nord de l'Amérique et en Eurasie où des changements d'occupation des sols ont été imposés depuis les périodes pré-industrielles. Ils ont montré que les diverses raisons de ces divergences entre les modèles de climat identifiées par (Pitman *et al.*, 2009) sont liées aux changements des flux de chaleur sensible et latente des modèles de climat. Ils ont ajouté que la modification de ces flux liée à la déforestation confirme que les incertitudes associées aux réponses des flux de chaleur latente sont des facteurs très important des changements d'occupation

des sols dans les latitudes tempérées. Ainsi ce n'est pas seulement le changement des flux de chaleur latente qui importe mais aussi et probablement la manière chaque calcule le cycle saisonnier du rapport Bowen et le type de changements de la surface terrestre. En plus, ils découvrent que le modèle de propagation est assez surprenant étant donné que la plupart des modèles de surface ont subi une validation exhaustive de leurs flux grâce à des études d'évaluation hors ligne. Il y a des limitations à la façon dont les modèles de surface sont généralement évalués et comparés entre eux. Par exemple l'évaluation des modèles de surface a tendance à être limitée mais pas toujours objectif par rapport à une version précédente du modèle et rarement par rapport un indice de référence (Abramowitz, 2005; Abramowitz *et al.*, 2008). De même, les études de de Noblet-Ducoudré *et al.* (2012) soulignent que la quasi-totalité de l'évaluation des modèles de surface est découplée à l'atmosphère (hors ligne) alors que le couplage peut introduire certaines différences dans le comportement des modèles. La quasi-totalité de l'évaluation des modèles de surface a porté sur l'état moyen du cycle diurne ou du cycle saisonnier qui peuvent être capturés, ce qui est nécessaire mais insuffisant.

En plus de ces raisons, ils ont montré par rapport aux études de Pitman *et al.* (2009), que même si la dispersion entre la réponse des modèles de climat aux changements d'occupation des sols est très importante, il y a un certain nombre de fonctionnalités robustes communes à tous les modèles. Par exemple, l'augmentation systématique de l'albédo de surface résultant des changements d'occupation des sols durant toutes les saisons est proportionnelle à la quantité de la déforestation imposée dans les modèles individuels.

Boisier *et al.* (2012) ont par la suite poursuivi ces travaux dans les régions tempérées. Ils ont examiné les mécanismes par lesquels les modèles répondent au changement d'occupation des sols et tentent d'expliquer pourquoi certaines des réponses au changement d'occupation des sols divergent.

2.2.2.2 Modèles et expériences réalisés dans le projet LUCID

Sept modèles de circulation générale ont participé à la première expérience du projet LUCID (Tableau 2.3) et quatre types de simulations ont été conduits pour chaque modèle (Tableau 2.2). Chaque modèle réalise au moins cinq simulations indépendantes pour chaque expérience et pour échantillonner la variabilité interne des modèles. Ces expériences ont été faites pour une période de 30 ans utilisant deux cartes différentes de végétation (représentant l'occupation des sols des années 1870 et 1992). Les forçages climatiques ont été déterminés par deux conditions aux limites imposées aux modèles telles que la variabilité inter-annuelle et saisonnière des températures de surface de la mer et de la concentration des glaces de mer (Rayner *et al.*, 2003) et de la concentration de dioxyde

de carbone atmosphérique CO_2 fixée à 280 ppm pour le pré-industriel et à 375 ppm pour l'actuel.

Pour la répartition de la végétation, on impose dans chaque modèle la même répartition des cultures et des pâturages (figure 2.1), avec une résolution de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Celle-ci a été reconstruite par Ramankutty et Foley (1999) et combinée avec une zone de pâturage de Goldewijk (2001). Les champs sont similaires à ceux qui sont actuellement utilisés pour le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du Climat (GIEC) pour les simulations historiques de la phase 5 du Projet d'Intercomparaison des Modèles Couplés (CMIP5) (Hurt et al., 2011). Cependant, les modèles intègrent les distributions de cultures et de pâturages fournies dans leur propre carte de végétation.

L'ensemble de ces forçages définit les quatre expériences de modélisation réalisées dans le cadre de la première phase du projet LUCID (Tableau 2.2). Les simulations actuelles notées **Present-Day** (PD) réunissent toutes les conditions climatiques actuelles dont la variabilité de la SST et du SIC (SST/SIC) sur la période de 1970-1999 et un taux de CO_2 fixé à 375ppm ainsi qu'une distribution de la végétation actuelle prenant 1992 comme année de référence. Une autre série de simulations a été réalisée en utilisant la même variabilité de la SST/SIC et du même taux de CO_2 , mais avec une carte de végétation que l'on appellera pré-industrielle en prenant 1870 comme année de référence (PD_V). Dans les simulations pré-industrielles notées **Pre-Industrial** (PI), tous les modèles à l'exception du modèle SPEEDY-LPJmL, la variabilité inter-annuelle et saisonnière de la SST/SIC de l'époque pré-industrielle (1870-1999) a été prescrite avec un taux de CO_2 fixé à 280ppm et d'une carte de la végétation de 1870 notée (PI), et celle de 1992 notée (PI_V). Seules les simulations actuelles (PD) et pré-industrielles (PI) réunissant les conditions climatiques actuelles et pré-industrielles respectivement sont réalistes dans ce protocole.

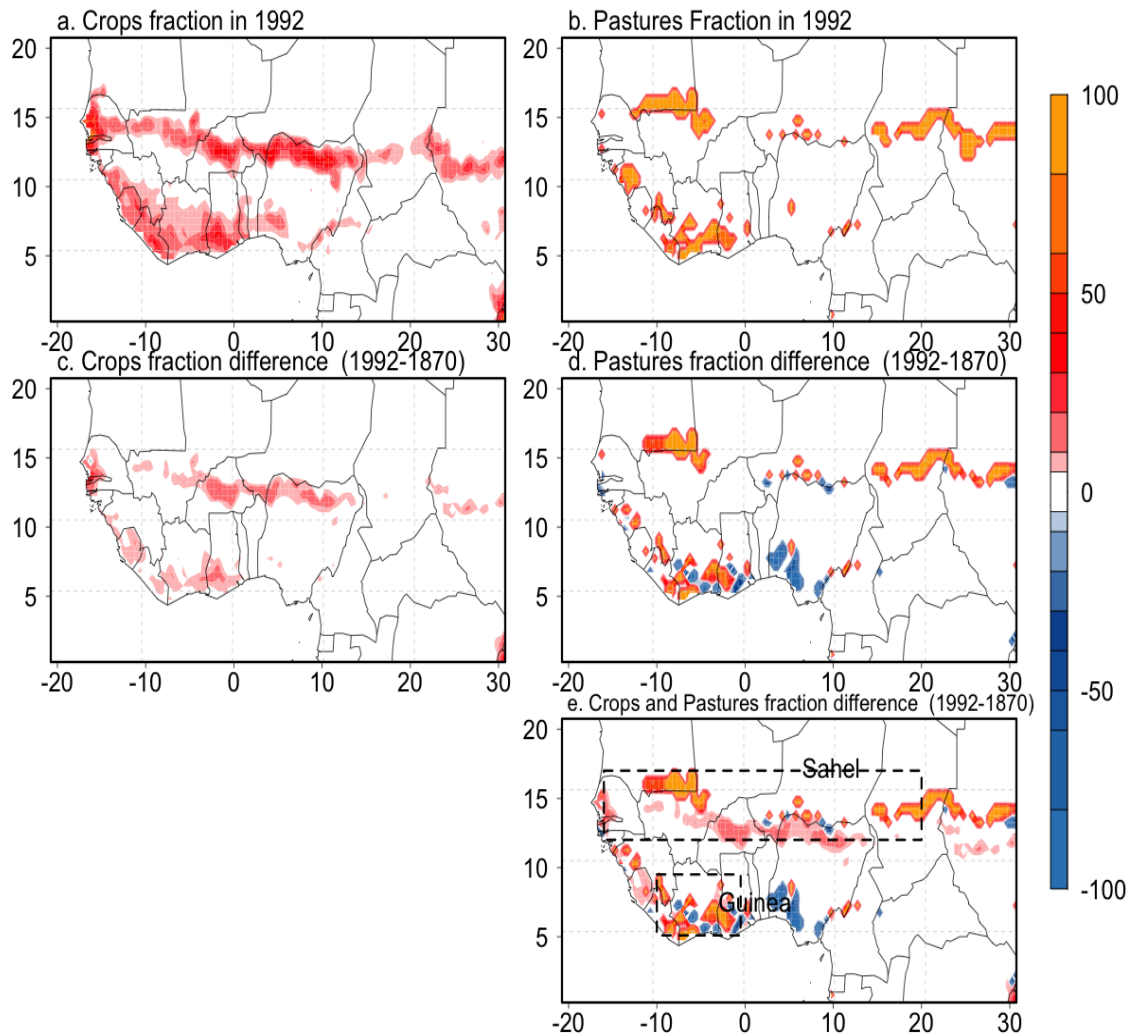


FIGURE 2.1. – Les cartes de surfaces cultivées et des zones de pâturages pour les périodes pré-industrielles (1870) et actuelles (1992). (a) les fractions de cultures en 1992, (b) les fractions de pâturages en 1992 et l’extension des fractions de cultures et de pâturages entre 1992 et 1870 (c,d). Les couleurs rouge et orange représentent l’extension des surfaces cultivées et de pâturages et la couleur bleue montre les zones abandonnées.(e) Les changements combinés de cultures et de pâturages entre 1870 et 1992. Les données de cultures ont été reconstruites par (Ramankutty et Foley, 1999) et combiné avec les fractions de pâturages (Goldewijk, 2001) sur une résolution de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Les contours en pointillés illustrent les zones où l’extension des surfaces cultivées et des pâturages est supérieur à 5%.

Tableau 2.2. – Description détaillée des quatre simulations réalisées au sein du projet d’inter-comparaison LUCID.

Experiences	Description détaillée	SSTs/SIC	CO ₂	Land Cover Year
PD	Simulation actuelle, avec un taux de CO ₂ , une carte de végétation, SSTs et SIC actuel et d’autres gaz à effet de serre ajoutés à la concentration du CO ₂ atmosphérique équivalent ¹ , tandis que les aérosols ont été maintenus à leurs valeurs pré-industrielles	Prescrite 1970-1999	375 (ppm)	1992
PD_V	Simulation actuelle, avec un taux de CO ₂ , SSTs et SIC actuel et d’autres gaz à effet de serre ajoutés à la concentration du CO ₂ atmosphérique équivalent ¹ , tandis que les aérosols ont été maintenus à leurs valeurs pré-industrielles, mais avec une carte de végétation pré-industrielle.	Prescrite 1970-1999	375 (ppm)	1870
PI	Simulation pré-industrielle, avec un taux de CO ₂ , gaz à effet de serre, aérosols, carte de végétation et la SST prescrites à leur valeur pré-industrielle	Prescrite 1870-1899 ²	280 (ppm)	1870
PI_V	Simulation pré-industrielle, avec un taux de CO ₂ , gaz à effet de serre, aérosols et la SST prescrites leur valeur pré-industrielle, mais avec une carte de végétation actuelle	Prescrite 1870-1899 ²	280 (ppm)	1992

La première phase des simulations LUCID a été réalisée avec sept modèles globaux de climat couplés aux sept modèles de surface (Tableau 2.3). Les modèles de surface utilisés dans les simulations LUCID diffèrent de par leurs sources d’informations et de par leurs stratégies d’intégration pour interpréter et caractériser le changement de la couverture terrestre dans chaque point de grille de la maille considérée. Les modèles de surface sont différents également de par leurs manières de représenter le changement de la couverture terrestre et de par leur façon de simuler ces processus. Chacun des modèles de surface définit ainsi un certain nombre de type de plante fonctionnel (PFTs) pour paramétrer et définir le type de végétation spécifique mais avec un nombre différent de PFTs dans leurs

1. Excepté EC-EARTH, le changement du taux de gaz à effet de serre est proportionnel au taux de CO₂

2. SPEEDY/LPJM, une variabilité inter-annuelle et saisonnière de la SST/SIC actuelle est prescrite dans les simulations pré-industrielles *PI* et *PI_V*

points de grille (voir Tableau 2.3). Ces différences dans les paramétrisations auront une incidence sur la façon dont les fractions de cultures et de pâturages sont distribuées au sein du point de grille et sur le caractère définitif de la conversion de la couverture terrestre imposée. Un exemple peut être donné avec le modèle de surface CABLE (Wang *et al.*, 2007; Abramowitz *et al.*, 2008). Ce modèle utilise un PFT unique par point de grille et adopte une règle qui prescrit un taux de couverture végétale pouvant être soit 0 ou 100% dans le pixel concerné. Le modèle considère seulement la végétation dominante dans le pixel. Cependant si la fraction combinée de culture et de pâturage est $> 51\%$ dans une cellule de la grille, alors le pixel considéré est affecté en tant que culture. Et si la cellule est occupée par la culture dans la végétation potentielle mais pas selon les changements accordés par les cartes des cultures et des pâturages, la cellule de la grille est changée à la végétation naturelle la plus proche.

2.2.2.3 Modèles et expériences réalisés dans le projet LUCID-CMIP5

Dans le protocole de CMIP5, un certain nombre de simulations transitoires allant depuis les périodes préindustrielles (1850) jusqu'en 2100 (2300 dans certains cas) incluant des changements de la couverture terrestre au sein d'autres facteurs climatiques anthropiques et naturels ont été réalisés. Par contre, aucune des simulations CMIP5 spécifiques n'a été prévue permettant d'isoler les effets futurs des changements anthropiques d'occupation des sols. Pour répondre à cette question, un ensemble de simulations complémentaires a été conçu dans le cadre du projet LUCID-CMIP5. Deux scénarios RCP ont été considérés parmi les quatre scénarios de changement climatique au cours du XXIe siècle. Le scénario de RCP8.5 produit par le Modèle de Stratégie d'Approvisionnement d'Energie Alternative et de leurs Impacts sur l'Environnement Global ("Model for Energy Supply Strategy Alternatives and their General Environmental Impact") (MESSAGE) (Riahi *et al.*, 2011) correspond à un forçage radiatif de plus de $8.5Wm^2$ et une concentration de CO2 de 936 ppm en 2100. Il représente le 10e percentile de la gamme supérieure des scénarios futurs d'émissions de CO2 (Moss *et al.*, 2010). En revanche, le scénario de RCP2.6 simulé par le Modèle Intégré d'Evaluation de l'Environnement Global ("Integrated Model to Assess the Global Environment")(IMAGE) (van den Hurk *et al.*, 2000) représente les trajectoires de concentration des scénarios d'atténuation des changements climatiques (Moss *et al.*, 2010). Le scénario de RCP2.6 présente un pic de forçage radiatif de $3.1Wm^2$ vers 2050 suivi d'une baisse vers $2.6Wm^2$ et une concentration de CO2 de 420 ppm en 2100. Ces deux scénarios couvrent les deux extrêmes du changement climatique projetés au cours du XXIe siècle.

Chacun de ces scénarios est complété par un ensemble de cartes d'occupation des sols explicites. Différentes raisons expliquent l'augmentation substantielle des surfaces cultivées à la fin du XXIe siècle dans les deux scénarios. Dans le scénario de RCP8.5, l'expansion des surfaces cultivées et des pâturages est entraînée par les besoins alimentaires d'une population croissante, tandis que dans le scénario de RCP2.6 l'atténuation du changement climatique est en partie réalisée par une augmentation des surfaces occupées pour la production de cultures dédiées aux bioénergies. La superficie mondiale totale utilisée pour les pâturages est plus ou moins constante dans RCP2.6 sur le XXIe siècle, comme l'augmentation de la production de produits d'origine animale est atteinte grâce à un changement intensif de l'élevage.

Deux séries de simulations L2A26 et L2A85 ont été réalisées dans le contexte LUCID-CMIP5, avec les modèles de CMIP5 utilisant les mêmes forçages que les scénarios RCP 2.6 et RCP 8.5 mais avec un changement de la couverture terrestre prescrit pour l'année 2006.

Tableau 2.3. – Modèles de climat et modèles de surface utilisés dans la réalisation des simulations LUCID : les détails sur les différentes stratégies utilisées pour implémenter les changements de culture et de pâturage dans les cartes de végétation sont indiqués (Source : Thèse Boisier 2012).

GCM	ARPEGE Salas et al.(2005)	CCAM McGregor et Dix (2008)	CCSM Collins et al.(2006)	EC-Earth www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY31r1/	ECHAM5 Roeckner et al. (2003)	IPSL Marti et al.(2005)	SPEEDY Strèsngers et al (2010)
LSM	ISBA Vol-doire (2006)	CABLE Wang et al. (2007)	CLM Oleson et al.(2008)	TESSEL Van den Hurk et al.(2000)	JSBACH Raddatz et al.(2007)	ORCHIDE Krinner et al (2005)	LPJmL Bondeau et al.(2007)
Resolution	2.8°x 2.8°	2.5°x 2.5°	1.875°x 2.5°	1.8°x 1.8°	3.75°x 3.75°	2.5°x 3.75°	3.75°x 3.75°
Background land-cover	ECOCLIMAP (Masson et al., 2003)	Present day	Potential (Lawrence and Chase, 2010)	AVHRR (Loveland et al.,2000)	Potential (Pongratz et al.,2008)	AVHRR (Loveland et al.,2000)	Potential (computed)
Total PFT number	12	12	15	16	12	12	11
PFTs per grid cell	No tiles. Aggregated parameters from PFTs	1	4	2	6	12	6
Crops representation	3 specifics PFTs (C3, C4 and irrigated)	1 PFT (C3)	1 PFT (C3)	1 PFT	1 PFT	2 PFTs (C3 and C4)	2 PFTs (C3 and C4)
Pastures representation	As natural grass	As crop	As C3/C4 natural grass	As crop	As C3/C4 natural grass	As C3/C4 natural grass	Managed C3/C4 grassland with intensive cutting cycles
Crops integration strategy	Proportional reduction of natural vegetation	Grid-cell filled up with crop if the combined crop and pasture fraction > 50%	Proportional reduction of natural vegetation	Reduction of low vegetation first and of forest secondarily	Reduction of low vegetation first and of forest secondarily	Proportional reduction of natural vegetation	Proportional reduction of natural vegetation
Soil color	From ECO-CLIMAP (satellite)	From ISLSCP2 (Sellers et al., 1996a, 1996b)	MODIS-derived 20 soil color classes (Lawrence and Chase, T.N. 2007)	Vegetation-specific values derived from AVHRR	Derived from MODIS (Rechid, Raddatz, Jacob 2009)	From Wilson and Henderson-Sellers (1985)	One general value (0.3), based on Gallimore et al.(2005)
Water reservoirs	soil reservoir, surface and snowpack	6 soil layers	10 soil layers	4 soil layers, surface and snowpack	soil reservoir, surface, snowpack on soil and canopy	soil reservoir, surface and snowpack	soil reservoir, surface and snowpack
Phenology treatment	Prescribed LAI seasonal cycle	Prescribed LAI seasonal cycle	Prescribed LAI seasonal cycle	Fixed LAI (no seasonal-cycle)	Computed LAI	Computed LAI	Computed LAI
Harvesting	Implicit (from observed LAI imposed)	Implicit (from observed LAI imposed)	Implicit (from observed LAI imposed)	None	Implicit in crop phenology scheme	Implicit (from duration of leaf cycle that is shorter than with natural vegetation)	Computed harvest @ maturity, based on temperature sum concept

Une simulation interactive de la réponse de l'océan à travers les changements de la SST et des glaces de mer est importante en plus de tenir compte des effets des changements de la couverture terrestre. Cela est inhérent aux simulations LUCID-CMIP5. L'inconvénient d'utiliser un océan interactif est qu'il augmente la variabilité du climat simulé et diminue le rapport du signal/bruit dans les expériences de sensibilité en utilisant des forçages comme le changement d'occupation des sols. Pour explorer l'incertitude liée à la variabilité interne du climat, un ensemble de plusieurs membres a été effectué. Le nombre d'expériences analysées dans le projet LUCID-CMIP5 varie d'un modèle à l'autre (voir Tableau 5.2).

2.3 Méthodologie générale

Cette sous-section résume les différentes méthodes utilisées dans cette thèse pour évaluer les données de forçages utilisées dans ce projet, la performance des sept modèles de surface et modèles de climat développés dans LUCID pour simuler le climat actuel dans ces régions. Les données d'observation MODIS de l'année 2001 (Tableau 2.1) ont été utilisées pour évaluer les biais et les incertitudes simulés par les modèles. Nous avons également étudié la performance des modèles de climat dans les conditions où deux cartes de végétation de 1870 et de 1992 sont forcées respectivement dans les simulations actuelles (PD et PDv). Nous avons évalué les erreurs quadratiques moyennes des précipitations et de la température simulées par les modèles de climat par rapport aux observations ainsi que les incertitudes associées à leur variabilité inter-annuelle dans ces régions.

La majeure partie des résultats présentés dans cette thèse a été réalisée dans les zones où l'extension des surfaces cultivées et des fractions de pâturages s'est produite depuis l'époque pré-industrielle. Pour cela une boîte de 15°W - 20°E et de 12°N - 18°N et une boîte de 10°W - 2°E et de 5°N - 10°N dans le Sahel et dans le Golfe de Guinée ont été respectivement choisies. Ces boîtes représentent les régions où les changements de la couverture terrestre entre 1870 et 1992 sont supérieurs à 5% (figure 2.1).

Les sorties des modèles ont été récupérées avec des résolutions spatiales différentes (Tableau 2.3). Afin de réduire les biais liés à la résolution spatiale et afin de permettre une meilleure estimation des impacts dans chaque point de grille des différents modèles, toutes les sorties des modèles et les données d'observation utilisées dans ces travaux ont été interpolées linéairement sur une grille régulière de 2°x 2°.

2.3.1 Évaluation des effets respectifs des changements d'occupation des sols et des changements de gaz à effet de serre

Pour évaluer les impacts des changements de la couverture terrestre résultant des changements d'occupation des sols en Afrique de l'Ouest, nous avons adopté les mêmes méthodologies que Pitman et al 2009, de Noblet-Ducoudré et al 2012, Boisier et al 2012. Les réponses des changements d'occupation des sols sur le climat moyen entre le pré-industriel et l'actuel ont été calculées à partir de la différence des deux expériences PD et PDv où les forçages à grande échelle ont été maintenus constants. Nous avons identifié les effets induits par les changements de la couverture terrestre sur une variable générique V qui sera désignée comme l'impact moyen sur la variable résultant des changements de la couverture terrestre entre 1870 et 1992 (équation 2.1) où V représente la valeur moyenne de la variable pour chacune des séries de simulations.

$$\Delta V_{LULCC} = V_{PD} - V_{PD_V} \quad (2.1)$$

Nous avons comparé les impacts relatifs des changements d'occupation des sols à ceux résultant des changements de la variabilité inter-annuelle et saisonnière des réchauffements des océans résultant des changements de la température de surface des océans et de l'extension de la concentration des glaces de mer combinée à l'augmentation des gaz à effet de serre atmosphérique CO_2 (SST/CO_2). Les impacts à grande échelle résultant de l'augmentation des gaz à effet de serre ont été estimés en utilisant l'équation 2.2 ci-dessous.

$$\Delta V_{CO_2SST} = V_{PD} - V_{PI_V} \quad (2.2)$$

2.3.2 Bilan radiatif et le bilan d'eau à la surface de la terre

A partir de l'équation du bilan radiatif à la surface de la terre (équation 2.3), nous avons évalué la quantité d'énergie disponible à la surface en l'absence de neige et des échelles de temps plus longues dans le Sahel et dans le Golfe de Guinée. Ainsi, nous avons défini tous les flux (Wm^{-2}). Cependant, Q_{SD} représente le rayonnement solaire de courtes longueurs d'ondes incident à la surface de la terre, α la fraction d'albédo de surface, Q_{LD} le rayonnement infrarouge émis par les nuages à la surface de la terre, Q_{LU} le rayonnement infrarouge ré-émis par la surface terrestre vers l'espace. Dans l'équation 2.3, nous avons défini respectivement Q_T et Q_G , les flux turbulents ($Q_T = Q_H + Q_{LE}$) et les flux transmis dans les couches profondes de la surface de la terre. Par conséquent, nous avons dans le cadre de cette analyse estimé l'énergie disponible à la surface et pas le rayonnement net, défini comme Q_A (equation 2.5).

$$Q_{SN} + Q_{LD} = Q_T + Q_{LU} + Q_G \quad (2.3)$$

$$Q_{SN} = (1 - \alpha)Q_{SD} \quad (2.4)$$

$$Q_A = Q_{SD}(1 - \alpha) + Q_{LD} \quad (2.5)$$

De même, nous avons défini la quantité d'eau disponible à la surface de la terre (E_A) suivant l'équation (équation 2.6) où P représente les précipitations totales, E est la quantité d'eau transférée vers l'atmosphère par l'évaporation au niveau du sol par la trans-

piration des plantes et par la quantité d'eau interceptée par la canopée. Les termes de ruissellement et d'infiltration ne sont pas pris en comptes dans ces estimations.

$$E_A = P - E \quad (2.6)$$

2.3.3 Analyse statistique

Pour évaluer la performance des modèles LUCID à représenter le climat actuel, nous avons utilisé deux indicateurs statistiques notamment le coefficient de corrélation de Pearson et l'erreur quadratique moyenne qui a été normalisée (NRMSE) pour une meilleure comparaison des modèles. De même, pour estimer la signification statistique, des tests d'hypothèses de Student (t-test) ont été appliqués dans un certain nombre d'analyses pour évaluer la signification statistique de la différence moyenne entre deux séries chronologiques. Nous avons cependant utilisé le test de Student qui a été modifié pour tenir compte de l'égalité de la variance dans le temps de la série. Par conséquent, le t-test Student est appliqué sur les différences entre les 30 dernières années (2071-2100) de chacune des séries de simulations réalisées dans le contexte LUCID-CMIP5.

Chapitre 3

Intercomparaison et validation des simulations actuelles du projet LUCID en Afrique de l'Ouest

Sommaire

3.1	Introduction	36
3.2	Les forçages actuels de la couverture terrestre sont-ils réalistes dans ces régions ?	36
3.2.1	Données reconstruites de cultures et de pâturages	36
3.2.2	Biais associés aux données reconstruites de cultures et de pâturages	39
3.3	Biais simulés par les sept modèles de surface LUCID	42
3.3.1	Biais simulés par les modèles LUCID dans la représentation des surfaces cultivées et prairiales	43
3.3.2	Évaluation des caractéristiques de la surface terrestre	46
3.4	Évaluation des modèles de climat LUCID	51
3.4.1	Performance des modèles de climat LUCID	51
3.4.2	Est ce qu'une distribution réaliste de la couverture terrestre pourrait améliorer la performance des modèles de climat dans ces régions ?	54
3.5	Conclusion du chapitre	55

3.1 Introduction

Avant d'aborder les questions relatives aux effets du changement anthropique d'occupation des sols sur le climat en Afrique de l'Ouest, nous abordons dans ce chapitre une analyse d'inter-comparaison et de validation des simulations du "Present-Day" réalisées dans le projet LUCID (Tableau 2.2).

L'objectif de ce chapitre est d'abord de voir si la distribution actuelle de la couverture terrestre utilisée dans LUCID est réaliste dans ces régions, ensuite d'évaluer les biais associés aux différents modèles de surface en termes d'occupation des sols (culture, pâturage) et en termes de caractéristique de surface (albédo, LAI) et enfin voir si une distribution réaliste de la couverture terrestre pourrait améliorer la performance des modèles à représenter le climat actuel dans ces régions.

Après une étude globale des données d'observation et des simulations réalisées dans cadre du projet LUCID (voir Chapitre 2), ce chapitre se consacrera d'abord à l'évaluation des forçages actuels d'occupation des sols et usage des terres orientée vers les surfaces cultivées et des zones de pâturage (section 3.2). Nous aborderons ensuite dans la section 3.3 une étude d'évaluation des biais associés aux modèles de surface. Enfin, nous terminerons dans la section 3.4 par une étude d'inter-comparaison des deux simulations PD et PDv forcées respectivement par une distribution de la couverture terrestre actuelle et pré-industrielle avant de conclure.

3.2 Les forçages actuels de la couverture terrestre sont-ils réalistes dans ces régions ?

Cette section présente une étude d'évaluation des données de cultures reconstruites par (Ramankutty et Foley, 1999) (figure 3.3a) et des données de pâturages reconstruites par Goldewijk (2001) (figure 3.3b) utilisées comme forçage dans les modèles LUCID.

3.2.1 Données reconstruites de cultures et de pâturages

Les données reconstruites de cultures ont été obtenues à partir d'une approche simple utilisée par Ramankutty et Foley (1999) pour estimer les changements historiques d'occupation des sols surmontant plusieurs limitations majeures citées dans les études antérieures. Pour reconstruire ces données, Ramankutty et Foley (1999) ont d'abord obtenu une caractérisation raisonnable des surfaces agricoles à l'échelle mondiale pour l'année

1992 à partir de données de télédétection de la couverture terrestre. Ensuite, ils ont compilé une base de données historiques des surfaces cultivées au niveau national et infra-national (État, province, etc... dénommée ci après « unité politique »). Ces données sont recueillies sur 339 pays au niveau national et pour les 8 pays au niveau infra-national, en conformité avec les frontières politiques actuelles. Les données de surfaces cultivées de l'année 1992 sont alors utilisées comme une condition initiale par un modèle simple de changement de la couverture terrestre qui fonctionne pour générer des cartes de la couverture terrestre en utilisant les données historiques de cultures comme une contrainte pour chaque unité politique.

En d'autres termes, le modèle de changement de la couverture terrestre est un algorithme simple conçu pour distribuer spatialement les données historiques de l'inventaire des surfaces cultivées au sein de chaque unité politique (voir figure 3.1).

Cependant, au sein de chaque unité politique et pour chaque année dans le passé, le modèle de culture est ajusté par rapport à la carte de la couverture terrestre de l'année 1992 de sorte que le total des surfaces cultivées correspond aux données d'inventaires.

Il existe une certaine limitation dans ce modèle pour les pays ne disposant pas d'informations infra-nationales mais pour plusieurs pays (à l'exception de la Fédération de Russie), les données d'inventaires de surfaces cultivées ont été obtenues. Les simulations du modèle commencent donc avec des conditions initiales de l'année 1992 pour simuler la couverture végétale historique et pour chaque année jusqu'en 1700.

Les données de pâturages sont également obtenues à partir de la base de données "History Database of the global Environment" (HYDE) Goldewijk (2001). Les surfaces agricoles sont définies par le modèle IMAGE2 et basées sur la base de données DISCover suivant la classification IGBP calibrée par des données statistiques de la FAO [FAO 1996]. La répartition des surfaces cultivées a été effectuée en appliquant les règles suivantes : (1) la somme totale des surfaces cultivées à l'échelle nationale ou infra-nationale est attribuée selon l'historique de la densité de la population. Les cellules de grille présentant une forte densité de population sont d'abord attribuées à des surfaces cultivées puis celles qui ont la deuxième plus forte densité de population, etc., jusqu'à ce que la somme totale des surfaces cultivées soit affectée dans cette unité. (2) la répartition des surfaces cultivées est limitée à la zone agricole telle que déterminée par la carte de la couverture terrestre initiale qui est considérée comme étant représentative de l'activité agricole actuelle. Cette zone est considérée comme une limite maximale pour l'agriculture.

De même, la répartition des pâturages a été aussi effectuée en appliquant les règles suivantes :

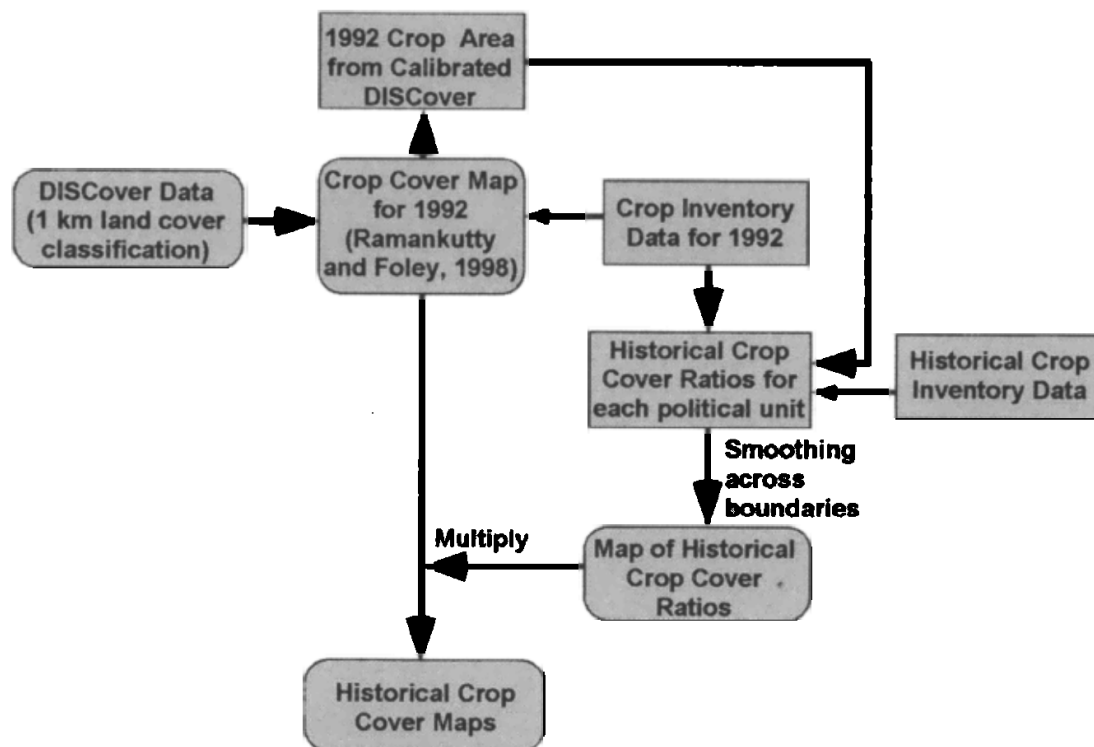


FIGURE 3.1. – Algorithme de reconstruction des cartes historiques de la couverture végétale. Les boîtes avec des flèches pointues indiquent les données des unités politiques, tandis que les boîtes avec des flèches arrondies indiquent les cartes spatialement explicites. La carte de la couverture des surfaces cultivées de l'année 1992 est la première dérivée en calibrant l'ensemble des données d'inventaire de cultures de l'année 1992 avec les données de télédétection Discover (Ramankutty et Foley, 1998). Ensuite, le ratio des surfaces cultivées dans le passé sur la couverture des cultures de l'année 1992 est dérivé pour chaque unité politique et puis encore converti à une carte spatiale et lissé à travers les frontières des unités politiques. La carte obtenue est multipliée par le coefficient de la carte de l'année 1992 pour obtenir des cartes historiques de la couverture végétale. Source Ramankutty et Foley (1999)

- (1) la somme totale des pâturages dans un pays est aussi également attribuée en fonction de la densité de la population tout en excluant les points de grille qui ont déjà été alloués en surfaces cultivées ;
- (2) la répartition des surfaces cultivées est limitée à la zone agricole telle que déterminée par la carte de la couverture terrestre initiale. Cette carte sert de limite maximale où les activités agricoles sont supposées être réalisables (figure 3.2).

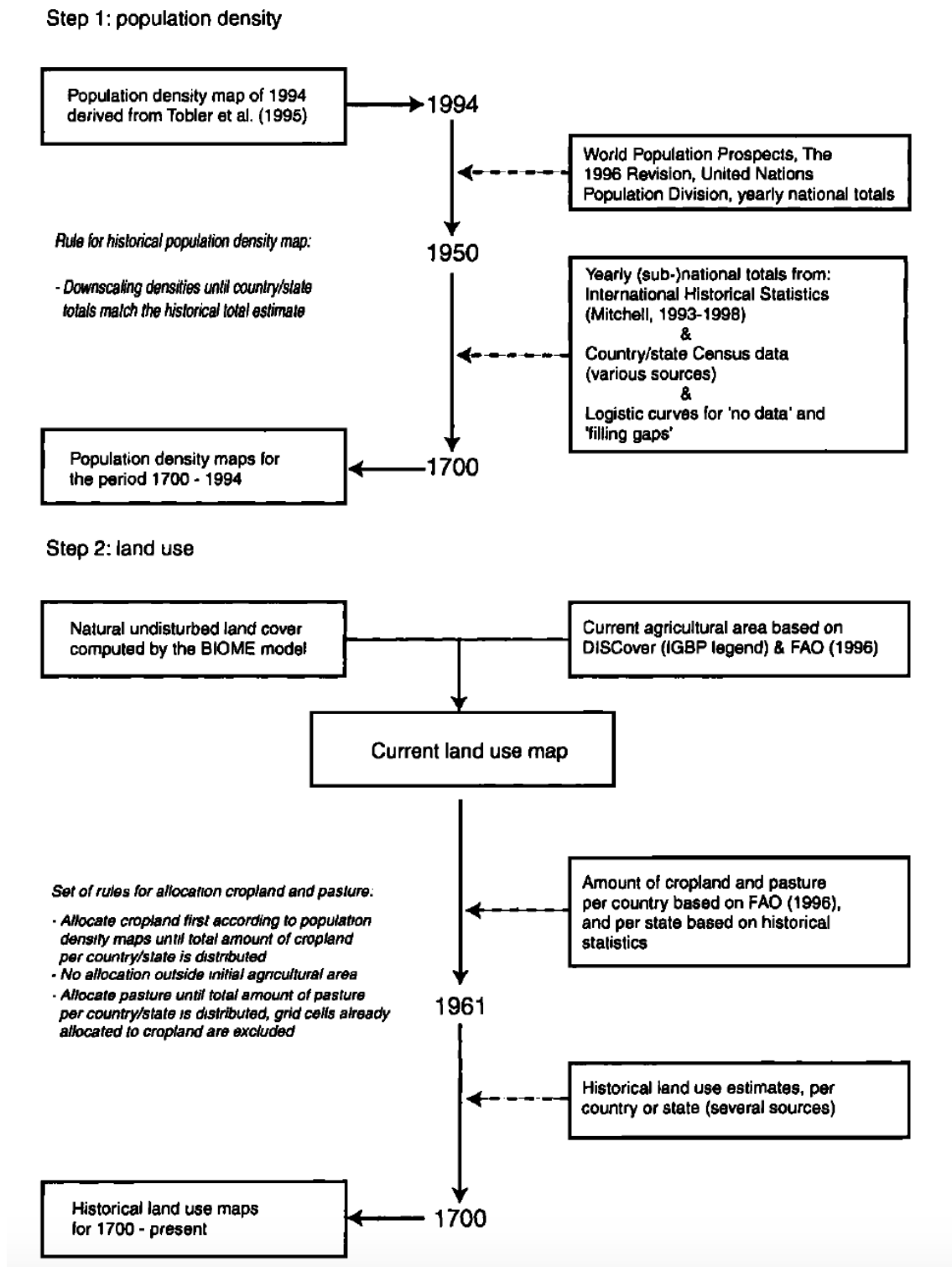


FIGURE 3.2. – Schéma de reconstruction des cartes historiques de la couverture végétale utilisé par Goldewijk (2001)

3.2.2 Biais associés aux données reconstruites de cultures et de pâturages

Les analyses menées sur les modèles LUCID ont révélé de grandes différences sur la représentation des changements de processus de surfaces entre les différents modèles (Cha-

pitre 4). Même si les différentes paramétrisations des modèles de surface sont derrière ces incertitudes, l'évaluation des données des forçages utilisant des approches très limitées est nécessaire afin de réduire les incertitudes sur la représentation de la couverture terrestre dans les modèles de surface LUCID.

Nous présentons ici une étude d'intercomparaison de ces données de forçages basée sur des produits d'observation MODIS de culture et de pâturages (figure 3.3c,d).

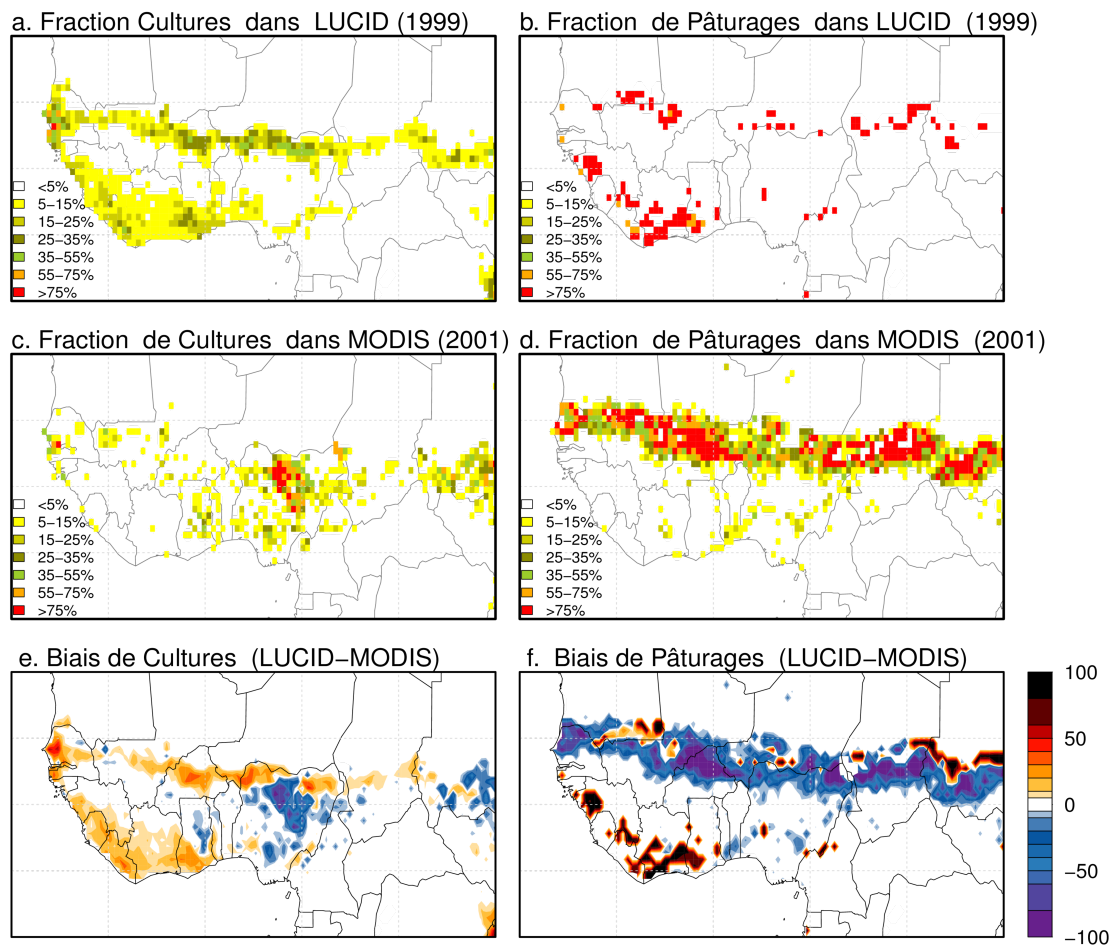


FIGURE 3.3. – Les surfaces occupées par les terres agricoles et prairiales en 1992. Ces surfaces sont exprimées en pourcentage d'occupation du sol sur chaque maille d'une résolution de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$. Cette carte résulte d'une combinaison des surfaces cultivées fournies par (Ramankutty et Foley, 1999), et de pâturages fournies par (Goldewijk, 2001)(a,b). Les données d'observation de cultures et de prairies MODIS pour l'année 2001 (c,d) et les biais associés aux données de forçages (e,f)

La figure 3.3 montre les cartes actuelles de la couverture terrestre (surfaces agricoles et prairiales) reconstruites suivant les approches utilisées par Ramankutty et Foley (1999) pour les données de cultures (figure 3.3a) et par Goldewijk (2001) pour les données pâturages (figure 3.3b). Ces données sont comparées aux données d'observation MODIS.

Ces surfaces sont exprimées en pourcentage d'occupation du sol de chaque maille sur une résolution de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Les figures 3.3a,b montrent que dans les données de forçages, l'extension des zones de cultures et de pâturages est principalement confinée dans le Sahel et dans le Golfe de Guinée avec des pourcentages d'occupation des sols alloués à l'agriculture allant de 5 à 50%. Les surfaces alloués par les fractions de pâturages présentent un comportement particulier dans les deux régions avec des pourcentages de fractions de pâturages qui sont soit nuls soit largement supérieurs 80% dans les deux régions (figure 3.4). Dans les données d'observation MODIS, les surfaces cultivées et de pâturages sont uniquement confinées dans le Sahel. Les données reconstruites surestiment les surfaces cultivées sur toute la région excepté dans le Nord du Nigeria où les maximums de surfaces cultivées observés dans MODIS n'ont été pas reproduits par les forçages. Les pourcentages de fraction de pâturages observés dans MODIS ont été sous-estimés dans le Sahel contrairement à la zone guinéenne où les surfaces occupées par les prairies sont surestimées au regard des observations.

Même si les approches de reconstruction des surfaces cultivées ont été caractérisées par plusieurs limitations et même si les cartes de surfaces cultivées de l'année 1992 semblent conformes à l'échelle globale, les figure 3.3 et figure 3.4 montrent que les fractions cultures restent assez mal représentées dans ces régions.

Les biais associés à la représentation des surfaces cultivées et des zones de pâturages pourraient être expliqués par les incertitudes notées dans les approches du calcul de la végétation potentielle. Tout d'abord, il est probable que les activités humaines aient considérablement modifié sans complètement convertir la couverture végétale à la surface de la terre. La végétation potentielle dominante dans un point de grille de la maille, comme identifiée par les données satellites n'est pas nécessairement la végétation naturelle et donc les données satellites elles-mêmes peuvent avoir des difficultés à faire la distinction entre les différents types de végétation.

Dans les données de pâturages, la méthode de reconstruction des zones de pâturages basée sur une approche permettant d'allouer les surfaces agricoles dans un pays selon de la densité de la population pourrait être la principale source d'incertitude de ces données. Dans l'ensemble, les fractions de surfaces cultivées restent mieux représentées avec des erreurs quadratiques moyennes de l'ordre de 8% dans le Sahel et de 12% dans le Golfe de Guinée contrairement aux zones de pâturages qui restent très mal reproduites en intensité et en distribution avec des erreurs de l'ordre de 38% dans les deux régions.

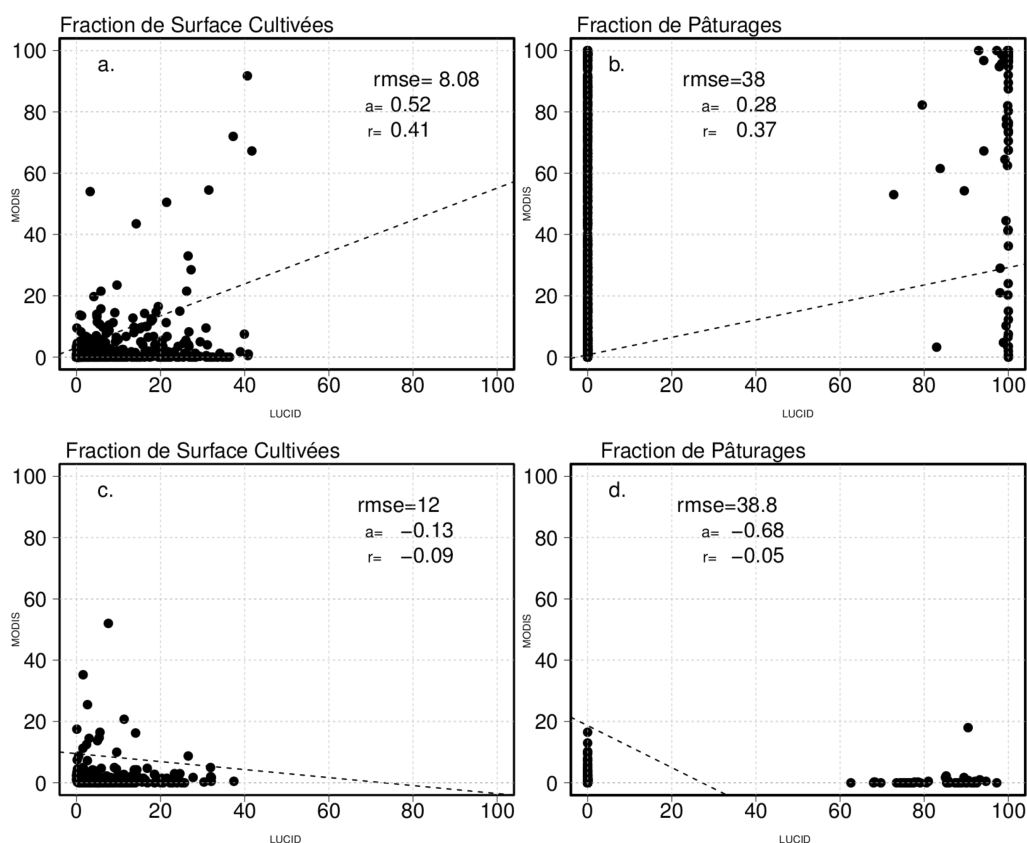


FIGURE 3.4. – Diagramme de dispersion pixel par pixel entre les données de cultures et de pâturages reconstruites et les données d’observation MODIS dans le Sahel (a,b) et dans le Golfe de Guinée (c,d). Les erreurs quadratiques moyennes (rmse), le coefficient de directeur (a) et le coefficient de corrélation spatiale (r) entre la distribution spatiale des données de cultures et de pâturages reconstruites et les données d’observation MODIS sont montrés dans chaque figure.

3.3 Biais simulés par les sept modèles de surface LUCID

Plusieurs processus influent sur la représentation de l’occupation des sols dans les modèles de surface LUCID. La représentation de la couverture terrestre est affectée par la manière dont les modèles de surface sont paramétrés pour représenter l’occupation des sols et en particulier les différentes stratégies utilisées pour implémenter les données de cultures et de pâturages dans les modèles de surface (de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012; Boisier *et al.*, 2012) (Voir Tableau 2.3).

Étant donné qu’il n’y a pas de consensus entre les modélisateurs sur le choix de faire pousser les cultures au détriment des forêts ou des pâturages dans les modèles de surface, il n’y a pas de choix du nombre de types de végétation par point de grille et donc il n’y a aucun choix particulier dans la manière de mettre en œuvre la couverture terrestre dans un modèle de surface.

Par exemple, dans le projet LUCID la majeure partie des modèles de surface présente un ou trois types de PFTs pour représenter les cultures, tandis que d'autres modèles de surface (CABLE et TESSEL par exemple) les pâturages sont représentés comme des cultures ou de l'herbe naturel. Le cycle phénologique de l'indice de surface foliaire (LAI) est également représenté de différentes manières dans les modèles de surface. Ainsi dans certains modèles de surface (JSBACH, LPJmL et ORCHIDEE), le cycle LAI est explicitement simulé à partir de la répartition du cycle saisonnier du carbone et le climat local. Tandis que dans les autres modèles de surfaces (ISBA, CABLE et CLM par exemple), le cycle du LAI est prescrit sur la base des observations satellites, et dans d'autres modèles de surface (TESSEL par exemple) utilisent une valeur fixe du LAI pour toute l'année ne présentent aucun cycle saisonnier du LAI (voir chapitre 2).

3.3.1 Biais simulés par les modèles LUCID dans la représentation des surfaces cultivées et prairiales

Les biais associés aux modèles de surface LUCID dans la représentation des surfaces occupées par l'agriculture sont représentés dans figure 3.5, on peut voir que tous les modèles de surfaces présentent le même biais par rapport aux observations dans le Nord du Nigeria avec une forte sous-estimation des surfaces agricoles. En dehors des biais systématiques des modèles de surface, certains modèles de surface (CABLE et TESSEL) se démarquent clairement avec des surestimations très importantes des surfaces cultivées dans le Nord du Sahel allant jusqu'à plus de 50%.

Contrairement aux biais simulés dans le Sahel et si l'on considère l'ensemble des sept modèles de surface, dans le Golfe de Guinée, les modèles sont globalement assez cohérents entre eux. Cependant même si les manières dont les modèles de surface sont paramétrés pour représenter les données de cultures sont différentes, il existe quand même une certaine ressemblance entre eux quant à la représentation des surfaces cultivées dans ces régions.

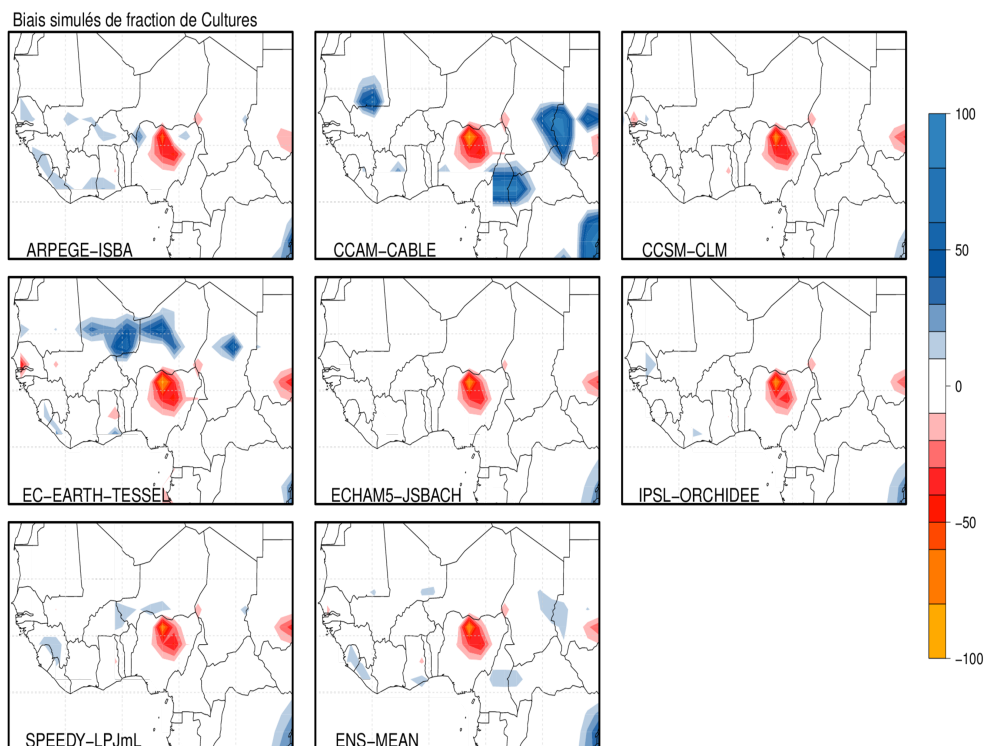


FIGURE 3.5. – Les biais (%) simulés par les sept modèles de surface dans la représentation actuelle des surface cultivées. Les biais sont calculés par la différence entre les pourcentages de fraction de surface cultivées simulées par les modèles et observées dans MODIS.

Afin d'évaluer la performance des modèles à représenter les surfaces occupées par les pâturages, nous avons également comparé les sorties des modèles de surface aux données d'observations MODIS. La figure 3.6 montre que les biais associés aux sept modèles dans la représentation des surfaces prairiales sont très importants dans les modèles de surface. Certains modèles se démarquent systématiquement avec des sous-estimations dans la bande sahélienne et des surestimations dans la zone soudano-guinéenne et guinéenne excepté le modèle ECEARTH-TESSSEL qui simule des biais particuliers.

Si l'on considère l'ensemble des sept modèles, les surfaces occupées par les zones de pâturages restent très mal représentées dans ces régions. Cependant, même si les modèles sont développés indépendamment il existe globalement une certaine ressemblance entre eux sur les biais simulés de pâturages avec des sous-estimations au Sahel et des surestimations dans le Sud. Comme discuté précédemment, une des sources principales des biais dans la représentation des surfaces prairiales par les modèles LUCID peut résulter principalement des incertitudes des données de forçages basées sur des estimations de re-

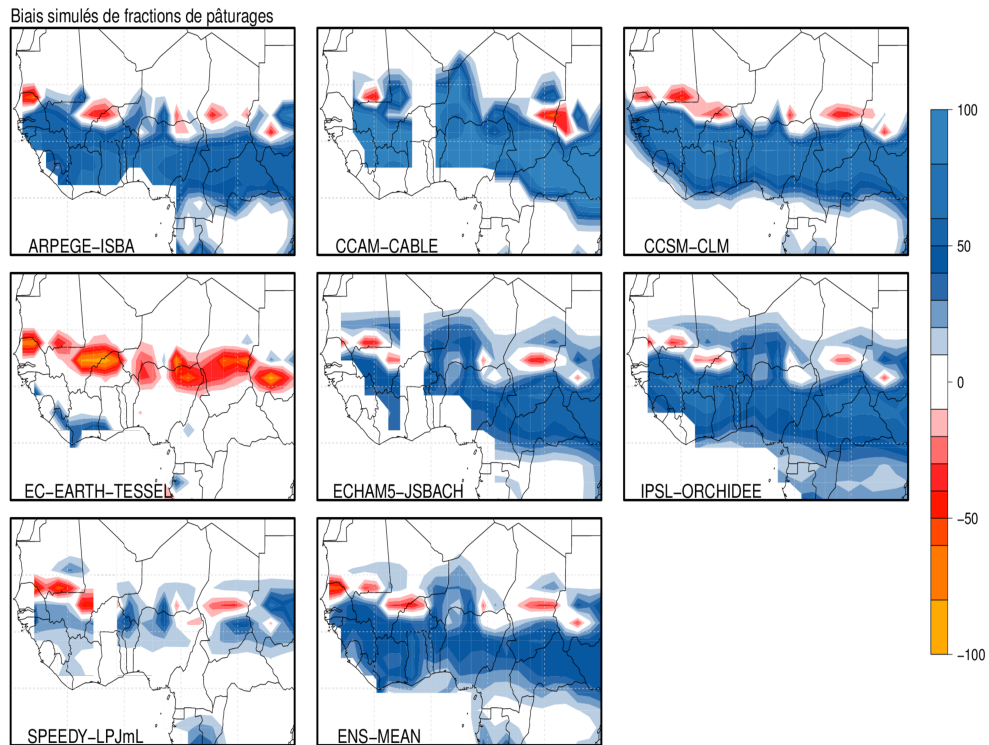


FIGURE 3.6. – Les biais (%) simulés par les sept modèles de surface dans la représentation actuelle de fractions de pâturages. Les biais sont calculés par la différence entre les pourcentages de fraction de pâturages simulées par les modèles et observées dans MODIS.

construction d'occupation des sols et les différents choix mis en œuvre pour paramétrer les modèles de surface. L'évaluation des biais associés aux modèles de surface est importante étant donné qu'ils sont souvent utilisés en mode couplé avec les modèles de climat.

3.3.2 Évaluation des caractéristiques de la surface terrestre

3.3.2.1 Indice de surface foliaire (LAI)

La première caractéristique de la surface de la terre affectée par le changement de la couverture terrestre est l'indice de surface foliaire (LAI), qui est soit imposé dans les modèles en fonction du type de végétation (ISBA, CABLE et CLM) soit calculé en fonction de la productivité primaire nette (JSBACH, LPJmL et ORCHIDEE). La représentation de cette variable affecte l'albédo de surface et la longueur de la rugosité.

La représentation du LAI dans les modèles de surface a été évaluée et comparée aux observations. La figure 3.7 montre la variation saisonnière de l'indice de surface foliaire simulée par les modèles. Dans le Sahel, quatre des sept modèles de surface (ISBA, CABLE, CLM et ORCHIDEE) reproduisent correctement la saison de croissance des cultures centrées en été en accord avec les observations. Les modèles TESSEL et LPJml simulent respectivement des valeurs fixes et une variation saisonnière négligeable du LAI durant toute l'année dans les deux régions. D'autres modèles de surface comme JSBACH par exemple présente un cycle saisonnier bien marqué, avec des valeurs élevées et irréalistes du LAI. Dans le Golfe de Guinée, les caractéristiques sont globalement les mêmes entre les différents modèles dans le Sahel sauf pour le modèle ORCHIDEE qui simule un cycle saisonnier plus prononcé que celui observé avec des valeurs assez importantes durant toute l'année.

Ces différences dans la représentation reflètent les différentes caractérisations du LAI au sein des modèles de surface résultant principalement de la manière dont le LAI est prescrit ou calculé dans les modèles. Par exemple, dans les modèles JSBACH, LPJmL et ORCHIDEE, le LAI est explicitement simulé reposant sur la saisonnalité de l'allocation du carbone et du climat local. D'autres modèles de surface (ISBA, CABLE et CLM) prescrivent un cycle saisonnier du LAI à partir des observations satellitaires, tandis que d'autres utilisent une valeur fixe durant toute l'année (TESSEL).

Cependant, on peut voir que parmi les modèles de surface qui prescrivent le LAI à partir des observations satellitaires seulement les modèles CABLE et CLM dans le Sahel simulent correctement la saisonnalité du LAI. Tandis que d'autres modèles de surface (ISBA par exemple), même s'ils imposent du LAI à partir d'observations, ont du mal à reproduire la variation saisonnière observée du LAI.

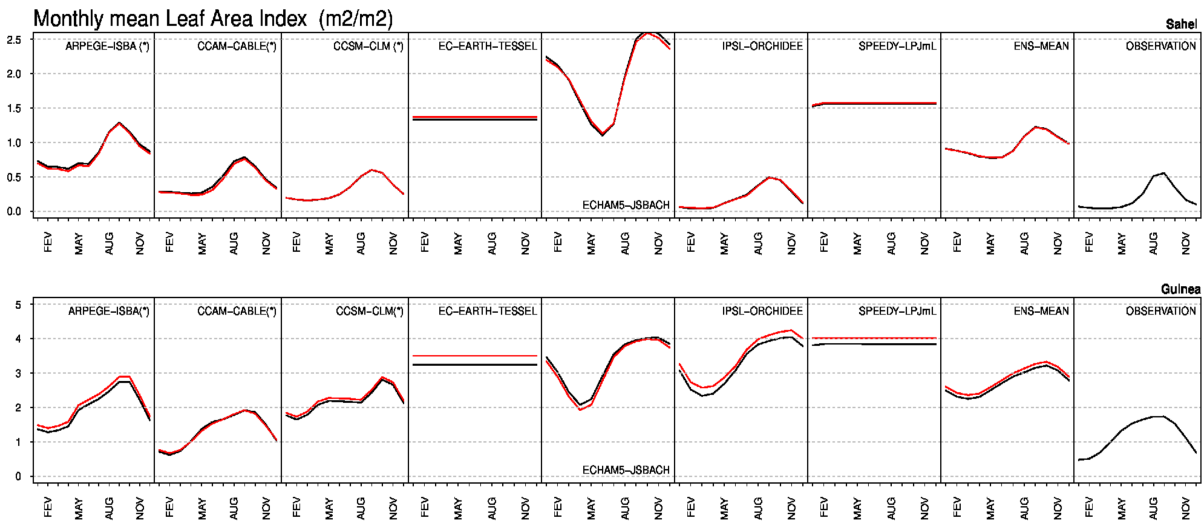


FIGURE 3.7. – La moyenne mensuelle du LAI simulée par les modèles LUCID figurant en haut de chaque panneau, par la moyenne multi-modèle et par les observations sur la période de 1982-2000. La moyenne mensuelle du LAI simulée par les modèles au niveau du Sahel sont montrés (en haut) et dans le Golfe de Guinée (en bas). La variation mensuelle du LAI dans les deux simulations PD et PDv forcées respectivement par une distribution de la couverture terrestre actuelle (PD en noir) et pré-industrielle (PDv en rouge) sont montrées.

La figure 3.8 montre également les différents biais associés aux modèles sur la représentation de la distribution moyenne du LAI. La distribution moyenne observée est assez bien reproduite par certains modèles (ISBA, CABLE, CLM et ORCHIDEE) dans le Sahel et dans le Golfe de Guinée tandis que d'autres modèles de surface (TESSEL, LPJmL et JSBACH) se démarquent avec des surestimations très importantes dans les deux régions.

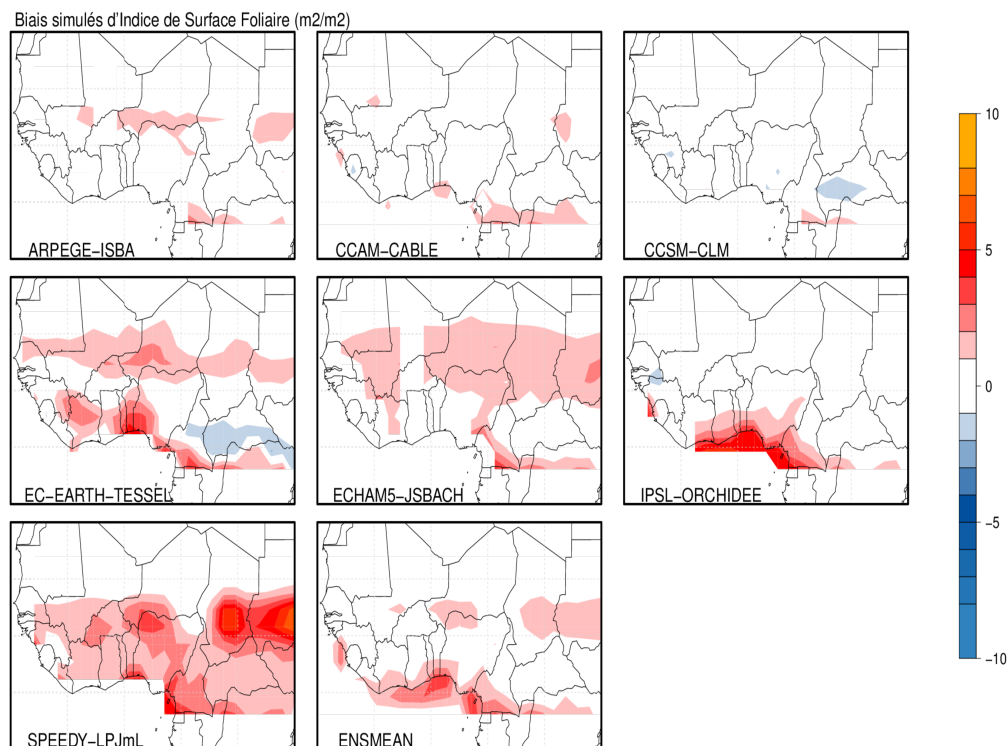


FIGURE 3.8. – Comme pour la figure 3.5 mais pour l'indice surface foliaire

3.3.2.2 Biases simulés d'albédo de surface

L'albédo de surface représente un des éléments clés des échanges énergétiques surface-atmosphère à la surface de la terre en raison de ses effets directs sur le bilan radiatif et sur la température de surface et par conséquent sur la quantité de vapeur d'eau transférée vers l'atmosphère. La section précédente a montré les différentes représentations du LAI dans les modèles de surface qui peut affecter en retour la représentation d'albédo de surface dans les modèles de surface.

La figure 3.9 montre que les données d'albédo de surface observées par MODIS sont particulièrement sous-estimées dans le Nord du Sahel par la majeure partie des modèles de surface avec des biais allant jusqu'au delà de 25%. Les modèles de surface (ORCHIDEE, CABLE) surestiment la distribution d'albédo observée dans le Sud, tandis que les modèles CABLE, CLM et ISBA restent assez cohérents et se démarquent avec des biais très faibles d'albédo de surface.

La figure 3.10 montre les corrélations pixel par pixel entre l'albédo de surface simulé par les modèles et celui observé par MODIS. La majeure partie des modèles reproduit les valeurs médianes de l'albédo de surface observé (de l'ordre de 0.3 dans le Sahel et de l'ordre

de 0.15 dans le Golfe de Guinée) et cela reste plus visible dans la moyenne d'ensemble des modèles avec des corrélations de l'ordre de 0.8 dans le Sahel. Contrairement à la zone Sahélienne, dans le Golfe de Guinée l'albédo de surface observé reste mal représenté avec de très faibles corrélations ($r=0.3$).

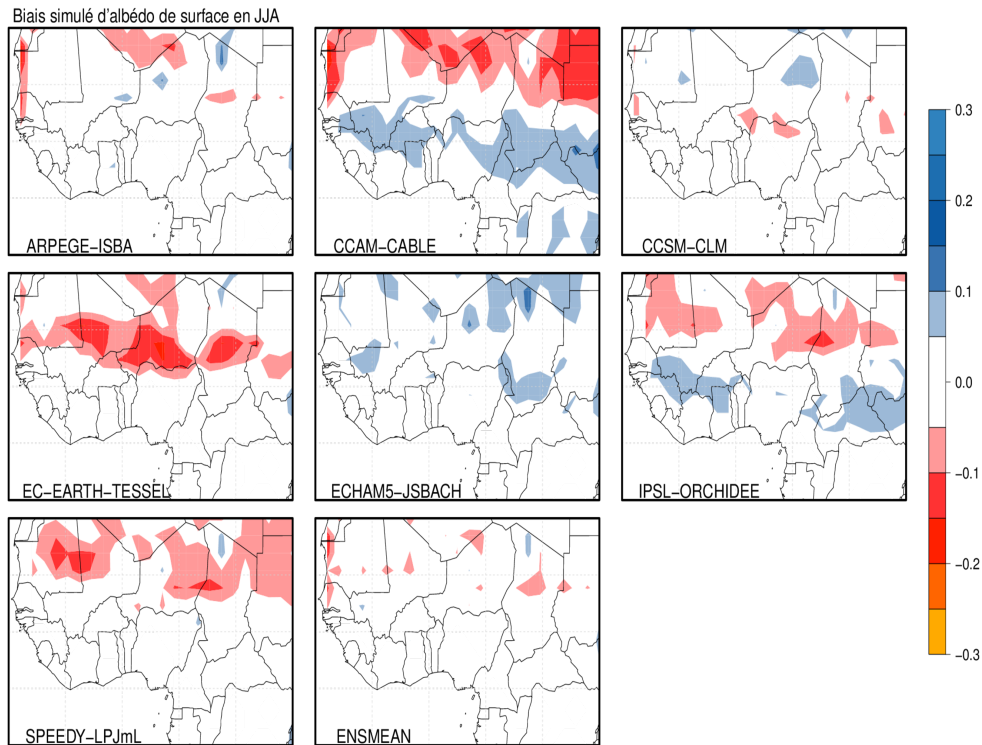


FIGURE 3.9. – Comme pour la figure 3.5 mais pour l'albédo de surface

Une des sources principales d'incertitudes des modèles de surface dans la représentation de l'albédo est particulièrement liée à la façon dont les modèles sont paramétrés pour représenter l'occupation des sols. Par exemple dans le cas du modèle CABLE, dans cette version les paramètres utilisés pour calculer l'albédo de la canopée ne varient pas en fonction du type de végétation (Sellers *et al.*, 1992), ce qui rend l'albédo du modèle insensible aux changements de la couverture végétale et cela a été révisé dans les versions plus récentes du modèle mais qui ne sont pas utilisées dans cette thèse. Ces incertitudes dans la représentation de l'albédo dans les modèles de surface pourrait jouer un rôle majeur dans le calcul du bilan énergétique à la surface terrestre via le rayonnement net et son partitionnement en chaleur sensible et latente et induire des estimations trompeuses sur les études d'impacts des changements de la couverture terrestre.

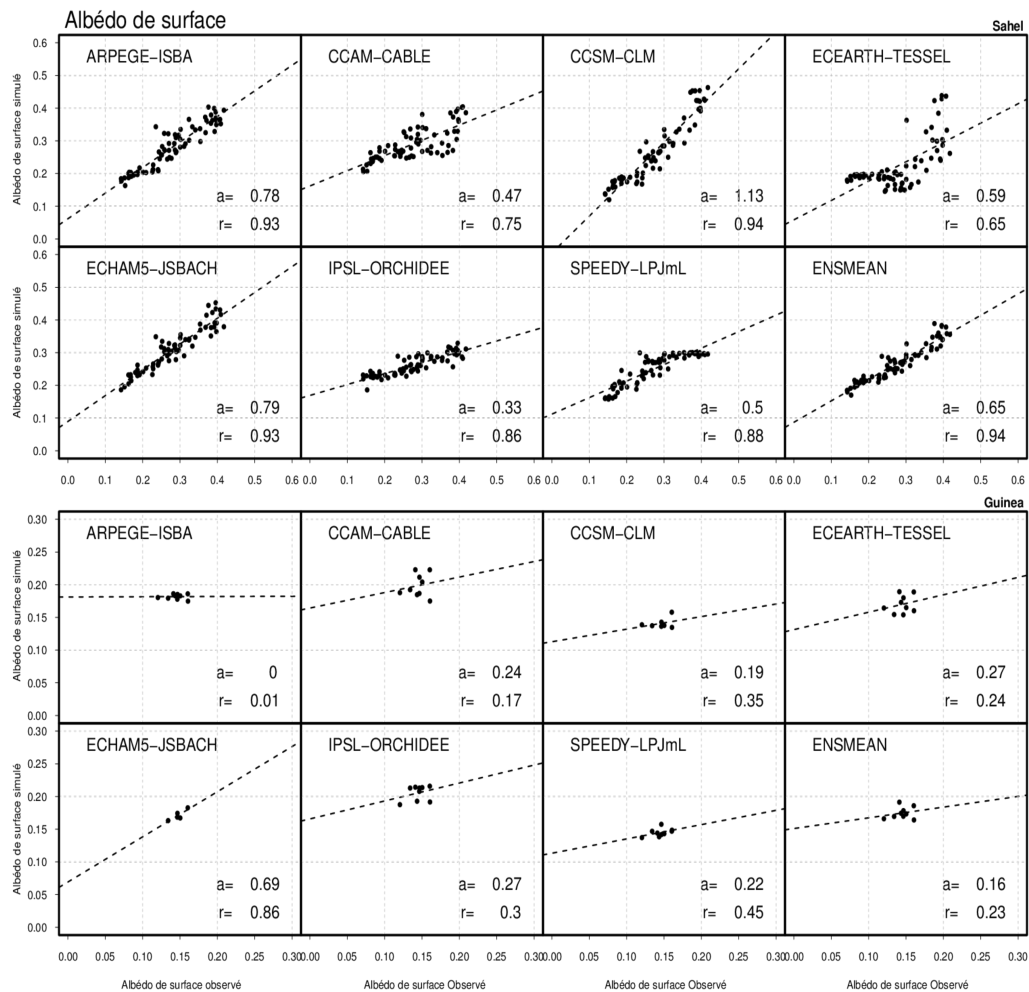


FIGURE 3.10. – Diagramme de dispersion pixel par pixel sur le Sahel et sur le Golfe de Guinée (Juin à Septembre) entre l'albédo de surface simulé et celui observé dans MODIS. La pente de la droite de régression (a) et la corrélation spatiale (r) entre l'albédo de surface simulé et observé dans MODIS sont représentés pour chacun des modèles de surface

3.4 Évaluation des modèles de climat LUCID

Cette section présente une étude d'évaluation des modèles de climat LUCID et l'importance d'avoir une répartition réaliste de la couverture terrestre pour représenter correctement le climat actuel dans les régions d'Afrique de l'Ouest.

3.4.1 Performance des modèles de climat LUCID

La performance des modèles de climat a été évaluée en comparant la valeur moyenne et la variabilité inter-annuelle des précipitations et de la température simulées par chacun des modèles de climat aux données d'observations. Les résultats sont montrés dans la figure 3.11 ainsi que des informations relatives à la variabilité inter-annuelle et aux erreurs quadratiques moyennes (Tableau 3.1). Les valeurs moyennes observées des précipitations sont estimées à environ 2.7 mm/day dans le Sahel et à environ 4.4 mm/day dans le Golfe de Guinée. Les valeurs moyennes de la température de l'air sont également estimées à environ 30°C dans le Sahel et environ 25°C dans le Golfe de Guinée. Parmi les sept modèles de climat, trois d'entre eux (EC-EARTH, IPSL, SPEEDY) dans le Sahel et (CCAM, CCSM, ECE-EARTH) dans le Golfe de Guinée sous-estiment la pluviométrie observée alors que quatre d'entre eux (ARPEGE, CCAM, CCSM, ECE-EARTH) dans le Sahel et trois modèles (ARPEGE, SPEEDY et EC-EARTH) dans le Golfe de Guinée surestiment la pluviométrie observée.

Outre la moyenne d'ensemble des modèles qui reproduit assez bien la moyenne observée des précipitations, d'autres modèles (ARPEGE au Sahel) et (IPSL en Guinée) donnent également une meilleure représentation de la moyenne pluviométrique. La température observée est aussi assez bien reproduite par les sept modèles dans les deux régions à l'exception du modèle climatique CCAM dans le Golfe de Guinée.

La variabilité inter-annuelle des précipitations est estimée à environ 0,45 mm/jour dans le Sahel et à environ 0,77 mm/jour dans le Golfe de Guinée, soit environ 15% de la moyenne saisonnière des précipitations dans les deux régions. Dans le Sahel, la variabilité est sur-estimée par deux modèles de climat (CCAM, CCSM), de même ordre de grandeur pour les modèles ARPEGE et EC-EARTH et sous-estimée pour les autres modèles (IPSL, ECHAM5, SPEEDY). Dans le Golfe de Guinée, tous les modèles LUCID sauf SPEEDY sous-estiment la variabilité observée des précipitations.

Pour évaluer les erreurs associées à la performance des modèles LUCID à simuler les précipitations et la température, nous montrons dans le tableau 3.1 un résumé des erreurs

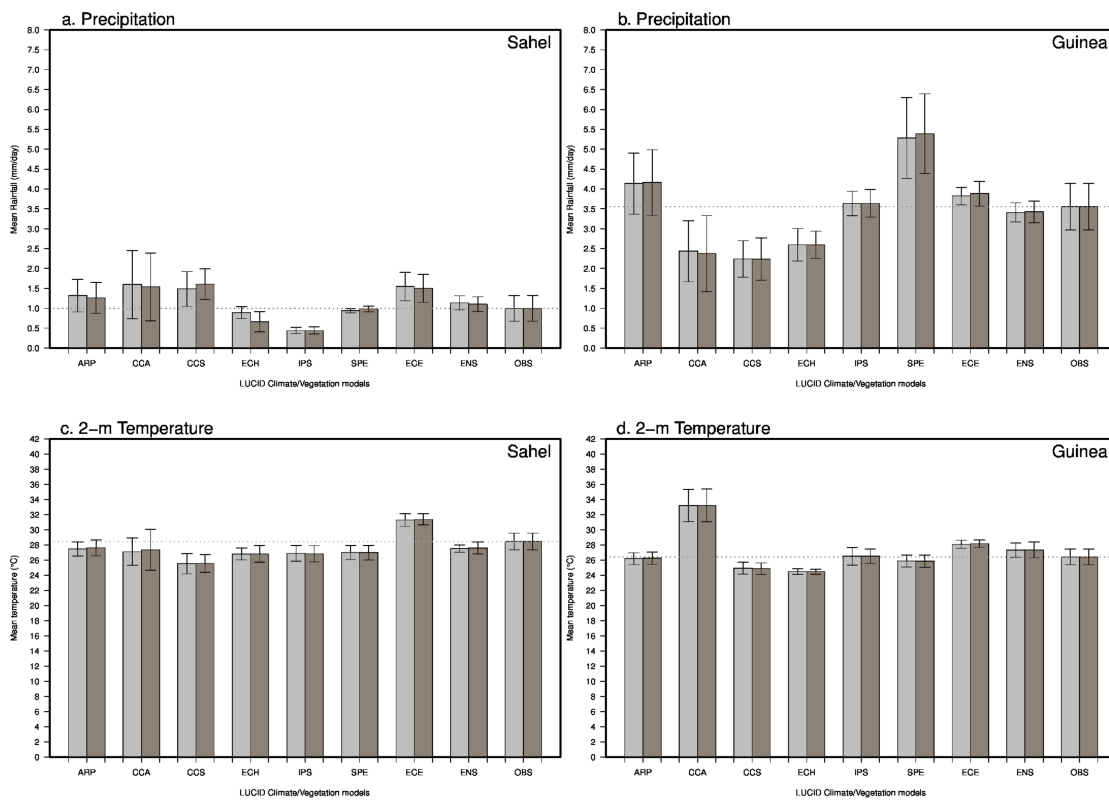


FIGURE 3.11. – Chaque barre montre la moyenne saisonnière des précipitations (a, b) et des températures (c, d) simulées pour chacun des sept modèles de climat, par la moyenne multi-modèle, et par les observations dans le Sahel et dans le Golfe de Guinée et pour les deux simulations PD (gris clair) et pour les simulation PD_V (gris foncé) forcées respectivement par une distribution de la couverture terrestre actuelle et pré-industrielle. Les bars d'erreurs (représentant la valeur moyenne (± 1) l'écart type) représentent la variabilité inter-annuelle de la pluviométrie et de la température simulées par sept modèles et par les observations dans la période de 1970 à 1999. La ligne en pointillée indique dans chaque figure la moyenne saisonnière en JJAS des précipitations observées. ARP, CCA, CCS, ECE, ECH, IPS et SPE représentent les acronymes des modèles ARPEGE/ISBA, CCAM/CABLE, CCSM/CLM, ECEARTH/ TESSEL, ECHAM5/JSBACH, IPSL/ORCHIDEE and SPEEDY/LPJmL respectivement.

Tableau 3.1. – Comparaison statistique des modèles de climat aux données d'observations. Les erreurs quadratiques moyennes normalisées (NRMSE) et les corrélations entre les précipitations et températures simulées par les modèles et observation dans chaque région durant la période de 1970 à 1999 pour chacune des simulations PD et PDv forcées respectivement par une carte de la couverture terrestre actuelle et pré-industrielle

CGM/LSMs	Précipitation				Température de l'air			
	Sahel		Guinea		Sahel		Guinea	
	PD	PD _v	PD	PD _v	PD	PD _v	PD	PD _v
NRMSE								
ARPEGE/ISBA	0.22	0.20	0.24	0.25	0.03	0.03	0.01	0.01
CCAM/CABLE	0.44	0.41	0.29	0.31	0.08	0.07	0.42	0.42
CCSM/CLM	0.44	0.53	0.33	0.33	0.09	0.09	0.05	0.05
EC-EARTH/TESEL	0.22	0.39	0.24	0.24	0.05	0.05	0.07	0.07
ECHAM5/LPJmL	0.61	0.61	0.08	0.09	0.02	0.02	0.02	0.01
IPSL/ORCHIDEE	0.29	0.27	0.43	0.48	0.01	0.02	0.02	0.02
SPEEDY/JSBACH	0.37	0.35	0.11	0.14	0.04	0.05	0.03	0.03
ENSMEAN	0.14	0.18	0.08	0.08	0.01	0.02	0.05	0.05
Correlation								
ARPEGE/ISBA	0.21	0.19	0.04	-0.11	0.32	0.46	0.87	0.84
CCAM/CABLE	0.09	-0.13	0.07	0.06	-0.09	-0.20	0.18	0.22
CCSM/CLM	0.62	0.10	-0.25	-0.4	0.28	0.17	0.47	0.40
EC-EARTH/TESEL	0.07	0.17	-0.09	-0.19	0.14	0.11	-0.06	-0.12
ECHAM5/LPJmL	0.23	0.32	0.06	-0.02	-0.27	-0.27	-0.1	-0.08
IPSL/ORCHIDEE	0.20	0.01	0.23	0.16	0.38	0.35	0.38	0.46
SPEEDY/JSBACH	0.02	-0.14	-0.01	0.16	0.11	0.05	0.23	0.19
ENSMEAN	0.52	0.11	0.12	0.06	0.40	0.20	0.66	0.67

quadratiques moyennes normalisées et les corrélations entre ces deux variables simulées par les modèles et les observations. Dans le Sahel, un seul parmi les sept modèles climatiques montre une corrélation significative de précipitation, et aucun des sept modèles ne simule une corrélation significative dans le Golfe de Guinée. Les erreurs simulées varient d'un modèle à l'autre et dépendent fortement des processus atmosphériques qui souvent sont très mal paramétrés (Flato *et al.*, 2013). Cela reste aujourd'hui un grand défi pour les modèles de climat qui représentent mal ces variables dans ces régions.

Globalement, la température de l'air est mieux simulée par les modèles de climat que les précipitations. Les résultats montrent une certaine cohérence entre les trois modèles de climat (CCAM, CCSM, EC-EARTH) qui sous-estiment la température et surestiment les précipitations pendant la saison des pluies. Ces trois modèles suggèrent que plus de précipitation conduit à un effet évapotranspiration accrue et une surface beaucoup plus froide

dans le Sahel. Dans le Golfe de Guinée, le modèle CCAM seulement surestime fortement la température de l'air pendant la saison des pluies, et cela est compatible avec une forte sous-estimation des précipitations au cours de la même saison.

3.4.2 Est ce qu'une distribution réaliste de la couverture terrestre pourrait améliorer la performance des modèles de climat dans ces régions ?

La figure 3.7 montre la variation mensuelle du LAI dans les deux simulations PD et PDv forcées respectivement par une distribution de la couverture terrestre actuelle (PD en noir) et pré-industrielle (PDv en rouge). On peut voir que le même cycle saisonnier est simulé par la majeure partie des modèles dans les simulations PD et PDv, même si en termes d'amplitude dans le Golfe de Guinée le cycle annuel du LAI dans les simulations PD semble plus proche des observations. Dans le Sahel, il n'y a aucune différence visible sur l'amplitude et la variation mensuelle du LAI entre PD et PDv résultant tout simplement des très faibles changements de la couverture végétale imposés dans ces régions (voir chapitre 4).

Nous avons également comparé dans la figure 3.11, les précipitations et la température de l'air simulées par les modèles entre les simulations PD et PDv. Si les cartes de végétations prescrites dans les deux simulations PD et PDv avaient un effet significatif sur le climat dans ces régions, les simulations PD devrait en être plus proches des valeurs observées que les simulations PDv.

Dans l'ensemble, il n'y a aucune différence visible entre les deux simulations PD et PDv par rapport aux valeurs moyennes «climatiques» des précipitations et de la température, comme si les changements de la couverture terrestre n'avaient pas vraiment d'importance sur la bonne représentation de ces variables.

Le tableau 3.1 confirme qu'il n'y a aucune amélioration claire dans la plupart des modèles ni sur les corrélations ni sur les erreurs entre les deux simulations.

Cependant, il n'y a pas de changement significatif sur la variabilité inter-annuelle des précipitations et de la température simulée par les sept modèles de climat LUCID. La carte de la couverture terrestre pré-industrielle prescrite dans les simulations PDv n'a aucune incidence significative sur la variabilité inter-annuelle simulée par les modèles de climat et donc le changement d'occupation des sols semble être insuffisant pour changer le climat de surface dans la région ouest africaine (cette question est largement discutée dans l'article (voir chapitre 4)).

3.5 Conclusion du chapitre

Ce chapitre décrit une analyse d'inter-comparaison et de validation des données de forçages et des simulations réalisées dans le projet LUCID. Nous avons d'abord évalué les biais associés aux sept modèles de surface dans la représentation des surfaces cultivées et des zones de pâturages dans les régions ouest africaines, ensuite montré les biais associés aux modèles de surface dans la représentation des caractéristiques de surface et enfin évalué la performance des modèles de climat LUCID suivi d'une analyse sur l'importance d'avoir une distribution réaliste de la couverture terrestre pour améliorer la performance des modèles à représenter le climat actuel dans ces régions.

Les analyses ont montré que les surfaces cultivées et les zones de pâturages restent confinées particulièrement dans le Sahel et dans le Golfe de Guinée avec des fractions de surface cultivée allant de 5 à 50% et des fractions de pâturages dépassant largement les 75% dans les données de forçages utilisées. Les forçages utilisés dans le projet LUCID ont donc largement surestimé les surfaces cultivées observées, excepté dans le Nord du Nigeria où les surfaces cultivées ont complètement été sous-estimées. De même, les résultats montrent que les zones de pâturages observées ont été sous-estimées dans le Sahel et surestimées dans le Golfe de Guinée.

Cependant, les résultats suggèrent que même si les approches de reconstruction de la distribution de la couverture terrestre ont été caractérisées par plusieurs limitations, la couverture terrestre dans les régions d'Afrique de l'Ouest reste assez mal représentée par les données de forçages LUCID.

D'autre part, ces résultats suggèrent que les biais associés aux modèles de surface dans la représentation des surfaces cultivées, des zones de pâturages et des caractéristiques de surface dans les régions ouest africaine pourraient non seulement résulter de la manière dont les modèles sont paramétrés pour représenter la couverture terrestre mais aussi aux incertitudes associées aux données de forçages dans ces régions.

Les analyses mettent en évidence la nécessité d'une validation plus approfondie des modèles de surface qui sont souvent utilisés en mode couplé avec les modèles de climat et qui pourraient induire des estimations trompeuses sur les études d'impact des changements d'occupations des sols sur le climat. L'importance de l'évaluation des modèles de surface a été soulignée par (Abramowitz, 2005; Abramowitz *et al.*, 2008) et reste cruciale pour une meilleure représentation de la couverture terrestre dans ces régions.

Dans cette étude, nous avons également évalué la performance des modèles LUCID à représenter le climat actuel dans ces régions. Les résultats obtenus ont montré que les

précipitations sont très mal simulées par les modèles de climat. La moyenne et la variabilité inter-annuelle des précipitations et de la température observées ont été souvent sous-estimées/surestimées par les modèles de climat même si la température de l'air semble mieux simulée par les modèles de climat que les précipitations.

Il est important de voir que même si les modèles de climat ont des difficultés à représenter le climat dans ces régions, il existe une certaine cohérence dans les modèles de climat qui sous-estiment la température et surestiment les précipitations pendant la saison des pluies. Ces modèles suggèrent que plus de précipitation conduit à un effet évapotranspiration accrue et une surface beaucoup plus froide dans le Sahel. De même, dans le Golfe de Guinée, les modèles qui surestiment la température de l'air pendant la saison des pluies sous-estiment les précipitations au cours de la même saison.

Nous avons, en fin de chapitre regardé si les performances des modèles de climat pourraient être améliorées dans ces régions par une distribution réaliste de la couverture terrestre, les analyses ont montré qu'il n'y a aucune différence visible entre les deux simulations PD et PDv forcées respectivement par une distribution actuelle et pré-industrielle de la couverture terrestre par rapport aux valeurs moyennes «climatiques» des précipitations et de la température de l'air, comme si les changements de la couverture terrestre n'avaient pas vraiment d'importance sur la bonne représentation de ces variables et le changement d'occupation des sols semble donc être insuffisant pour changer le climat de surface dans les régions ouest africaines.

Chapitre 4

Impact biogéophysique des changements d'occupation des sols passé et présent sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest : Résultats du projet d'intercomparaison LUCID

Sommaire

4.1	Introduction	59
4.2	Résumé étendu de l'article	59
4.3	Article : Role of historical anthropogenically induced land-cover change on the surface climate of West Africa : Results from the LUCID intercomparison project	64
4.4	Introduction	66
4.5	Data and Methods	68
4.5.1	LUCID simulations	68
4.5.2	Observation-based data sets	68
4.5.3	Changes in land cover fraction between 1870 and 1992	70
4.5.4	Separating the respective impacts of Land-Cover and Greenhouse Gas changes	73
4.6	Evaluation of surface climate, and of how it is affected by land cover change	74
4.6.1	Are precipitation and surface air temperature well simulated?	74

4.6.2	Is appropriate land cover prescription improving those quantities?	80
4.7	Evaluation of land surface characteristics	80
4.7.1	Evaluation of present-day Leaf Area Index in Land Surface Models	81
4.7.2	From leaf area index to changes in Surface albedo	82
4.7.3	From leaf area index to changes in surface roughness	84
4.8	Discussion	86
4.8.1	On the importance of leaf area index	86
4.8.2	the respective roles of historical land cover changes and atmospheric CO ₂	87
4.9	Conclusion	90
4.10	Annexes A	92

4.1 Introduction

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article soumis *Journal of Geophysical Research* sous le titre : **Role of historical anthropogenically induced land-cover change on the surface climate of West Africa : Results from the LUCID inter-comparison project**. Dans cet article les simulations globales réalisées dans la première phase du projet LUCID ont été analysées pour évaluer les impacts biogéophysiques des changements anthropiques d'occupation des sols depuis l'époque pré-industrielle jusqu'à nos jours sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest.

Les principaux objectifs de cet article sont :

- (1) Décrire et quantifier les impacts historiques des changements d'usage des sols qui ont eu lieu sur le climat dans les régions Ouest africaines ;
- (2) comparer ces impacts à ceux causés par l'augmentation de la quantité de gaz à effet de serre dans l'atmosphère résultant des changements de température de surface de la mer (CO2SST) depuis l'époque pré-industrielle ;
- (3) voir si une meilleure description de la couverture terrestre pourrait améliorer la performance des modèles de climat à simuler correctement le climat de surface dans les régions ouest africaines ?

4.2 Résumé étendu de l'article

Les activités humaines ont de nos jours radicalement modifié la distribution du couvert végétal à la surface de la terre au profit de l'extension des surfaces agricoles. Près de 35% de la surface de la terre a été directement convertie en systèmes anthropiques (Ramankutty et Foley, 1999). Au cours des prochaines décennies, près d'un million d'hectares de forêt pourraient disparaître, en particulier dans les régions tropicales et subtropicales (Brovkin *et al.*, 2013). À l'échelle mondiale, le changement de la couverture terrestre résultant des changements d'usage des sols a des conséquences directes sur la biodiversité animale et végétale, en particulier sur les propriétés biophysiques de la surface terrestre. Comme il a été observé à l'échelle mondiale au cours des dernières décennies, le changement de la couverture terrestre est accompagné d'une réduction de la couverture forestière et des savanes naturelles, au profit des fractions de cultures et des pâturages (Scanlon *et al.*, 2007; Warburton *et al.*, 2012). Si la tendance actuelle se poursuit, les surfaces cultivées pourraient augmenter de 20% au cours des 50 prochaines années (Tilman *et al.*, 2001). Le changement de la couverture terrestre affecte le climat et les interactions surface-atmosphère principalement dominé par les caractéristiques biophysiques de la surface de

la terre, tels que l'albédo de surface, l'humidité du sol et de la rugosité.

La communauté de modélisation du climat et les progrès récents sur les modèles de la surface (LSM) ont démontré des effets sur la température de surface, les précipitations et les flux d'énergie turbulente lorsque la couverture terrestre est perturbée dans plusieurs régions au monde (Henderson-Sellers *et al.*, 1993; Chase *et al.*, 2000; Werth et Avissar, 2002; Koster, 2004; Findell *et al.*, 2006; Seneviratne *et al.*, 2006).

Cependant, la façon dont le changement d'usage des sols affecte le climat et les interactions entre la surface et l'atmosphère est une question complexe en raison d'un nombre important de processus impliqué entre l'interface surface-atmosphère, ainsi que les incertitudes sur la représentation de ces processus dans les modèles de surface.

À cet égard, le projet d'intercomparaison "Land Use and Climate, IDentification of robust Impacts"(LUCID ; (de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012)) a représenté une étape importante pour mieux comprendre les impacts biophysiques en utilisant des simulations communes entre les différents modèles de surface. Les expériences LUCID ont été conçues pour étudier les effets des changements d'usage des sols sur le climat en utilisant des températures de surface des océans prescrites et de la glace de mer, en mettant l'accent sur les interactions surface-atmosphère.

Les résultats préliminaires à l'échelle globale des simulations LUCID ont été présentés par Pitman *et al.* (2009), qui ont porté principalement les analyses sur l'hémisphère Nord. Ils ont étudié l'effet climatique des changements de la couverture terrestre depuis les périodes pré-industrielles jusqu'à présent en utilisant plusieurs modèles de climat. Ils soulignent que les modèles de climat dans les régions tempérées indiquent des changements substantiels de flux de chaleur latent et sensibles, d'albédo et de température de l'air près de la surface. Néanmoins, l'ampleur des changements d'usage des sols et son effet sur l'interaction surface-atmosphère varie considérablement entre les différents modèles et les différentes régions (de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012; Boisier *et al.*, 2012).

Parmi les régions au monde où les interactions surface-atmosphère jouent un rôle majeur sur le climat, l'Afrique de l'Ouest a été soulignée comme un important point chaud de forte interaction (Koster, 2004). Le flux de mousson en Afrique de l'Ouest est entraîné par un contraste thermique terre-mer et les interactions surface-atmosphère modulées par l'ampleur du gradient de chaleur et d'humidité nord-sud dans la basse couche atmosphérique (Eltahir et Gong, 1996). Les liens entre les processus de surface et la mousson ont été démontrés dans de nombreuses études numériques utilisant des modèles climatiques globaux (GCM) et des modèles climatiques régionaux (RCM) au cours des dernières décennies.

Charney (1975) a été l'un des premiers chercheurs à utiliser un modèle couplé surface-

atmosphère pour démontrer les mécanismes de rétroaction positive entre la diminution du couvert végétal et l'augmentation des conditions de sécheresse dans la région du Sahel. De nombreuses études de modélisation ont depuis lors examiné l'influence de la surface de la terre sur la mousson ouest africaine en termes d'albédo de surface (eg Sud et Fennessy, 1982; Laval et Picon, 1986), de distribution spatiale de la végétation (eg Xue et Shukla, 1996; Xue *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2007) et d'humidité du sol (eg Walker et Rowntree, 1977; Cunnington et Rowntree, 1986; Zeng *et al.*, 1999; Douville *et al.*, 2001; Taylor *et al.*, 2007). L'interprétation des résultats de ces études a été basé sur le fait qu'il existe des différences substantielles dans la force du couplage surface-atmosphère en Afrique de l'Ouest parmi les modèles de climat (Koster, 2004). Ces discordances ont été récemment soulignées dans le projet "West African Monsoon Modeling and Evaluation" (WAMME) qui se fonde sur de tels modèles pour aborder les questions concernant le rôle des interactions océan-terre-aérosol-atmosphère sur le développement de la mousson ouest africaine (Xue *et al.*, 2010).

Cet article étudie les impacts biophysiques des changements historiques de la couverture terrestre sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest en utilisant les expériences multi-modèles LUCID. Les principaux objectifs de cette étude sont les suivants : (1) décrire et quantifier les impacts historique des changements d'usage des sols qui ont eu sur le climat de surface dans les régions d'Afrique de l'Ouest ; (2) comparer ces impacts à ceux causés par l'augmentation de la quantité de gaz à effet dans l'atmosphère depuis les périodes pré-industrielles ; (3) et enfin voir si meilleure description de la couverture terrestre pourrait améliorer la performance des modèles de climat dans les régions ouest africaines.

Les analyses décrites dans cet article ont été consacrées à deux régions d'Afrique de l'Ouest : le Sahel et le Golfe de Guinée où les changements importants de la couverture terrestre ont eu lieu entre les extrémités des XIXe et XXe siècles. Une brève description des modèles, des simulations LUCID et l'ensemble des données d'observations utilisées dans cet article est décrite dans la section 2, ainsi que les changements de la couverture terrestre depuis l'époque préindustrielle jusqu'à présent. La section 3 présente l'évaluation des modèles de climat LUCID dans les deux régions. Dans cette section, nous nous interrogeons également sur l'importance d'avoir une distribution réaliste de la couverture terrestre pour représenter correctement le climat de surface dans ces régions. La section 4 présente une étude d'évaluation de l'indice de surface foliaire (LAI) dans les modèles de surface et examine comment le changement de la couverture terrestre affecte le climat de surface à partir des changements de caractéristiques de surface et les échanges de flux dans l'interface surface-atmosphère. La section 5 présente une discussion large de ces résultats avec notamment les changements causés par l'augmentation de la quantité de gaz à ef-

fet dans l'atmosphère depuis l'époque pré-industrielle suivi d'une conclusion à la section 6.

Le rôle historique des changements anthropogéniques d'occupation des sols sur le climat en Afrique de l'Ouest a été évalué dans ce article en utilisant les simulations effectuées dans le projet LUCID. Ce travail explore les études récentes de (Pitman *et al.*, 2009; de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012; Boisier *et al.*, 2012) qui ont évalué et identifié les réponses du climat aux changements de la couverture terrestre dans les régions tempérées. Les études présentées ici se sont particulièrement basées dans deux régions contrastées d'Afrique de l'Ouest : le Sahel et le Golfe de Guinée, où les changements de la couverture terrestre depuis l'époque pré-industrielle jusqu'à présent sont supérieures à 5%. Avant d'aborder les analyses d'impact des changements historiques d'occupation des sols sur le climat en Afrique de l'Ouest, une étude plus approfondie des modèles de climat LUCID a été présentée, suivie d'une analyse plus approfondie des simulations PD et PDv forcées respectivement par une distribution de la couverture terrestre actuelle et pré-industrielle.

L'analyse des changements de la couverture terrestre depuis l'époque préindustrielle jusqu'à présent a montré que dans le Golfe de Guinée l'expansion des surfaces cultivées et des zones de pâturages s'est effectuée au détriment d'une déforestation entraînant une diminution du LAI, une augmentation d'albédo de surface, et une diminution de la longueur de la rugosité de la surface.

Les résultats montrent que les impacts historiques des changements de la couverture terrestre sur le climat de surface dans ces régions restent très faibles par rapport aux changements induits par l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère résultant de l'augmentation de la température des surfaces des océans et des glaces de mer.

L'indice de surface foliaire simulé par les modèles de surface LUCID et ses relations avec le climat de surface ont été évalués. Les résultats montrent que les précipitations sont fortement et positivement corrélées à la densité de feuillage avec des valeurs supérieures ou égales à 0.8 dans les deux régions. Cinq parmi les sept modèles de climat dans le Sahel montrent des corrélations positives, mais pas aussi grande que les corrélations observées et aucun des sept modèles n'est cependant capable de capturer une plus grande corrélation entre les précipitations et le LAI dans le Golfe de Guinée. La plupart des modèles climatiques montrent que la corrélation entre LAI et la température de l'air est positive dans le Sahel et négative dans le Golfe de Guinée. Ces résultats suggèrent cependant que plus de LAI dans le Golfe de Guinée conduit à plus d'évapotranspiration et donc une surface beaucoup plus froide, alors que dans le Sahel l'effet d'albédo de l'augmentation

du LAI peut dominer et augmenter la température de surface.

Enfin les résultats présentées dans cet article suggèrent que : (1) l'indice de surface foliaire devrait être évalué en profondeur dans les modèles de la surface, particulièrement quant ils sont utilisés en mode couplé. L'importance de l'évaluation du LAI en mode couplé a déjà été soulignée dans Boisier *et al.* (e.g. 2012) dans les régions tempérées et reste d'une importance cruciale en Afrique de l'Ouest étant donné que les précipitations et la température de l'air sont fortement corrélées à l'indice de verdure de la surface de la terre ; (2) l'intensité du couplage entre la surface et l'atmosphère varie fortement d'un modèle à l'autre. Le modèle de climat ECHAM5 par exemple montre un couplage fort entre la température de l'air près de la surface et le LAI par rapport aux précipitations et le LAI, alors que l'inverse est obtenu dans les autres modèles climatiques. L'importance d'une bonne évaluation de la force de couplage dans les modèles climatiques a déjà été soulignée par d'autres auteurs (e.g. Koster *et al.*, 2006; Lorenz *et al.*, 2014).

4.3 Article : Role of historical anthropogenically induced land-cover change on the surface climate of West Africa : Results from the LUCID intercomparison project

Souleymane SY^{1,2}, Nathalie de Noblet-Ducoudré³, Benjamin Sultan², Juan Pablo Boisier⁴, Malick Wade¹, Ousmane Ndiaye⁵, Amadou Thierno GAYE¹ and Yohann FARE⁶

¹LPAOSF, Ecole Supérieure Polytechnique, Cheikh Anta Diop University, Dakar, Sénégal.

²LOCEAN, Sorbonne Universités(UPMC, Univ Paris 06)-CNRS-IRD-MNHN, Paris, France.

³LSCE, Unité Mixte CEA-CNRS-UVSQ Bât. 712, point courrier 132 91191 Gif-sur-Yvette CEDEX France

⁴Departamento de Geofísica, Universidad de Chile Blanco Encalada 2002, 4to Piso, Santiago, Chile

⁵ANACIM, Agence Nationale de la Météorologie et de l'Aviation Civile, Dakar, Sénégal

⁶KINOME, Montreuil Paris, France

Abstract

The Role of historical land-cover change induced by human activities on surface climate in West Africa is analyzed using outputs of the project Land-Use and Climate, IDentification of Robust Impacts (LUCID). Analysis are focused in Sahel and Guinea where land cover change is above 5% since pre-industrial times. Two simulations of rainfall and temperature, forced respectively with present-day and pre-industrial land-cover distribution are compared. Results show that there is no obvious/visible difference between the two simulations with respect to mean climatic values of both rainfall and temperature. Leaf Area Index in the LUCID models and its relationships with surface climate are evaluated. Observations reveal that precipitation is highly and positively correlated to foliage density with values larger or equal to 0.8 in both regions. Five out of seven models show positive correlations, but not as large as in the observations. However none of the models is able to capture a larger correlation between precipitation and LAI in Guinea than in Sahel. Most of climate models show that correlation between LAI and temperature is positive in the Sahel and negative in Guinea. It suggests that more LAI in Guinea will lead to more evapotranspiration, while in Sahel the albedo effect of increased LAI may dominate and increase surface temperature. Finally, analysis reveals that historical effects of land-use changes are not regionally significant due to a small land-cover change prescribed in these regions compared to the changes induced by large scale forcing such as sea surface temperatures changes and CO₂ concentration increase.

4.4 Introduction

Humans have radically modified the land cover distribution to the profit of agricultural activities. Nearly 35% of land surface was directly converted into anthropic systems (Ramankutty et Foley, 1999). In the next decades, nearly a million hectares of forest fraction could continue to disappear, particularly in the tropical and subtropical regions (Brovkin *et al.*, 2013). On a global scale, land use induced land cover change (LULCC) has direct consequences on animal and vegetal biodiversities, particularly on biophysical properties of land surface. LULCC in particular is related to the reduction of forest fractions and of natural savannas, to the profit of settings crops and pastures, as it was observed on a global scale during the last few decades (Scanlon *et al.*, 2007; Warburton *et al.*, 2012). If this current trend continues, the cultivated surface could increase by 20% during the next 50 years (Tilman *et al.*, 2001).

LULCC affects climate and land-atmosphere interactions mainly by altering the physical characteristics of the land surface such as albedo, soil moisture and roughness. The climate modelling communities and recent progress on land-surface models (LSMs) have demonstrated impacts on surface temperature, rainfall, and turbulent energy fluxes when land cover is perturbed in many regions of the world (Henderson-Sellers *et al.*, 1993; Chase *et al.*, 2000; Werth et Avissar, 2002; Koster, 2004; Findell *et al.*, 2006; Seneviratne *et al.*, 2006).

However, the way in which LULCC affects climate and land-atmosphere interactions is a complex question because of a high number of processes implied at the surface-atmosphere interface, the competing impacts, as well as uncertainties on the representation of these processes in land surface models. In this respect, the intercomparison project "Land Use and Climate, IDentification of robust Impacts" (LUCID; (de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012))(hereafter N2012) has represented a major step to better understand the biophysical impacts using a common simulation framework between different LSMs. The LUCID experiments were designed to investigate the LULCC effects on climate using prescribed sea surface temperatures (SSTs) and sea ice, placing emphasis on land-atmosphere interactions.

Preliminary global-scale results from LUCID were presented by Pitman *et al.* (2009), who mainly focused on Northern Hemisphere summer season. They investigated climatic effect of land cover changes from pre-industrial period to present-day, using several AGCMs. They showed that models simulations in temperate regions indicate substantial changes in latent and sensible heat fluxes, albedo, and near-surface air temperature. Nevertheless, the magnitude of LULCC and its effect on surface-atmosphere interactions varied considerably among models and regions (de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012; Boisier *et al.*, 2012).

Among the regions where land surface-atmosphere interactions play a major role, West Africa has been highlighted as an important hot spot (Koster, 2004). The West African Monsoon(WAM) flow is driven by land–sea thermal contrast and the atmosphere–land surface interactions are modulated by the magnitude of the associated north–south gradient of heat and moisture in the lower atmosphere (Eltahir et Gong, 1996). The links between land surface processes and the WAM have been demonstrated in numerous numerical studies that use global climate models (GCMs) and regional-scale atmospheric climate models (RCMs) over the last few decades.

Charney (1975) was one of the first researchers to use a coupled land surface–atmosphere model to demonstrate a proposed positive feedback mechanism between decreasing vegetation cover and the increase in drought conditions across the Sahel region. Numerous modeling studies since have examined the influence of the land surface on the WAM in terms of surface albedo (e.g. Sud et Fennessy, 1982; Laval et Picon, 1986), the vegetation spatial distribution (e.g. Xue et Shukla, 1996; Xue *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2007), and the soil moisture (e.g. Walker et Rowntree, 1977; Cunnington et Rowntree, 1986; Zeng *et al.*, 1999; Douville *et al.*, 2001; Taylor *et al.*, 2007).

However, interpretation of the results from any one of these studies must be tempered by the fact that there are substantial discrepancies in African land–atmosphere coupling strength among current of state-of-the-art GCMs (Koster, 2004). Such discrepancies have been recently stressed within the West African Monsoon Modeling and Evaluation (WAMME) project which builds on such models to address issues regarding the role of ocean–land–aerosol–atmosphere interactions on WAM development (Xue *et al.*, 2010).

This paper investigates biophysical impacts of historical LULCC on surface climate in West Africa using the LUCID multi-model experiments. The main objectives of our study are : (1) to describe and quantify the impacts that historical LULCC has had on surface climate in West African regions ; (2) to compare those impacts to the ones caused by increased amount of atmospheric greenhouse gases since the pre-industrial time period ; and (3) to see whether better land-cover description may improve simulation of climate in West African regions.

The model-based dataset derived from the LUCID simulations and the observation-based data set are presented in section 2, together with the changes in land-cover since pre-industrial times. Section 3 presents the evaluation of the climate models with respect to rainfall, surface air temperature in two contrasted regions of West Africa : the Sahel and Guinea. It also questions the importance of having a realistic land-cover distribution to correctly represent present-day surface climate in West African regions. Section 4 evaluates leaf area index in the LUCID models, and discusses how land-cover changes affect surface climate via changes in land surface characteristics and fluxes at the biosphere-

atmosphere interface. Finally section 5 discusses those results, especially with respect to the changes caused by the increased amount of atmospheric greenhouse gases since the pre-industrial time period, and section 6 concludes.

4.5 Data and Methods

4.5.1 LUCID simulations

In this work, we used the LUCID simulations described by (Pitman *et al.*, 2009; de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012; Boisier *et al.*, 2012). Four types of simulations were conducted by seven GCMs to evaluate the impact of LULCC, from the pre-industrial period to the present day. Each experiment includes an ensemble of 30-years simulations (five members), computed with prescribed SSTs and sea-ice concentration (SIC), atmospheric CO₂ concentrations ([CO₂]) and land-cover maps (Table 4.2). All models used the same SST/SIC HadISST dataset of (Rayner *et al.*, 2003) and a combined crop/pasture data set of (Ramankutty et Foley, 1999) and (Goldewijk, 2001).

Pre-industrial (PI) and present-day (PD) experiments used prescribed data of the corresponding period, with inter-annual variability being accounted uniquely for SSTs and SIC. Another experiment (PDv) was also performed using the present-day SST, SIC and [CO₂] (hereafter CO₂SST) and the pre-industrial vegetation (set to 1870). Finally, experiment (PIv) used the pre-industrial CO₂SST with the current vegetation (1992). All simulations have been run in an ensemble mode to include more robustness in the results reported herein. The seven GCMs involved in LUCID, the LSMs embedded in each GCM (hereafter GCM/LSMs), and their references are listed in Table 4.1 .

4.5.2 Observation-based data sets

To evaluate the performance of the seven climate models used in LUCID simulation, several climate observation data sets were used. Rainfall and surface air temperature simulated by climate models were compared with observational data Climatic Research Unit (CRU) available at spatial resolution of 0.5°latitude-longitude and from 1901 to

Chapitre 4. Impact biogéophysique des changements d'occupation des sols passé et présent sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest : Résultats du projet d'intercomparaison LUCID

Tableau 4.1. – List of Climate Models and associated Land Surface Models used in the LUCID set of experiments

Climate or atmospheric models (reference)	ARPEGE (Salas-Mézia <i>et al.</i> (2005))	CCAM (McGregor et Dix (2008))	CCSM (Collins <i>et al.</i> (2006))	EC-Earth (www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY31r1/)	ECHAM5 (Roeckner (2003))	IPSL (Marti <i>et al.</i> (2005))	SPEEDY (Strengers <i>et al.</i> (2010)).
Land surface models (reference)	ISBA (Voltaire (2006))	CABLE (Wang <i>et al.</i> (2007))	CLM (Oleson <i>et al.</i> (2008))	TESSEL (van den Hurk <i>et al.</i> (2000))	JSBACH (Raddatz <i>et al.</i> (2007))	ORCHIDEE (Krinner <i>et al.</i> (2005))	LPJmL (Bondeau <i>et al.</i> (2007))

Tableau 4.2. – List of simulations carried out that will be analyzed in this paper *

Experiment Name	SST/SIC period	CO ₂ (ppm)	Land Cover Year
PD	1970-1999	375	1992
PD_v	1970-1999	375	1870
PI	1870-1899	280	1870
PI_v	1870-1899	280	1992

*Prescribed land-cover maps years, sea-surface temperature/sea-ice concentrations (SST/SIC) period and atmospheric CO₂ concentrations and for further details on the experiment setup and model descriptions, see N2012

2000 (<http://www.cru.uea.ac.uk>, (Mitchell *et al.*, 2004)). Leaf Area Index (LAI) satellite retrieval dataset from the Geoland2 project (<http://www.geoland2.eu>, (Verger *et al.*, 2012)) is used to assess the seasonal LAI simulated by LSMs. The LAI dataset is available at spatial resolution of 0.05°latitude-longitude and with a temporal resolution of 10 days during the period 1982-2000.

All climate model outputs and observational data set used in this work were linearly interpolated to a common rectangular grid of 2.0°latitude-longitude.

4.5.3 Changes in land cover fraction between 1870 and 1992

Land cover maps are derived from Ramankutty et Foley (1999) combined with pasture area from Goldewijk (2001), both products are provided at 0.5°latitude-longitude. The changes in the extent of crops and pastures cover between PI(1870) and the PD (1992) are not homogeneous over West Africa (Figure 4.1). In the Sahel, LULCC concerns northwest of Senegal, Mauritania, part of Mali, central Burkina Faso, the north of Nigeria, southern Niger, Chad and Sudan. In the Guinea area, the extension of cropland and pasture is located in the South zone of Ivory Coast, Ghana, Guinea Conakry, Sierra Leone and Liberia. The extension of pasture areas between PI and PD exceeds more than 50% in some areas of the Sahel area and in the Guinean region (Figure 4.1d). Changes of cultivated fraction are less significant than those of pasture areas between the PI and PD, and are mainly located in the center of Burkina Faso, northern Nigeria, south of the Ivoirly Coast and Ghana. Pastoral activities play an important role in the past land use transitions in western Africa. In the Sahel, the growth rate of pastoral populations could be situated around 1.5% in 2% per year, of whom a rate from 30 to 50% compared with the world population (National Research Council, 1983).

Figure 4.2 shows the mean change of fraction in each of these types of vegetation between 1870 and 1992 in the Sahel and Guinea. The color bars show the fraction of land area occupied by different land cover types. Different land cover distributions of LSMs result from three main reasons : (1) the way LULCC information is represented in models ; (2) the strategy used by each modelling group to implement LULCC in their background land cover ; and (3) the modeling groups use of different sources of information to describe present-day or potential vegetation. As discussed in N2012, five out of seven models have chosen to proportionally reduce/extend all natural vegetation types on the part of the grid cell that is not occupied by crops and/or pasture, while the remaining two have first reduced the grassland area and then forests. Other differences between resulting maps come from 1) the number of vegetation types accounted for per grid cell and 2) various

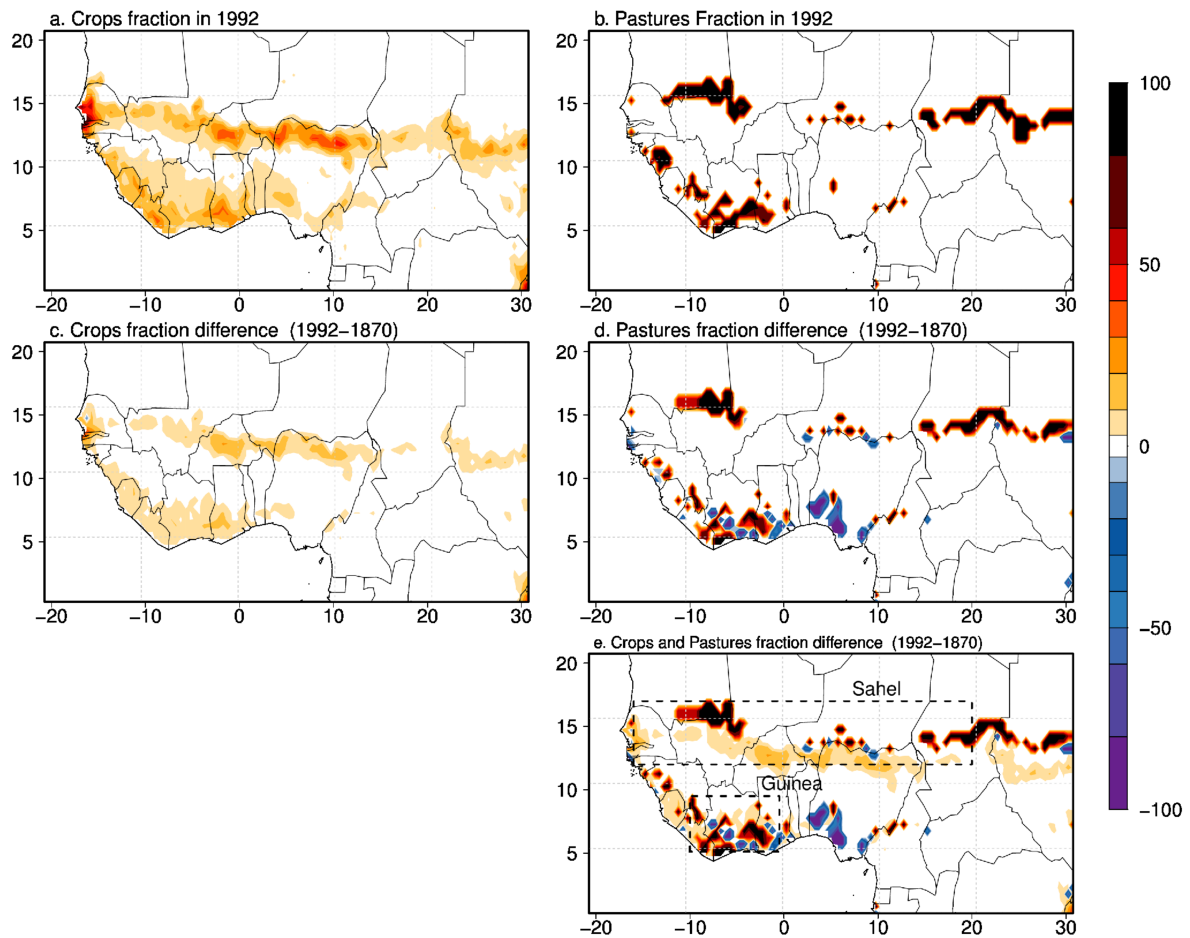


FIGURE 4.1. – Changes in the extent of crops and pastures cover between PI (1870) and the PD (1992). (a) Crops fraction in 1992, (b) pastures fractions in 1992 and the difference in crops and pastures fractions between 1992 and 1870 (c,d). Combined changes of crop and pasture fractions between PI and PD (e). The red and orange color represent the extension of cultivated areas and the blue color shows the abandoned areas. The crops and pastures data have been reconstructed by Ramankutty et Foley (1999) and combined with a pastures area Goldewijk (2001) on a $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ resolution. Dotted contours illustrate areas with changes larger than 5% in crop or pasture fractions confined to Sahel and the South of Guinea.

configurations of the background land cover map among modeling groups.

In Sahel, the imposed expansion of crops fraction range from 3% to 3.5% in ISBA, LPJmL and CABLE models with an increase of pasture fraction by 6.2% to the detriment of a strong presence of desert fraction by 8.5% on ISBA. In LPJmL, the crops expansion with an increase of pasture fraction of about 3% occurred to the detriment of desert fraction about 5.5%. In the CABLE model, the crops expansion has lead to a decrease of pastures fraction of about 3.5%. The expansion of the surfaces cultivated is estimated at 2.5% in the ORCHIDEE with a presence of pasture area estimated at 4% to the detriment of a large deforestation estimated at about 5.5%. The JSBACH model simulates an extension of cultivated surfaces, which had an estimate of about 2%, followed by a decrease of

pastures fraction by 1%, and a slight deforestation of order 1%. The CLM and TESSEL models show very low changes not exceeding 1% between the PI and the PD. The TESSEL model show a very small change of crops fraction, but simulates an expansion of pastures by 5% to the detriment of a strong deforestation estimated at 6.77%.

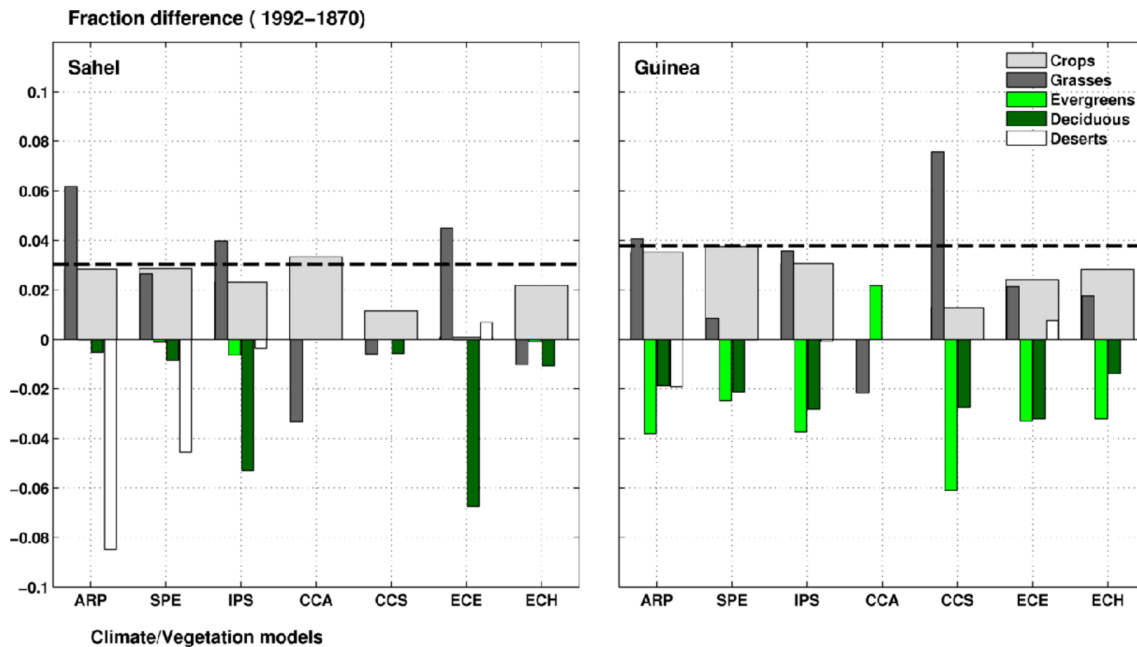


FIGURE 4.2. – Differences (in fraction of total area) in each of these types of vegetation between PD and PI times in Sahel and Guinea region. The color bars shows the fractions of land area occupied by Crops (light gray), Pastures (dark gray), the Evergreen (light green), the Deciduous trees (dark green) and Deserts (white). The dotted line shows the changes in the extent covered of crops fractions observed between 1870 and 1992 from thereconstructed data-set by Ramankutty et Foley (1999). ARP, CCA, CCS, ECE, ECH, IPS and SPE are the GCM/LSMs acronyms for respectively ARPEGE/ISBA, CCAM/CABLE, CCSM/CLM, ECEARTH/ TESSEL, ECHAM5/JSBACH, IPSL/ORCHIDEE and SPEEDY/LPJmL

In Guinea, imposed expansion of crops and pastures fraction is reproduced by all LSMs with a reduction of the forests fraction except CABLE. In most LSMs, the biogeography is represented through Plant Functional Types (PFTs). CABLE only considers grid cell that is occupied by the dominant vegetation type, so if one type exceeds 50%, then it is set to occupy the whole grid cell. This is why the increase in crop area is much larger in this model than in all others in the Sahel and no changes of crop area are simulated in Guinea.

Although areas covered by crops and grasses increase in most models from pre-industrial times to the present, the intensity of fractional area covered by each of those types of vegetation and their changes is varying among models (Table 4.3). Depending on the model, the grid cell includes one (CABLE), two (TESSEL), or multiple PFTs (CLM, JSBACH, ORCHIDEE, LPJmL). In the case of ISBA, a set of parameters, averaged from those of different PFTs co-existing within each grid-cell, describes vegetation related grid properties. For example, for Sahel region, crops and pastures fraction have expanded predominantly at the expense of forests in ORCHIDEE and TESSEL, while in ISBA, LPJmL the increase

of desert areas is larger than the reduction in forests, as is also shown in CABLE, CLM, JSBACH the reduction in herbaceous areas is as large or even larger than the reduction in forests.

LSMs which mix crops and grasses (1 PFT instead 2), grasses are transformed by crops (ISBA for example in Sahel) with no change in terms of flux to the atmosphere. Thus we expect in this region a very contrasted result between ISBA which transforms crops and pastures into desert fraction and TESSEL which deforests massively. There are two very contrasted land-use changes that should lead to opposite results between LSMs. In contrast, there is no drastic contrast in Guinea area where the fraction of area covered by forest has decreased.

4.5.4 Separating the respective impacts of Land-Cover and Greenhouse Gas changes

To separate the respective impacts of LULCC on the increase in atmospheric CO2 greenhouse gases (hereafter CO2SST) since pre-industrial times, we focused in this work on two regions : the Sahel (box1 in Fig.1; 15°W-20°E and 12°N-18°N) and Guinea (box2 in Fig.1; 10°W-0°E and 5°N-10°N) where the combined change of crops and pastures fraction between 1870 and 1992 exceeds 5% (Figure 4.1). The surface climate response to LULCC effect in a generic variable V, which has been designated as mean impact on a climate variable resulting from the changes of LULCC between 1870 and 1992 as shown in equation (1) (where V represents the seasonal average value of the variable for each experiment).

$$\Delta V_{LULCC} = V_{PD} - V_{PDV} \quad (4.1)$$

The climate response to changes in sea surface temperature (SSTs) and the extension of the sea ice concentration (SIC) combined with the increase in atmospheric CO2 greenhouse gases (CO2SST) between the pre-industrial and present day are derived as :

$$\Delta V_{CO2SST} = V_{PD} - V_{PIV} \quad (4.2)$$

We particularly looked at the change on the Surface Energy Budget (SEB) :

$$Q_{SN} + Q_{LD} = Q_T + Q_{LU} + Q_G \quad (4.3)$$

$$Q_{SN} = (1 - \alpha)Q_{SD} \quad (4.4)$$

where Q_{SN} and Q_{SD} are the net and downward shortwave radiation, Q_{LD} and Q_{LU}

the downward and upward long-wave radiation, Q_T the sum of the latent (Q_{LE}) and sensible (Q_H) heat fluxes, Q_G a residual term (all values are in Wm^{-2}), and α is the surface albedo. In order to have a closed SEB relation, Q_G is derived explicitly from the other terms in equation (3), and accounts for the energy fluxes not considered here (the flux of heat being transmitted to deeper soil layers). From the SEB, we estimated the amount of available energy (Q_A) at the surface in the absence of snow cover to longer time scales in the Sahel and the Gulf of Guinea in equation (4).

4.6 Evaluation of surface climate, and of how it is affected by land cover change

4.6.1 Are precipitation and surface air temperature well simulated ?

The LUCID models have been evaluated against observed rainfall and surface air temperature in both the Sahel and Guinean regions. Results are displayed Figure 4.3 and 4.4 for the rainy season and summarized in table 4.3 for the entire year and for the rainy season together with informations regarding interannual variability.

In the Sahel and Guinea, the mean summer daily rainfall (June to September) is 2.7 mm/day and about 6.4 mm/day respectively according to the observations (Table 4.3). Three of the LUCID models underestimate the observed rainfall in the Sahel (ECHAM, IPSL, SPEEDY), three overestimate it (CCAM, CCSM, EC-EARTH), while one gives about the right amount of rainfall (ARPEGE). In Guinea we do not find the same rating for the models as ARPEGE, SPEEDY and EC-EARTH overestimate rainfall, IPSL catches the right order of magnitude and the other three models underestimate it (CCAM, CCSM, ECHAM). The model ensemble mean provides the best estimate of rainfall in Sahel which corroborates with previous studies (Monerie *et al.*, 2012).

Figure 4.3 shows the matching between observed and simulated summer rainfall at the pixel level. Most models have difficulties to represent high precipitation values (larger than ~ 4 mm/day in the Sahel and than ~ 6 mm/day in Guinea) as it is obvious from the models ensemble mean. CABLE seems to have an even lower value of precipitation (~ 3 mm/day) over the Sahel, while over Guinea rainfall mean ranges between 4 and 5 mm/day. Two models overestimate median values in the Sahel rather than extremes (2 to 5mm/day) : CCSM and EC-EARTH.

The observed interannual variability of rainfall during the rainy season (Table 4.3) is 0.45mm/day in the Sahel, and 0.77mm/day in Guinea, that is about 15% in both of the mean seasonal rainfall in both regions. In absolute terms and in the Sahel, it is over-

Chapitre 4. Impact biogéophysique des changements d'occupation des sols passé et présent sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest : Résultats du projet d'intercomparaison LUCID

Tableau 4.3. – Simulated annual and (June to September) average (MEAN) and standard deviation (STD) of rainfall (mm/day) and surface air temperature (°C) for each of the seven GCM/LSMs, the multimodel-mean in both the region for the PD and PDv simulation respectively compared with observations data-set in the 1970 to 1999 period.

CGM/LSMs	Precipitation				Surface Air Temperature			
	Sahel		Guinea		Sahel		Guinea	
	PD	PD _v	PD	PD _v	PD	PD _v	PD	PD _v
ARPEGE	1.31(2.92)	1.26(2.82)	4.12(5.02)	4.15(5.11)	27.48(31.04)	27.62(31.23)	26.19(24.96)	26.25(24.98)
CCAM	1.59(3.41)	1.53(3.30)	2.57(3.22)	2.51(3.13)	27.11(28.23)	27.36(28.79)	33.19(35.98)	33.23(36.00)
CCSM	1.48(3.68)	1.60(3.99)	2.18(2.14)	2.16(2.03)	25.52(27.50)	25.56(27.46)	24.93(24.06)	24.87(24.04)
EC-EARTH	1.54(3.57)	1.50(3.56)	3.94(5.45)	3.95(5.39)	26.81(28.44)	26.83(28.45)	24.48(23.14)	24.48(23.17)
ECHAM5	0.89(2.27)	0.66(1.74)	2.58(4.06)	2.58(4.09)	26.89(30.99)	26.84(30.98)	26.50(25.61)	26.51(24.93)
IPSL	0.44(1.09)	0.44(1.11)	3.46(5.38)	3.45(5.36)	27.00(30.46)	26.98(30.38)	25.89(24.94)	25.86(24.94)
SPEEDY	0.93(2.05)	0.98(2.14)	5.21(6.46)	5.38(6.89)	31.29(31.69)	31.38(31.78)	28.09(26.00)	28.17(26.07)
ENS	1.17(2.73)	1.12(2.65)	3.04(4.06)	3.03(4.03)	26.81(29.59)	26.88(29.71)	27.19(26.90)	27.20(26.90)
OBS	0.99(2.7)		3.63(6.04)		28.46(30.31)		26.42(25.31)	
STD	PD	PD_v	PD	PD_v	PD	PD_v	PD	PD_v
ARPEGE	0.20(0.46)	0.19(0.42)	0.38(0.66)	0.39(0.61)	0.31(0.54)	0.35(0.57)	0.26(0.33)	0.28(0.35)
CCAM	0.42(0.78)	0.42(0.81)	0.38(0.68)	0.45(0.84)	0.59(1.30)	0.89(1.75)	0.70(0.39)	0.71(0.69)
CCSM	0.21(0.59)	0.19(0.57)	0.20(0.42)	0.23(0.42)	0.44(0.49)	0.39(0.52)	0.25(0.34)	0.25(0.35)
EC-EARTH	0.18(0.45)	0.17(0.42)	0.11(0.27)	0.13(0.32)	0.25(0.47)	0.36(0.41)	0.12(0.09)	0.11(0.11)
ECHAM5	0.07(0.17)	0.12(0.30)	0.19(0.44)	0.16(0.39)	0.34(0.46)	0.35(0.50)	0.38(0.44)	0.32(0.39)
IPSL	0.03(0.09)	0.04(0.12)	0.15(0.40)	0.15(0.37)	0.30(0.38)	0.31(0.44)	0.26(0.30)	0.27(0.32)
SPEEDY	0.02(0.07)	0.03(0.07)	0.61(0.96)	0.57(0.90)	0.27(0.21)	0.24(0.20)	0.17 (0.20)	0.16(0.16)
ENS	0.10(0.22)	0.10(0.26)	0.13(0.26)	0.11(0.25)	0.16(0.35)	0.28(0.49)	0.36 (0.51)	0.39(0.52)
OBS	0.16(0.45)		0.29(0.77)		0.36(0.46)		0.34(0.33)	

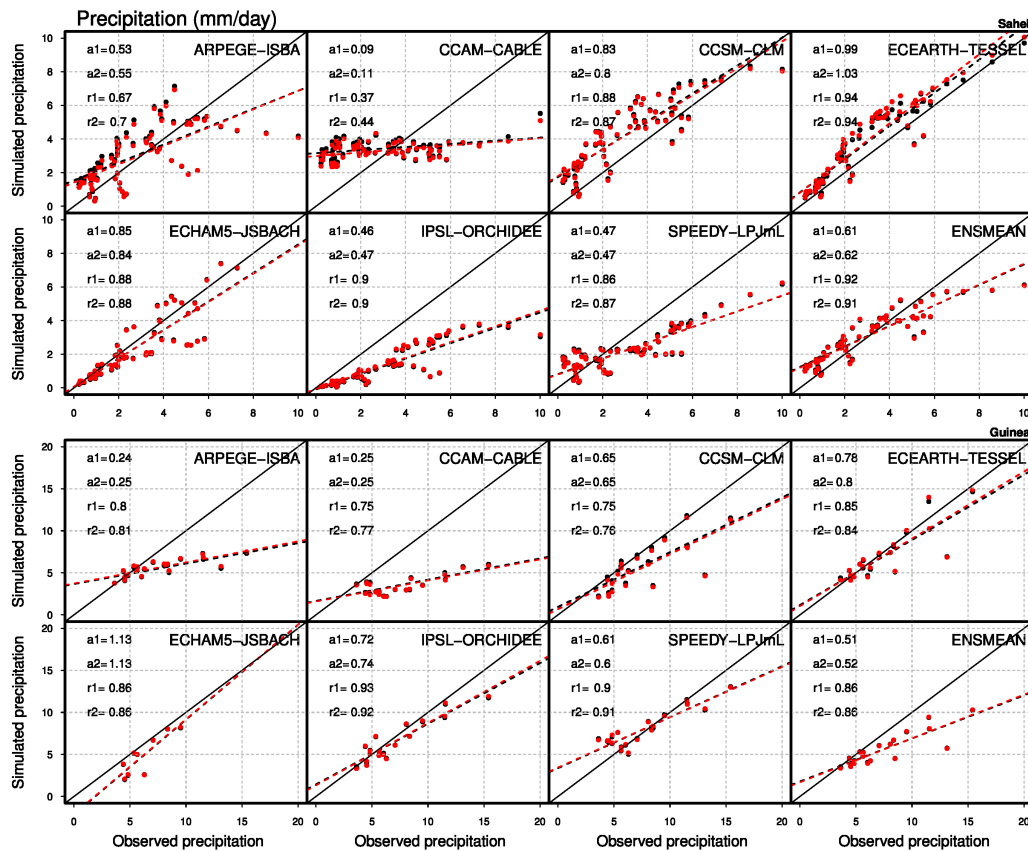


FIGURE 4.3. – Dispersion diagram of each gid cell over Sahel and Guinea area between simulated precipitation and observation data-set. Black and red colors represent respectively PD et PDV simulations. The slope of the regression line (a_1, a_2) and spatial correlation (r_1, r_2) are shown for PD and PDV simulation respectively.

restimated by two climate models (CCAM, CCSM), of the right order of magnitude for two other models (ARPEGE, EC-EARTH), and underestimated for all others (IPSL, ECHAM, SPEEDY). Interestingly the models ensemble mean does not provide the best estimate of interannual variability. The ratio between the observed interannual variability of seasonal rainfall and mean value is 0.16 in the Sahel and about 0.12 in Guinea. Over Sahel, it is not respected among the climate models, its overestimated in CCAM, of the right order of magnitude for three of climate models (CCSM, ARPEGE, ECEARTH) and underestimated by others climate models (ECHAM, IPSL, SPEEDY).

In Guinea, all climate LUCID models except SPEEDY underestimate the observed variability of seasonal rainfall. Here again the ensemble mean does not perform better than individual models. The ratio between interannual variability of seasonal rainfall and mean value is not respected among the climate models. The ratio value is overestimated by three climate models (CCAM, CCSM, SPEEDY), of the right order of magnitude for other models (ARPEGE) and underestimated for all others (IPSL, ECHAM, ECEARTH).

Table 4.4 displays the normalized root mean square error (NRMSE) and correlation bet-

Chapitre 4. Impact biogéophysique des changements d'occupation des sols passé et présent sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest : Résultats du projet d'intercomparaison LUCID

Tableau 4.4. – Statistical comparisons of seven climate models runs estimated with the observation data-set. Normalized Root Mean Square Error (NRMSE) and correlation between the simulated rainfall and temperature (June to septembre) for each GCM/LSMs, the ensemble mean with the observation in both regions during the 1970-1999 period for PD and PDV simulation.

CGM/LSMs	Precipitation				2m Temperature			
	Sahel		Guinea		Sahel		Guinea	
	PD	PD _V	PD	PD _V	PD	PD _V	PD	PD _V
NRMSE								
ARPEGE	0.22	0.20	0.24	0.25	0.03	0.03	0.01	0.01
CCAM	0.44	0.41	0.29	0.31	0.08	0.07	0.42	0.42
CCSM	0.44	0.53	0.33	0.33	0.09	0.09	0.05	0.05
EC-EARTH	0.22	0.39	0.24	0.24	0.05	0.05	0.07	0.07
ECHAM5	0.61	0.61	0.08	0.09	0.02	0.02	0.02	0.01
IPSL	0.29	0.27	0.43	0.48	0.01	0.02	0.02	0.02
SPEEDY	0.37	0.35	0.11	0.14	0.04	0.05	0.03	0.03
ENSMEAN	0.14	0.18	0.08	0.08	0.01	0.02	0.05	0.05
Correlation								
ARPEGE	0.21	0.19	0.04	-0.11	0.32	0.46	0.87	0.84
CCAM	0.09	-0.13	0.07	0.06	-0.09	-0.20	0.18	0.22
CCSM	0.62	0.10	-0.25	-0.4	0.28	0.17	0.47	0.40
EC-EARTH	0.07	0.17	-0.09	-0.19	0.14	0.11	-0.06	-0.12
ECHAM5	0.23	0.32	0.06	-0.02	-0.27	-0.27	-0.1	-0.08
IPSL	0.20	0.01	0.23	0.16	0.38	0.35	0.38	0.46
SPEEDY	0.02	-0.14	-0.01	0.16	0.11	0.05	0.23	0.19
ENSMEAN	0.52	0.11	0.12	0.06	0.40	0.20	0.66	0.67

ween the simulated and the observed rainfall. The climate models show significant differences in the magnitude of the bias and the inter-annual variability. In the Sahel, only one of the seven climate models (CCSM) and the ensemble mean show a significant correlation with observations, and no models simulate a significant correlation in Guinea. Over the Sahel, high and significant biases are simulated by four of the seven climate models (CCAM, CCSM, ECHAM5 and SPEEDY) and in Guinea it is located in CCSM and IPSL. The ensemble mean has shown lower errors than individual climate models in the Sahel and Guinea.

The simulated bias and inter-annual variability vary from one model to another (Table 4.4) resulting in climate model errors that can be traced to uncertainty in the representation of atmospheric processes (Flato et al 2013). For instance, the cloud processes, including convection and its interaction with boundary layer and larger-scale circulation, remain major sources of uncertainty of the atmospheric models.

Surface air temperature is overall better simulated in climate models than precipitation (Figure 4.4, Table 4.4). Mean observed temperature during the rainy season is 30°C in the Sahel and 25°C in Guinea. Three models (CCAM, CCSM, EC-EARTH) underestimate temperature in the Sahel which is consistent with their overestimation of rainfall during the rainy season. More rainfall indeed suggests increased evapotranspiration and cooler surface. In Guinea only CCAM strongly overestimates surface air temperature during the rainy season, and this is consistent with a strong underestimation of rainfall during the same season.

Chapitre 4. Impact biogéophysique des changements d'occupation des sols passé et présent sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest : Résultats du projet d'intercomparaison LUCID

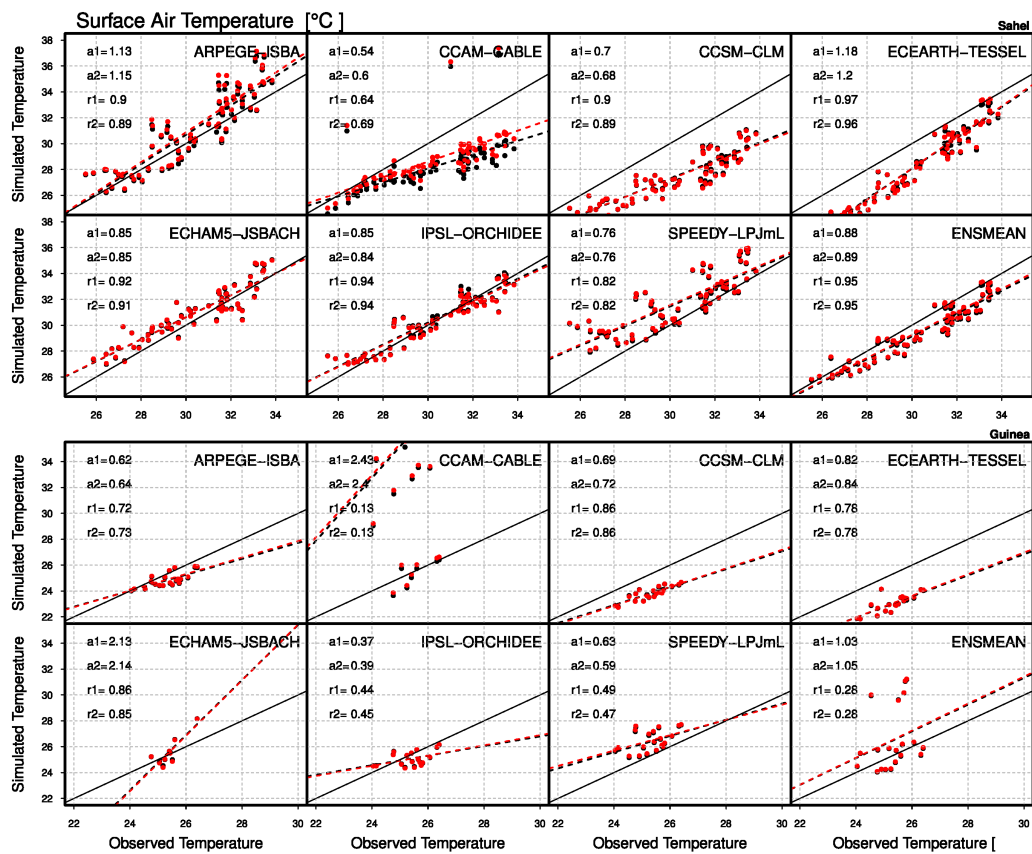


FIGURE 4.4. – As in figure 4.3, but for near surface temperature.

4.6.2 Is appropriate land cover prescription improving those quantities ?

Our simulations allow us to disentangle the role of historical land-cover change on surface climate, as discussed in section 2.4. We have therefore compared two simulations of rainfall and surface air temperature, forced respectively with present-day and pre-industrial land cover distribution. If land cover matters in our models for surface climate in West Africa, the PD simulation should be closer to (or less far away from) observed values of climate than PDv. The figures 4.3 and 4.4 we discussed (above) include red points as well as dark ones, the red ones being those plotted for PDv. There is no obvious/visible difference between both PD and PDv simulations with respect to mean 'climatic' values of both precipitation and temperature, as if the changes in land cover did not really matter for the good representation of those variables. Table 4.4 confirms that there is no clear improvement nor degradation of the correlations and rmse between both simulations in most models.

Moreover, there is no significant change on simulated precipitation and temperature inter-annual variability among the seven LUCID climate models. The pre-industrial land cover map prescribed in PDv simulation does not significantly affect the inter-annual variability in climate models therefore the land-use change seem to be insufficient to change the surface climate in West African region.

4.7 Evaluation of land surface characteristics

The first land characteristic that is impacted by land cover change is leaf area index (LAI) which is either imposed in climate models as a function of vegetation type (ARPEGE, CCAM, CCSM) or calculated as a function of net primary productivity (IPSL, ECHAM, SPEEDY). This variable in turns impacts surface albedo and roughness length. Changes in land surface properties affect the lower atmosphere via the surface energy budget and the surface water budget (Verstraete et Dickinson, 1986). Changes in albedo, surface roughness, LAI, root depth and a range of other biophysical characteristics affect the surface energy balance both via changing net radiation and via the partitioning of net radiation between sensible and latent heat (Sellers *et al.*, 1992; Betts *et al.*, 1996; Pitman, 2003). A change in the partitioning of net radiation can affect boundary layer depth (Pielke *et al.*, 1998) and thereby clouds and incoming solar radiation (Sellers *et al.*, 1992).

As discussed in section 2, land-cover change varies across models. Indeed in the Sahel, some land surface models prescribed a greening between pre-industrial and present time (e.g. ARPEGE, SPEEDY), while others prescribed some deforestation (e.g. IPSL, CCSM,

ECEARTH, ECHAM5). These two categories of LSMs will have to be considered separately in the following as they have opposite forcings.

4.7.1 Evaluation of present-day Leaf Area Index in Land Surface Models

Figure 4.6 shows seasonal variations of LAI simulated by each of the seven LUCID LSMs, together with the multi-model mean and the observed variations in the Sahel and Guinea. In the Sahel, four out of seven LSM (ISBA, CABLE, CLM and ORCHIDEE) correctly reproduce the observed timing of the growing season centered in late summer, although the magnitude may not be correct. Three of those models (ISBA, CABLE and CLM) impose their LAI from observations, while ORCHIDEE computes it. TESSEL imposes a fixed value of LAI through time, while LPJmL displays almost no seasonal cycle of its calculated LAI through time. JSBACH exhibits a well marked seasonal cycle, with high and unrealistic LAI values, all being prognostically calculated.

In Guinea features are overall the same between models, except for IPSL that simulates a more pronounced seasonal cycle than observed with quite larger values at all time.

Those results are confirmed in Table 4.5 that shows the correlation between models and observations for summer time as well as the standard deviation of both modelled and observed summer LAI in both regions. The standard deviation represents here the inter-annual variability of mean regional summer LAI. All models except JSBACH strongly underestimate the observed interannual variability. Such feature is quite normal for models that impose a mean climatological LAI (CCAM, ARPEGE, CCSM, ECEARTH). They present no correlation with the observed LAI because they have no interannual variability. The figure 4.5 shows that these models catch the right order of magnitude of LAI. Observed LAI is highly and positively spatially correlated to foliage density with values larger or equal to 0.8 in both the Sahel in Guinea except EC-EARTH that imposes a fixed value of LAI through time and IPSL which shows negative correlation in Guinea and SPEEDY which displays almost no seasonal cycle of its calculated LAI through time. The discrepancies in LAI from one model to another results from both the differences in prescribed land cover, but also from differences inherent to the land surface models. For instance the values of LAI imposed to e.g. ARPEGE or CCSM do not come from the same database. IPSL and ECHAM5 calculate their LAI as the result of net primary production and allocation processes to various parts of the plants. Those differences in LSMs further

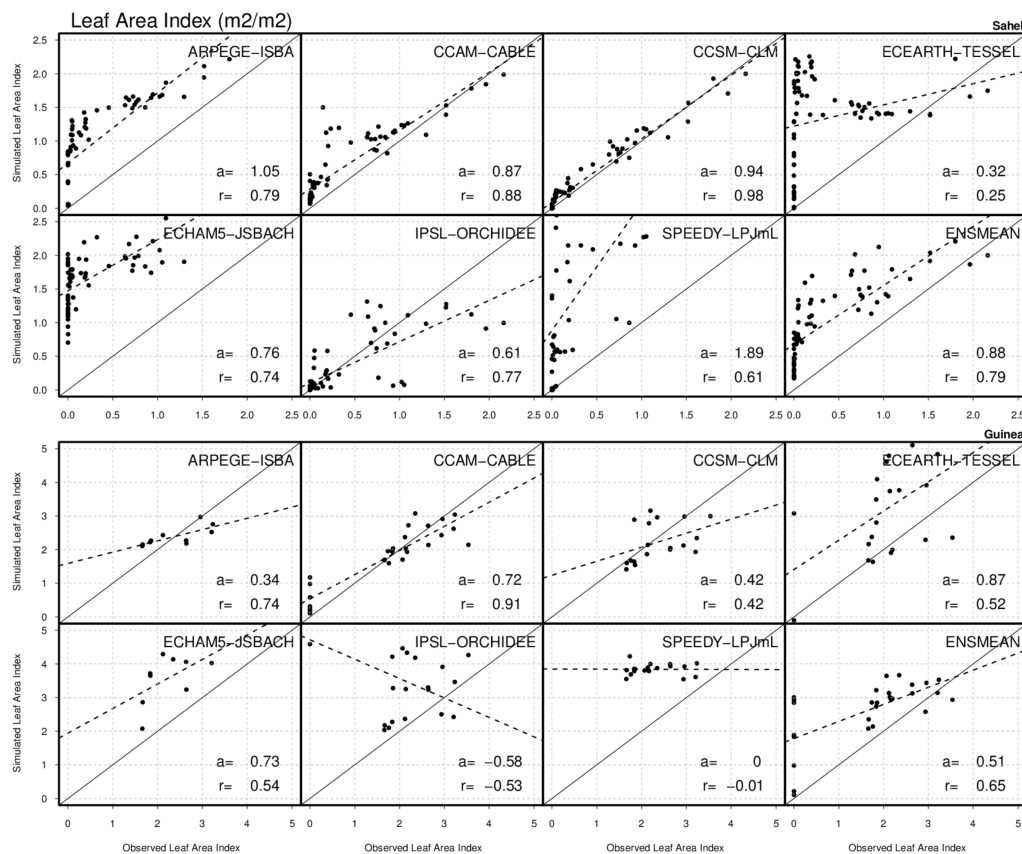


FIGURE 4.5. – Dispersion diagramm for each gid cell over Sahel and Guinea area (June to september) between simulated Present-Day Leaf Area Index and observation data-set. The slope of the regression line (a) and spatial correlation (r) are shown for each of seven Land Surface Model.

enhance the initial differences resulting from the various land cover imposed.

4.7.2 From leaf area index to changes in Surface albedo

Surface albedo is a key element of land/atmosphere exchange because of its direct effects on the surface radiation balance and on the resulting surface temperature. Figure 4.7 shows the major role of LAI on surface albedo and roughness length, the two land characteristics that influence net radiation and turbulent fluxes, and therefore surface temperature and the amount of water vapor retrieved to the atmosphere. The LAI parametrization across LSMs affects the surface albedo and roughness length representation. The figure 4.7a displays the summer simulated leaf area index plotted against surface albedo. Over Sahel (black symbols), the mean seasonal value of surface albedo simulated by the ensemble mean is estimated of 0.28 with LAI value estimated of $1.3m^2m^{-2}$. In Guinea

Chapitre 4. Impact biogéophysique des changements d'occupation des sols passé et présent sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest : Résultats du projet d'intercomparaison LUCID

Tableau 4.5. – Correlation between the simulated and observed leaf area index (r_{LAI}), and Standard deviation (STD_{LAI}) in June to September for each of LSMs in both region. (*) Illustrates the models that impose a mean climatological leaf area index from satellites observations

GCM/LSMs	Sahel		Guinea	
	r_{LAI}	STD_{LAI}	r_{LAI}	STD_{LAI}
ARPEGE/ISBA*	-	0.00	-	0.00
CCAM/CABLE*	-	0.00	-	0.00
CCSM/CLM*	-	0.00	-	0.00
EC-EARTH/TESSSEL*	-	0.00	-	0.00
ECHAM5/JSBACH	0.30	0.13	0.31	0.17
IPSL/ORCHIDEE	-0.22	0.03	0.24	0.07
SPEEDY/LPJmL	-	0.00	0.33	0.00
OBS		0.05		0.05

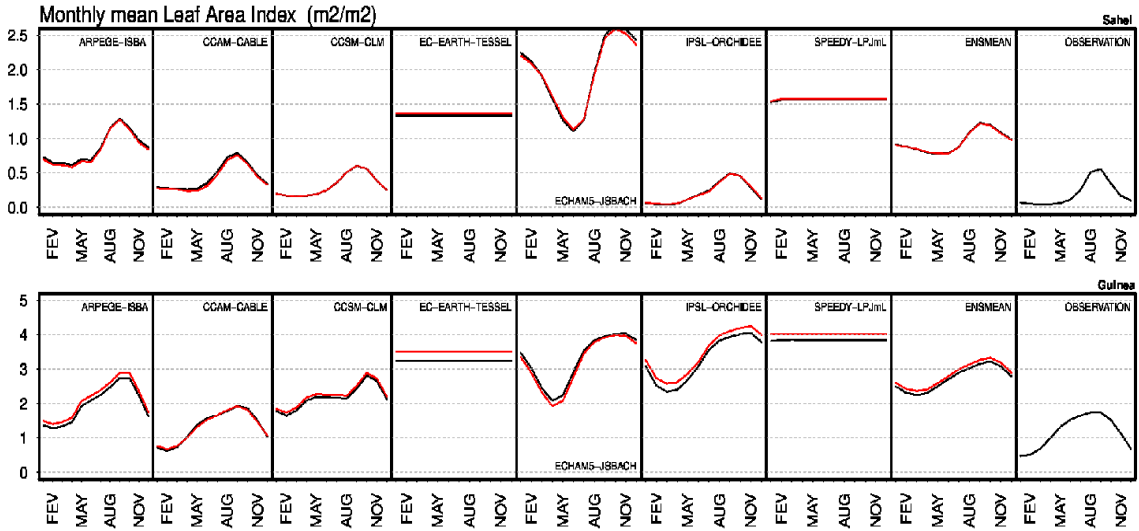


FIGURE 4.6. – Monthly mean of leaf area index (LAI) distribution simulated by the models listed at the top of each panel, by ensemble-mean Experiment and Observation data set. Monthly mean LAI averaged over the Sahel (top) and the Guinea area (bottom). The black and red solid line in each panels illustrated the PD and PDV simulation respectively. (*) Illustrates the models that prescribed LAI from satellite's observation

(red symbols), the mean seasonal albedo is estimate of 0.15 with correspond LAI value estimated to $3.0m^2m^{-2}$.

In both region, most LSMs show a high and negative correlation between calculated or imposed LAI value and simulated surface albedo and display a dependency between LAI and surface albedo. It means that the higher is LAI, the lower is surface albedo. The magnitude of the ratio between LAI and surface albedo varies from model to model and depends on seasonal cycle and on the magnitude of LAI on LSM therefore the growing season of vegetation as discuss in section 4.1. In Guinea, the LSMs which imposed LAI as a function of vegetation type (ISBA, CABLE, CLM) and other which calculated as a func-

tion of net primary productivity (ORCHIDEE, JSBACH, LPJmL) show some differences on summer LAI values and therefore on simulated surface albedo values. For instance, JSBACH exhibits an unrealistic seasonal cycle of LAI in the Sahel with the highest value of LAI corresponding to high unrealistic surface albedo. In the CABLE model, the parameters used to compute canopy albedo do not vary as a function of plant functional type (Sellers *et al.*, 1992) which makes the model albedo insensitive to changes in vegetation structure (this has been revised in more recent versions of the model; see Annexe A). Surface albedo is however strongly linked to LAI representation among LSMs and represents a key element of land-atmosphere exchanges.

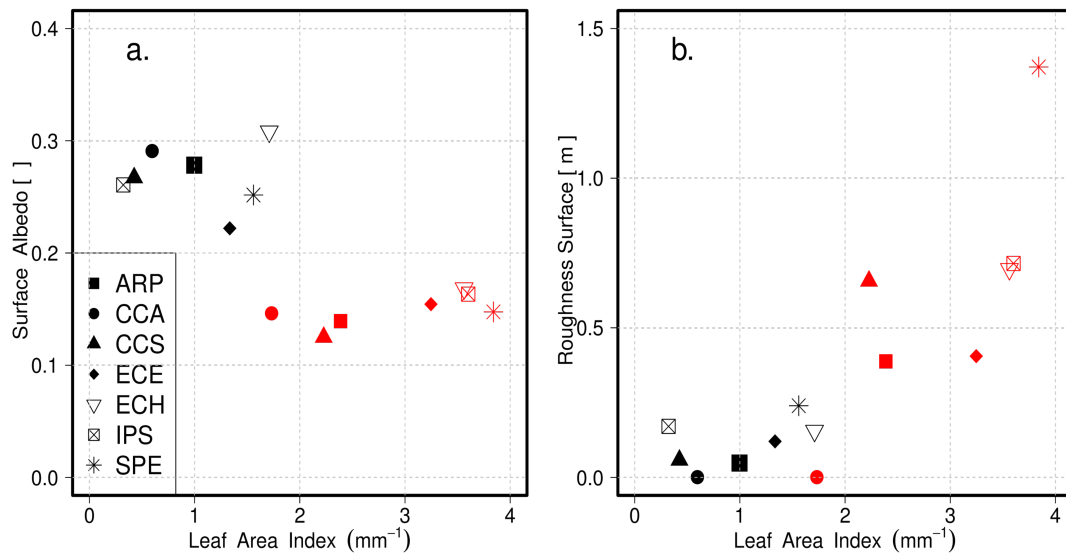


FIGURE 4.7. – Summer simulated leaf area index plotted against surface albedo (a) and roughness surface (b) For PD times. Red symbols are for Guinea, while black symbols are for Sahel region. Symbols refer to the various GCM/LSMs used (ARP : ARPEGE/ISBA ; CCA : CCAM/CABLE ; CCS : CCSM/CLM ; ECE : EC-EARTH/TESEL ; ECH : ECHAM5/JSBACH ; IPS : IPSL/ORCHIDEE ; SPE : SPEEDY/LPJmL).

4.7.3 From leaf area index to changes in surface roughness

In all LSMs, except CABLE model which only considers grid cell that is occupied by the dominant vegetation type, forest fraction is highly and positively correlated with LAI and with surface roughness (Z_0) (Table 4.7). LAI representation across LSMs not only affects the simulated seasonal cycle of land surface albedo but also the length of roughness surface which can impacts the lower atmosphere via the surface energy budget and the surface water budget. Figure 4.7b confirms the link between the LAI representaion and

Chapitre 4. Impact biogéophysique des changements d'occupation des sols passé et présent sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest : Résultats du projet d'intercomparaison LUCID

Tableau 4.6. – Spatial correlation between Forest Fraction and Leaf Area Index ($r_{F,L}$), and between Forest Fraction and Roughness Surface Length ($r_{F,Z}$) in JJA in Sahel and Guinea

	Sahel		Guinea	
	$r_{F,L}$	$r_{F,Z}$	$r_{F,L}$	$r_{F,Z}$
GCM/LSMs				
ARPEGE/ISBA	0.77	0.90	0.90	0.94
CCAM/CABLE	0.33	0.15	0.43	-
CCSM/CLM	0.73	0.83	0.93	0.98
EC-EARTH/TESEL	0.68	0.95	0.87	0.88
ECHAM5/JSBACH	0.83	0.65	0.53	0.70
IPSL/ORCHIDEE	0.81	0.99	0.79	0.98
SPEEDY/LPJmL	0.57	0.99	0.30	0.93
ENSMEAN	0.84	0.90	0.54	0.70

the length of the roughness surface. In the Sahel, the mean seasonal value of the length roughness surface simulated by most LSMs is 0.2m corresponding to a LAI value of $1.0 m^2m^{-2}$. In Guinea, the mean seasonal value of roughness surface is around 0.7m and corresponds to a LAI value of $3.0 m^2m^{-2}$. In both region, most LSMs display a relationship between both land surface characteristics and show high and positive correlation between LAI and Z_o that means the higher is LAI, the larger is Z_o .

The magnitude of the ratio between both variables varies from model to model and depends on many variables which determine the representation of LAI. For example CABLE model, which only considers grid cell that is occupied by the dominant vegetation type, displays any value of roughness surface in both region because it shows no change of forest cover and the forest fraction is not correlated with the roughness surface (Table 4.7)).

Figure 4.7b shows that the simulated LAI in most of LSMs is much stronger in Guinea than Sahel region leading to higher roughness surface in Guinea. The difference between both regional land surface characteristics may be isolated by regional climatic regimes for example the fact it rains much more in Guinea than in Sahel region and for in to hydrologic land surface characteristics.

4.8 Discussion

4.8.1 On the importance of leaf area index

We have discussed in section 4 the major role of LAI is playing on surface albedo and roughness length, two important surface variables that influence net radiation and turbulent fluxes, and therefore surface temperature and the amount of water vapor transferred to the atmosphere.

Figure 4.8 shows the correlation in both the models and the observations between leaf area index and a) precipitation (P) on the one hand, b) surface air temperature on the other hand.

Observations show that precipitation is highly and positively correlated to foliage density with values larger or equal to 0.8 in both the Sahel and Guinea. That means that the higher is LAI, the larger is rainfall. Five out of seven models also show positive correlations, but not as large as the observed. None of the models however is able to capture a larger correlation between P and LAI in Guinea than in the Sahel, while this is clearly seen in the observation dataset. The ECHAM5 climate model is simulating an inverse (e.g. negative) relationship between LAI and rainfall in the Sahel but in both regions studied those relationships are very small, i.e. non significant. ECEARTH is showing no correlation, whatever the variable we look at, because its LAI does not change through time.

The correlation between LAI and surface air temperature is positive in the Sahel and negative in Guinea. This suggests that more LAI in Guinea will lead to more evapotranspiration and therefore cooler surface, while in the Sahel the albedo effect of increased LAI may dominate and increase surface temperature. The correlation is however quite small in the Sahel (~ 0.15) and quite larger in Guinea (~ -0.5). Only three models out of seven capture this dual signal : ARPEGE, CCSM and IPSL. Among those three only two show a larger correlation in Guinea than in the Sahel, as observed (ARPEGE and IPSL) although they tend to overestimate both correlations. Those models are also the ones that have the best representation of seasonal LAI. ECHAM5 is systematically showing a negative correlation between temperature and LAI, while CCAM is showing relationships that are opposite in sign to the observed, but quite small and therefore negligible.

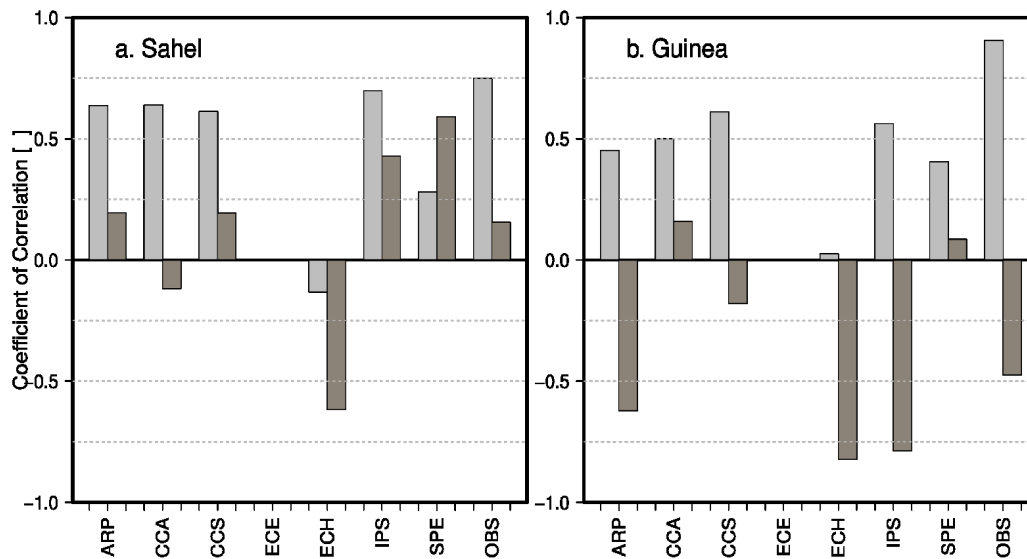


FIGURE 4.8. – Correlation between simulated precipitation and leaf aera index (Light grey), together with the correlation between the simulated near surface temperature and leaf area index (Dark grey) for each of the seven climate models and for observation data-set in both regions defined in Sahel (a) and Guinea (b)

4.8.2 the respective roles of historical land cover changes and atmospheric CO₂

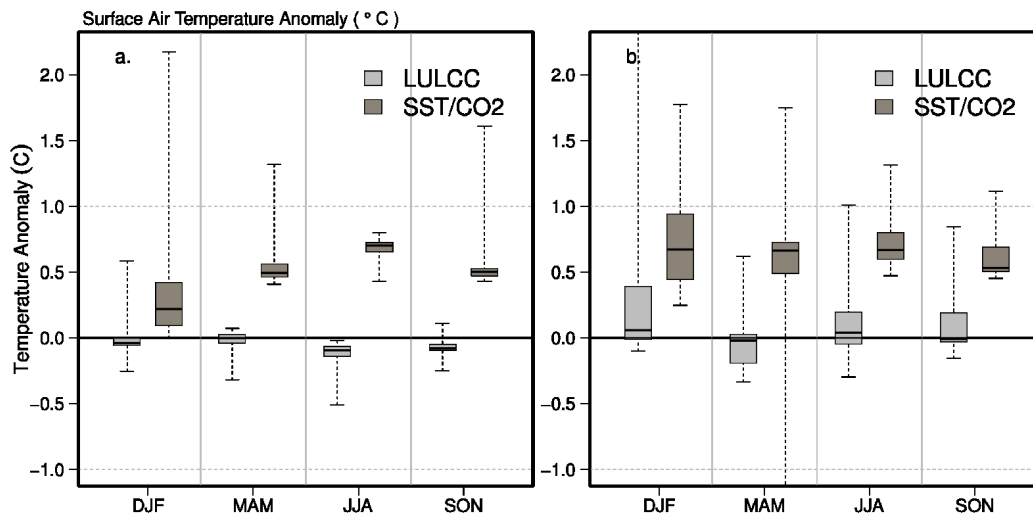


FIGURE 4.9. – Changes in Surface air temperature (a,b) induced by LULCC (light gray) and by changes in CO₂SST (dark gray boxes) between preindustrial period and the present day. The anomalies are calculated for each grid cell in the two regions defined in Sahel (a) and Guinea (b). Box-whisker plots indicate the extremes, the inter-quartile range and the median of the mean ensemble values of each individual model and each set of experiment (PD-PDv for the LULCC impacts, PD-PIv for CO₂SST impacts).

We compared the simulated regional climate changes induced by LULCC to the ones induced by CO₂SST. Figure 4.9 (above) illustrates the changes in surface air temperature we obtain over both the Sahel and Guinea. The changes of CO₂SST lead to an increase in

available energy at the surface ($2-5 \text{ Wm}^{-2}$ in the Sahel) and ($5 - 10 \text{ Wm}^{-2}$ in Guinea) (not shown) with larger values during summertime when incoming radiation is the highest. This increase is caused mainly by increased incoming infrared radiation (QLD) associated with the higher atmospheric CO_2 . This increased of available energy at the surface is associated with a surface warming of ($0.2^\circ-0.6^\circ\text{C}$ in Sahel) and ($0.6^\circ-0.7^\circ\text{C}$ in Guinea) (Figs. 9a,b) over all seasons with slightly larger values during summertime particularly in the Sahel, in contrast to the Guinea region there is a no seasonal cycle of the climatic response to CO_2 . In contrast, LULCC biogeophysical effects lead to slightly cooler surfaces (and decrease in available energy) in the Sahel, but that are not really significant. In Guinea the response to LULCC is also very small but the spread between the models' responses is larger.

The regional effects of both LULCC and the change in atmospheric GHG on the intensity of water recycling (expressed by precipitation and total evapotranspiration ratio, P/E) is displayed Figure 4.10. Those changes are quite small whatever the forcing is in both regions.

In summary, surface climate in the western Sahel has been more influenced by the increase in greenhouse gases since pre-industrial times, and by its consequences on sea-surface temperatures, than by global land-use induced land cover changes. This statement however is only based on seven climate models used within the LUCID project.

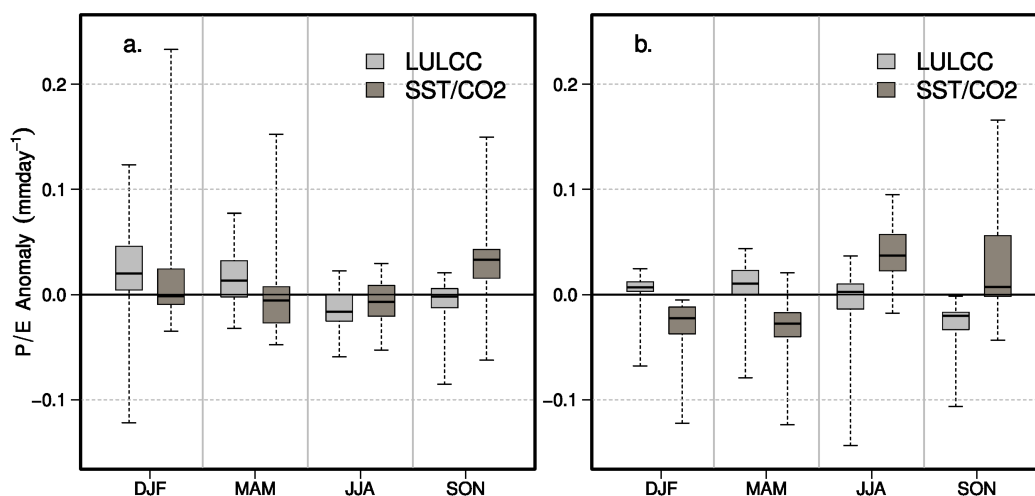


FIGURE 4.10. – As in Figure 9, but for E/P Anomaly (mmday^{-1})

4.9 Conclusion

In this study, we have analysed the outputs of the seven LUCID models in West Africa. We evaluated the simulations of present-day rainfall and surface air temperature by comparing the simulated outputs with observed datasets. We also compared the respective roles (on those variables) of historical anthropogenically induced land-cover change and of increased atmospheric greenhouse gases and subsequent sea-surface temperature changes (CO2SST). We more specifically looked at two contrasted regions : the Sahel and Guinea, where land cover change is above 5% since pre-industrial times. This work extends the studies of Pitman et al (2009), N2012 and Boisier et al. (2012) that investigated the robust responses of the surface climate to LULCC since pre-industrial times in the temperate regions.

All LUCID models have been forced with the exact same change in crop and pasture areas. In Guinea, expansion of crops and pasture resulted in deforestation in all models. This led to decreased leaf area index, increased surface albedo, and decreased roughness length. Our analyses show that the historical effects of LULCC on surface climate are very small and by far outweighed by the changes induced by CO2SST.

Comparisons with observations show that the magnitude of the mean and inter-annual variability of rainfall was quite different on climate LUCID models and varies strongly from one model to another. The observed average value and inter-annual variability of seasonal rainfall is underestimated/overestimated by most of the climate models in both region even if some climate models catches the right order of magnitude. The ratio between interannual variability of seasonal rainfall and mean value has been evaluated, results show that it is not respected among the climate models and varies strongly from one model to another.

The associate errors of mean rainfall and inter-annual variability in climate models has also been evaluated, analyses reveal that there are no consistency among models and they varying from one model to model resulting in climate model errors that can be traced to uncertainty in the representation of atmospheric processes and the uncertainties of climate representation among the climate models (Flato *et al.*, 2013).

The results show surface air temperature is overall better simulated than precipitation in LUCID climate models. Therefore, in Sahel our analyses suggest some consistency to the climate model that underestimate temperature with their overestimation of rainfall during the rainy season. This led to more rainfall indeed suggests increased evapotranspiration and cooler surface.

We also more specifically looked the importance of leaf area index on surface climat over West Africa, results reveal that precipitation is highly and positively correlated to fo-

liage density with values larger or equal to 0.8 in both the Sahel and Guinea. Among the seven climate models, five models show positive correlations, but not as large as the observed and None of the models however is able to capture a larger correlation between precipitation and LAI in Guinea than in the Sahel and most of climate model show that correlation between LAI and surface air temperature is positive in the Sahel and negative in Guinea. That's suggests that more LAI in Guinea will lead to more evapotranspiration and therefore cooler surface, while in the Sahel the albedo effect of increased LAI may dominate and increase surface temperature.

Our results have therefore two implications :

- 1) LAI needs to be thoroughly evaluated in all land surface models, specially when they are used coupled to their host climate model. The importance of evaluation in a coupled mode has already been stressed by e.g. Boisier et al.(2012) for the temperate latitudes, and is of crucial importance in West Africa as both precipitation and surface air temperature are correlated to the greenness index of the land surface ;
- 2) the coupling intensity between land and atmosphere varies strongly from one model to another. ECHAM5 for example is showing stronger coupling between surface temperature and LAI compared to rainfall and LAI, while the reverse is obtained from simulations. The importance of a proper evaluation of coupling strength in climate models has already been stressed by other authors (e.g. Koster *et al.*, 2006; Lorenz *et al.*, 2014).

4.10 Annexes A

The effects of changes of LULCC on leaf area index in both region are displayed on figure 4.11 (below). The decrease foliage development result from forests fraction which has been commonly replaced by crops and grasslands. In Sahel, two of the seven LSMs show a decrease LAI in summer. In Guinea, except CABLE and JSBACH, all LSMs show a decrease in LAI. This increased of LAI in summer (for JSBACH in Guinea for example) can result either in a shift in the seasonal cycle (leaf phenology) crop leaves in those models do not emerge at the same time as tree leaves, and the length of the growth season is fairly shorter for crops than for most other plant types or the fact to growing crops and pastures on the bare soil (for ISBA) or from a larger LAI for crops than for grasses when the crops are growing to the detriment of herbaceous (for CABLE).

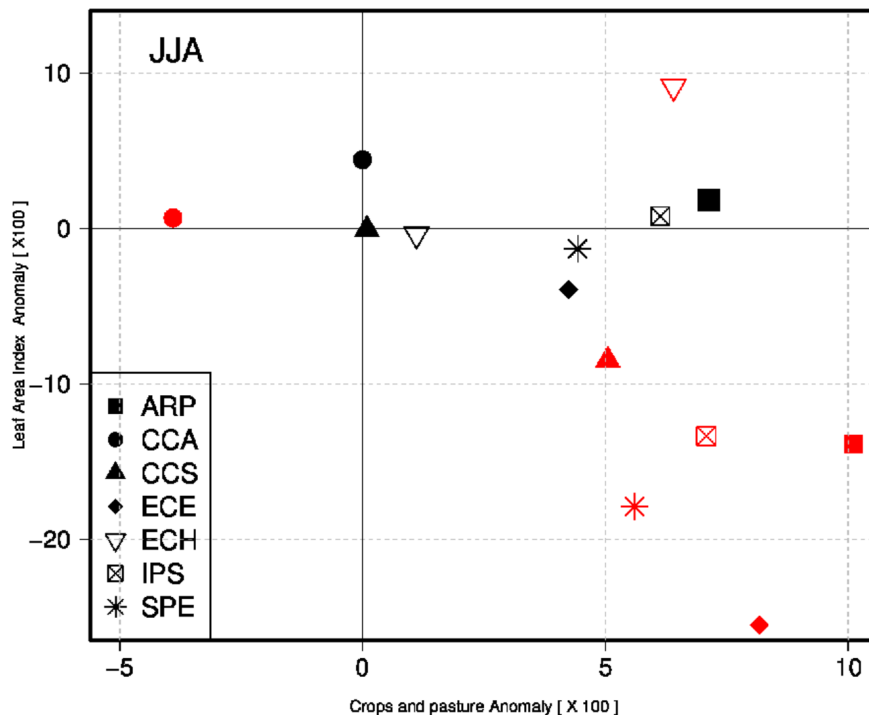


FIGURE 4.11. – Summer LULCC-induced changes in the simulated leaf area index (%) plotted against the changes in combined crops and pasture fraction between PD and PI times. Symbols refer to the various models used (ARP : ARPEGE-ISBA ; CCA : CCAM-CABLE ; CCS : CSSM-CLM ; ECE : EC-EARTH-TESEL ; ECH : ECHAM5-JSBACH ; IPS : IPSL-ORCHIDEE ; SPE : SPEEDY-LPJM). Red symbols are for Guinea, while black symbols are for Sahel region.

The figure 4.12a,b display the seasonal effects of changes of LULCC on surface albedo, this figure shows the strong link of changes in LAI and change in surface albedo which

Chapitre 4. Impact biogéophysique des changements d'occupation des sols passé et présent sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest : Résultats du projet d'intercomparaison LUCID

Tableau 4.7. – Extent each of those types of vegetation ($10^6 km^2$) at both PI time and PD, together with changes of types of vegetation in ($10^6 km^2$) between those two time slices. All models are shown for both geographical regions

GCM/LSMs	Area	Crops			Grasses			Forests			Deserts		
		PD	PI	Δ	PD	PI	Δ	PD	PI	Δ	PD	PI	Δ
IPSL/ORCHIDEE	Sahel	0.12	0.07	+0.05	1.09	1.02	+0.07	0.46	0.58	-0.12	0.36	0.37	-0.01
	Guinea	0.04	0.02	+0.02	0.28	0.26	+0.02	0.18	0.22	-0.03	0.00	0.00	0.00
ARPEGE/ISBA	Sahel	0.15	0.09	+0.06	0.94	0.81	+0.13	0.15	0.16	-0.01	0.79	0.96	-0.17
	Guinea	0.04	0.02	+0.02	0.28	0.26	+0.02	0.10	0.13	-0.03	0.06	0.07	-0.01
CCAM/CABLE	Sahel	0.06	0.00	+0.06	1.75	1.81	-0.06	0.01	0.01	0.00	0.20	0.20	0.00
	Guinea	0.015	0.015	0.00	0.45	0.46	-0.01	0.02	0.01	+0.01	0.00	0.00	0.00
CCSM/CLM	Sahel	0.08	0.07	+0.01	0.95	0.96	-0.01	0.20	0.21	-0.01	0.78	0.78	0.00
	Guinea	0.023	0.02	+0.01	0.30	0.28	+0.01	0.15	0.17	-0.02	0.01	0.01	0.00
ECEARTH/TESSEL	Sahel	0.08	0.07	+0.01	0.12	0.03	+0.09	0.68	0.82	-0.14	0.54	0.52	+0.02
	Guinea	0.02	0.01	+0.01	0.04	0.03	+0.01	0.21	0.25	-0.04	0.08	0.07	+0.01
ECHAM5/JSBACH	Sahel	0.10	0.06	+0.04	1.03	1.05	-0.02	0.42	0.45	-0.03	0.47	0.47	0.00
	Guinea	0.03	0.02	+0.01	0.21	0.20	+0.01	0.24	0.27	-0.03	0.01	0.01	0.00
SPEEDY/LPJmL	Sahel	0.13	0.07	+0.06	0.69	0.63	+0.06	0.52	0.54	-0.02	0.69	0.79	-0.10
	Guinea	0.04	0.02	+0.02	0.08	0.07	+0.01	0.37	0.39	-0.02	0.022	0.023	-0.001

varies from model to model, following the magnitude of change in LAI that depends on LSM representation and on deforested or anthropized area. However, the surface albedo increasing is locate on some models which extends crops or pastures fraction to the detriment of large deforestation and it decreases for other LSMs which replace crops and pastures fraction for deserts (ISBA) and do not change for other LSM which mix crops and grasses in the grid cell (CABLE).

In Sahel, a small change to surface albedo that do not exceed 0.5% are simulated by the models due to a small change LULCC prescribed (Table 4.7). In Guinea, except CABLE model, the albedo changes are roughly proportional to the deforestation with a small change in surface albedo that does not exceed 1% for six other models. Therefore, we can see a logical link between land-cover change and change in land surface albedo which influence the surface radiation balance and surface temperature.

In all LSMs except CABLE, simulate an decrease in Z_o especially in Guinea following the deforested fraction prescribed (Figure 4.12c,d). The amplitude in change of Z_o is related to the deforestation strength with a decrease of about 10 to 15% for an almost complete forest clearance. In Sahel, only two of the seven LSMs (TESSEL and ORCHIDEE) prescribed a deforestation and simulate a decrease of length of roughness surface.

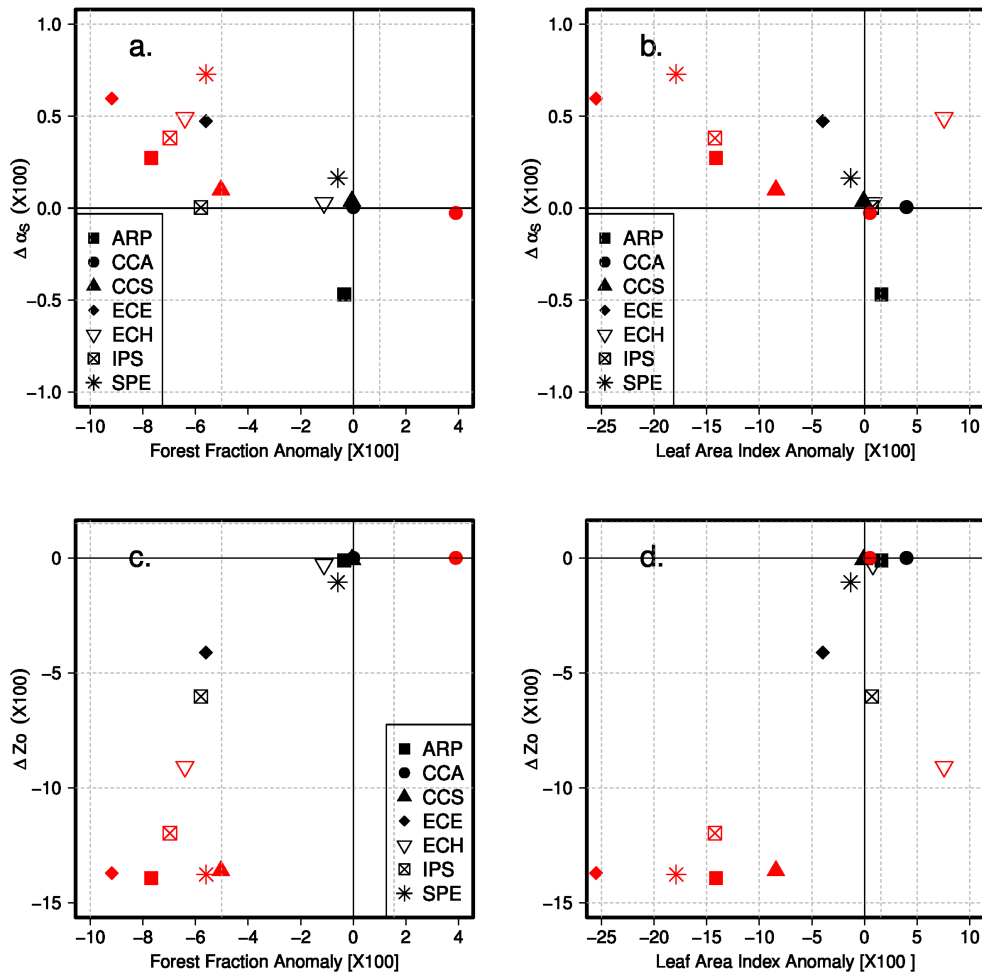


FIGURE 4.12. – Summer LULCC-induced changes in the simulated surface albedo (%) plotted against the changes in forest fraction (a) and the changes in leaf area index (b), Roughness surface (%) plotted against the changes in forest fraction (c) and the changes in leaf area index (d) between PD and PI times. Symbols refer to the various models as illustrated in figure 2. Red symbols are for Guinea, while black symbols are for Sahel region in summer changes(JJA)

In summary, there is a clear link between the changes in LAI and in roughness surface and against the surface albedo when we look the amplitude of change in LAI which is highly and positively correlated with the prescribed deforestation.

Acknowledgments :

This work is a contribution to the complex modeling systems program PDI-MS/UMMISCO. This investigation was supported by funding from Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and Université Pierre et Marie Curie (UPMC). The authors are grateful to the Service de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de l'ambassade de France and to PPR SREC - Sociétés Rurales, Environnement et Climat en Afrique de l'Ouest for facilitating travel from Dakar to Paris, which permitted stronger interactions between the principal investigators of this study. The authors are also grateful to all LUCID participants for providing modeling data as well as for to three anonymous reviewers for their constructive comments.



Chapitre 5

Impact biophysique des changements futurs d'occupation des sols sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest dans les projections LUCID-CMIP5 du XXIe siècle

Sommaire

5.1	Introduction	98
5.2	Simulations LUCID-CMIP5	100
5.2.1	Modèles et Scénarios réalisés dans LUCID-CMIP5	100
5.2.2	Scénarios harmonisés de changement de la couverture terrestre	103
5.3	Changements de la couverture terrestre depuis le début du XIXe jusqu'à la fin du XXIe siècle	109
5.3.1	Changements projetés de la couverture terrestre depuis le XIXe jusqu'à la fin du XXIe siècle en Afrique de l'Ouest	109
5.3.2	Méthodologie	113
5.4	Impact biogéophysique des changements projetés de la couverture terrestre en Afrique de l'Ouest	116
5.4.1	Changements simulés de la température	116
5.4.2	Changements du partitionnement du flux d'énergie à la surface	119
5.4.3	Changements du cycle hydrologique de surface	125
5.5	Conclusion	129

5.1 Introduction

Jusqu'au milieu du XX^e siècle la déforestation la plus importante s'est produite dans les régions tempérées. Au cours des dernières décennies, l'abandon des terres en Europe occidentale et en Amérique du Nord a conduit une reforestation tandis que la déforestation massive progresse de nos jours exponentiellement dans les régions tropicales (Brovkin *et al.*, 2013). Le défrichement des forêts se poursuit aujourd'hui dans les régions tropicales notamment en Afrique, en Amérique latine, en Asie du Sud et est censée être sous forte pression au cours du XXI^e siècle en raison des activités humaines (Brovkin *et al.*, 2013). Cette pression directement exercée par les activités liées à l'alimentation, l'énergie et les exigences environnementales pourrait pas seulement s'exercer sur le climat par le biais des changements dans le cycle mondial du carbone mais aussi avoir un feedback direct avec le changement de flux d'énergie et d'eau. L'évolution future des forêts est une question d'un intérêt particulier en raison de son rôle majeur dans la régulation du cycle de l'eau et du carbone mondiale et par conséquent sur le climat. La production de la biomasse et de ses produits dérivés pour le chauffage et l'électricité, tels que l'éthanol ou le biodiesel, ont considérablement augmenté dans la dernière décennie et devrait jouer un rôle majeur dans un proche avenir en tant que source d'énergie renouvelable (Coyle, 2007).

En dehors des impacts locaux, la déforestation future pourrait contribuer de manière significative à l'évolution du climat mondial en modifiant le bilan global du carbone. Dans le même sens, la séquestration du carbone par le biais de boisement et de reboisement a également été proposée comme l'une des principales stratégies d'atténuation du changement climatique (Nabuurs et Masera, 2007). Les exigences environnementales et énergétiques sont l'objet de débats en raison de leur demande confrontant la terre et l'eau, et en particulier en raison de leur durabilité incertaine dans le temps avec les nécessités alimentaires évoluant de plus en plus (Fischer et Schrattenholzer, 2001; Campbell *et al.*, 2008)).

L'évolution future du climat en raison de changements d'occupation des sols est également incertaine en raison de ses effets secondaires. Par exemple, certaines études ont alerté l'opinion trompeuse à l'égard des réponses du climat aux reboisements à grande échelle lorsque les effets biogéophysiques associés sont ignorés (e.g. Betts, 2000; Arora *et al.*, 2011; Swann *et al.*, 2012).

Dans la Phase 5 du projet CMIP5 à la quelle ont participé plus de 20 groupes de modélisation climatiques (Taylor *et al.*, 2012) aucune expérience spécifique n'a été prévue pour permettre d'isoler les effets directs des changements anthropiques de la couverture

terrestre sur le climat. Certains auteurs ont cependant souligné la nécessité de considérer les futurs changements d'usage des sols dans les simulations climatiques en vue d'effectuer des projections plus réalistes (e.g. Feddema *et al.*, 2005; Betts *et al.*, 2007; Hibbard *et al.*, 2010). Étant donné que la représentation complète des processus biogéophysiques et biogéochimiques de la surface de la terre dans les modèles climatiques est très récente et est aujourd'hui en développement continu, le changement d'occupation des sols et les mécanismes clés sur lesquels la végétation interagit avec le système climatique ne sont pas prises en compte dans la modélisation de l'évaluation du climat passé. Peu de modèles globaux ont effectivement inclus le changement d'occupation des sols dans les simulations futures au sein du grand ensemble de modèles utilisés dans le quatrième rapport d'évaluation (AR4) du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) (Meehl *et al.*, 2007). Dans la préparation du cinquième rapport d'évaluation du GIEC (AR5), le protocole expérimental du projet CMIP5 intègre le changement de la couverture terrestre dans les simulations transitoires (Taylor *et al.*, 2012). En outre, les cartes harmonisées de la couverture terrestre ont été fournies à la communauté de modélisation du climat dans le contexte du projet CMIP5 (Hurtt *et al.*, 2011). Partant des résultats du projet LUCID (Pitman *et al.*, 2009; de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012; Boisier *et al.*, 2012), l'analyse des modèles CMIP5 pourrait montrer à la période historique et dans le futur la dispersion entre les différents modèles sur la réponse du climat aux changements de la couverture terrestre.

Ce chapitre met en exergue les résultats d'analyse des simulations réalisées dans le contexte LUCID-CMIP5 pour évaluer et identifier les impacts futurs des changements de la couverture terrestre sur le climat du XXIe siècle en Afrique de l'Ouest. Les résultats présentés dans ce chapitre concerneront les changements futurs potentiels de la couverture terrestre ouest africaine et le climat de surface avec la motivation de compléter les résultats présentés dans les chapitres précédents.

Les questions suivantes seront abordées dans ce chapitre :

- (1) Est ce que les impacts biophysiques des changements projetés de la couverture terrestre sur le climat sont robustes dans ces régions ?
- (2) Comment ces impacts se comparent-ils à ceux simulés pendant la période historique dans la première phase du projet LUCID ?
- (3) Quelles sont les informations complémentaires utiles qui pourraient être tirées des simulations LUCID-CMIP5 dans les régions ouest africaines ?

Une description des simulations LUCID-CMIP5 est présentée à la section 5.2 suivie

d'une analyse sur les changements projetés de la couverture terrestre en Afrique de l'Ouest depuis le début jusqu'à la fin du XXIe siècle à la section 5.3 et enfin une étude d'évaluation des impacts biophysiques des changements futurs de la couverture terrestre sera décrite dans la section 5.4

5.2 Simulations LUCID-CMIP5

5.2.1 Modèles et Scénarios réalisés dans LUCID-CMIP5

Six modèles CMIP5 ont participé aux expériences réalisées dans le contexte LUCID-CMIP5 (Tableau 5.2) et deux séries de simulations L2A26 et L2A85, ont été effectuées avec les modèles de CMIP5 utilisant les mêmes forçages que les scénarios RCP2.6 et RCP8.5 respectivement mais avec une carte de la couverture terrestre fixe pour l'année 2006 (Tableau 5.1). Les scénarios harmonisés du changement de la couverture terrestre et des récoltes ligneuses ont été mis en œuvre dans les modèles participant au projet LUCID-CMIP5 de différentes manières suivant les paramétrisations des processus de surface des différents modèles. De brèves descriptions des composants des modèles physiques, le cycle du carbone et les méthodes utilisées pour mettre en œuvre les changements de la couverture terrestre dans les modèles de surface terrestre participants au projet LUCID-CMIP5 sont fournis en **annexes B**.

Dans ce projet, trois des six modèles EC-Earth, MIROC-ESM, et MPI-ESM calculent la matrice de transition donnée dans le protocole d'harmonisation de Hurtt *et al.* (2011). Cette matrice de transition fournit des fractions annuelles de changement dans un point de grille à partir d'une classe de changement d'occupation des sols à une autre. La mise en œuvre des schémas de surface a des conséquences différentes tant sur le cycle du carbone que sur la couverture végétale. Par exemple, une conversion cyclique de la forêt en pâturage, pâturage en surface cultivée et surface cultivée en forêts ne conduit à aucun changement dans les fractions de la surface terrestre couvertes par un PFT particulier mais conduit cependant à une ré-allocation des réservoirs de carbone dans les PFTs. Cela se traduit donc par des émissions de CO₂ supplémentaires qui résultent des changements transitoires de réservoir de carbone en raison de la compensation et de la repousse de la forêt simultanée bien que le couvert forestier net dans la cellule de la grille ne change pas.

La mise en œuvre des surfaces cultivées dans les modèles de surface est très simple. Seul

Chapitre 5. Impact biophysique des changements futurs d'occupation des sols sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest dans les projections LUCID-CMIP5 du XXI^e siècle

Tableau 5.1. – Liste des simulations réalisées dans le contexte LUCID-CMIP5*

Simulations	GES et Aérosols	Carte de couvert végétal	Périodes
CMIP5			
RCP2.6	Scénario transitoire (RCP2.6)	Scénario transitoire (RCP2.6)	2006-2100
RCP8.5	Scénario transitoire (RCP8.5)	Scénario transitoire (RCP8.5)	2006-2100
LUCID-CMIP5			
L2A2.6	Scénario transitoire (RCP2.6)	Fixe en 2006	2006-2100
L2A8.5	Scénario transitoire (RCP8.5)	Fixe en 2006	2006-2100

*Seuls les scénarios transitoires RCP8.5 et les simulations L2A8.5 seront utilisés dans cette thèse

le modèle CanESM2 explicite les PFTs pour les cultures. Les autres modèles simulent les surfaces cultivées comme des prairies avec le même albédo de surface et le même paramétrage du cycle du carbone ou légèrement modifié (le modèle MPI-ESM présente différents paramètres de la photosynthèse et de la phénologie des cultures). Dans les modèles, un changement de prairie en pâturage ne conduit pas à un changement significatif dans les paramétrages de la surface de la terre.

Chapitre 5. Impact biophysique des changements futurs d'occupation des sols sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest dans les projections LUCID-CMIP5 du XXI^e siècle

Tableau 5.2. – Brève description des modèles participant aux simulations LUCID-CMIP5. JULES est le conjoint du simulateur UK Land Environnement basé sur le schéma de la surface terrestre MOSES2.

ESM	CanESM2	EC-Earth ⁶	HadGEM2-ES	IPSL-CM5A-LR	MIROC-ESM	MPI-ESM-LR
LSM	CTEM	HTESSEL	JULES	ORCHIDEE	SEIB-DGVM	JSBACH
Résolution des modèles ESM/LSM	2.8°x 2.8°	1.1°x 1.1°(T159)	1.6°x 1.6°	3.75°x 1.90°(T39)	2.8°x 2.8°(T42)	1.9°x 1.9°(T63)
Nombre de PFTs	9	15	5	13	13	12
Végétation dynamique	Non	Non	Oui	Non	Oui	Oui
Module de feu	Non	Non	Non	Oui	Non	Oui
PFT de culture	Oui	Oui	Non	Oui	Non ³	Non ⁴
PFT de pâturage	Non	Non ⁴	Oui ⁵	Non	Oui	Oui
Récolte de bois	Non	Non	Non	Non	Non	Oui
Utilise des cartes de transition d'usage des sols (Hurtt <i>et al.</i> , 2011)	Non	Oui	Non	Non	Oui	Oui
Nombre d'ensemble (RCP2.6/L2A26)	3/3	1/1	3/3	—	1/1	3/2
Nombre d'ensemble (RCP8.5/L2A85)	3/3	1/1	3/3	3/1	1/1	3/2
Référence des modèles	(Arora <i>et al.</i> , 2011),	(Hazeleger <i>et al.</i> , 2012; Weiss <i>et al.</i> , 2012)	(Collins <i>et al.</i> , 2011; Jones <i>et al.</i> , 2011)	(Dufresne <i>et al.</i> , 2013)	(Watanabe <i>et al.</i> , 2011)	(Giorgetta <i>et al.</i> , 2013; Reick <i>et al.</i> , 2013)

³Utilise les paramètres de type de plante fonctionnel des pâturages pour les cultures maïs récolté tous les ans

⁴Les pâturages sont implicitement calculés

⁵Les cultures diffèrent des pâturages en terme de paramètres de photosynthèse et de phénologie

5.2.2 Scénarios harmonisés de changement de la couverture terrestre

Afin de disposer de données cohérentes de changement de la couverture terrestre dans le temps et dans l'espace qui pourront être utilisées dans les modèles climatiques, quatre scénarios "Representative Concentration Pathways" (RCPs) (Tableau 5.3) de changements de la couverture terrestre fournis par chaque Modèle d'Évaluation Intégrée (IAM) ont été post-traités et intégrés de manière cohérente avec les informations historiques des surfaces cultivées fournies par la base de donnée "History Database of the Global Environment", version 3.1 (HYDE3.1) (Klein Goldewijk *et al.*, 2011). L'ensemble de données résultant, dénommé l'Utilisation Harmonisée des Terres (LUH; (Hurtt *et al.*, 2011)), comprend des cartes annuelles d'agriculture (cultures et pâturages), urbanisation, des données de surface primaire et secondaire allant de 1500 à 2100, en plus de la transition sous-jacente entre les unités d'occupation du sol, la récolte de bois et la culture itinérante. Les informations LUH ont été incorporées dans les cartes de la couverture terrestre des modèles en appliquant un protocole similaire à celui utilisé dans la première phase du projet LUCID (de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012) (voir chapitre 2).

Les différents modèles IAM de scénarios d'occupation des sols sont divers ; chacun opère avec différentes classes de couverture terrestre et d'occupation des sols, différentes résolutions spatiales et temporelles, et différentes hypothèses concernant la reconstruction de l'occupation historique des sols à partir de laquelle les projections futures sont construits. En outre, les données provenant des modèles IAMs ne sont pas toujours dans le format requis par les modèles de climat. Ces problèmes ont été abordés à partir d'un ensemble scénario RCP "harmonisé" de changement de la couverture terrestre développé par (Hurtt *et al.*, 2011) qui se connecte de façon transparente aux données historiques reconstruites d'occupation des sols avec des projections futures dans un format requis par les modèles de climat tout en préservant autant d'informations des scénarios futurs possibles.

Le modèle " Land-Use Global Model" Hurtt *et al.* (2006) a été adapté et étendu pour produire de nouvelles estimations de distributions globales de cartes d'occupation des sols (contenant les fractions de cultures, de pâturages, d'urbanisations, de surfaces primaires et secondaires dans chaque cellule de la grille) et sous-jacentes aux transitions annuelles d'usage des sols à la résolution de 0.5°x 0.5° à partir de l'année 1500 et reliant de manière transparente à l'année 2005 et aux projections futures fournies par les modèles IAMs jusqu'en 2100.

Bien que l'accord entre les modèles IAMs est généralement fort en 2005 à l'échelle mon-

Chapitre 5. Impact biophysique des changements futurs d'occupation des sols sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest dans les projections LUCID-CMIP5 du XXI^e siècle

Tableau 5.3. – Brève description des scénarios "Representative Concentration Pathways (RCPs)"

IAMs	Forçages radiatifs ^a	Scénarios harmonisés de la couverture terrestre ^b	Références
RCP2.6 (IMAGE)	Un Pic de $\sim 3Wm^{-2}$ (~ 490 ppm de CO ₂) avant 2100 et une baisse de $2.6 Wm^{-2}$ en 2100	Scénario d'atténuation : l'expansion des surfaces cultivées en grande partie causée par la demande en biocarburant.	(Van Vuuren <i>et al.</i> , 2011)
RCP8.5 (MESSAGE)	Augmentation des forçages radiatifs jusqu'à $8.5Wm^{-2}$ (~ 1370 ppm de CO ₂) jusqu'en 2100	une forte augmentation et une faible diminution des surfaces cultivées dans les pays en voie de développement et les pays développés respectivement	(Riahi <i>et al.</i> , 2007)
RCP4.5 (GCAM)	Stabilise le forçage radiatif à $4.5Wm^{-2}$ (~ 650 ppm de CO ₂) jusqu'en 2100	Stabilise les scénarios de changement de la couverture terrestre avec des reboisements dans les régions tempérées. La demande alimentaire essentiellement obtenue grâce à des améliorations de rendement agricole	(Wise <i>et al.</i> , 2009)
RCP6.0 (AIM)	Stabilise le forçage radiatif à $6Wm^{-2}$ (~ 850 ppm de CO ₂) jusqu'en 2100	L'expansion des surfaces cultivées suivant la demande en nourriture et en énergie au détriment des prairies	(Fujino <i>et al.</i> , 2006)

^aAdapter (Van Vuuren *et al.*, 2011)

^bVoir (Hurtt *et al.*, 2011)

diale, il y a encore d'importantes différences à l'échelle régionale (Hurtt *et al.*, 2011).

Pour résoudre ce problème, les changements décennaux des scénarios d'occupation des sols ont été convertis sur une grille $2^\circ \times 2^\circ$ et les changements ont été appliqués de manière séquentielle à la distribution d'occupation des sols de l'année 2005 à partir de la base de données HYDE 3.1. Les changements qui en résultent d'une grille de $2^\circ \times 2^\circ$ ont ensuite été convertis par des changements sur une résolution de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ pondérés par les surfaces disponibles pour l'augmentation des cultures et des pâturages, et appliquées proportionnellement à la diminution des surfaces cultivées ou des zones de pâturages. Et enfin, ces changements décennaux ont été interpolés temporellement pour obtenir des cartes annuelles de changement de la couverture terrestre.

Les figures 5.1,5.2,5.3 montrent respectivement les tendances de l'évolution des surfaces cultivées, des fractions de forêt et de pâturages à l'échelle globale dans les simulations historiques et dans les différents scénarios RCPs depuis 1850 jusqu'en 2100. Les valeurs positives ou négatives du coefficient directeur de la régression linéaire montrées sur chaque figure représentent respectivement l'augmentation ou la diminution des fractions de la couverture terrestre ainsi que leur répartition géographique entre les extrémités de chaque période correspondante (ie 1850-2005 pour la période historique et 2006-2100 pour la période future). Les fractions moyennes de la couverture terrestre sur tout le globe et

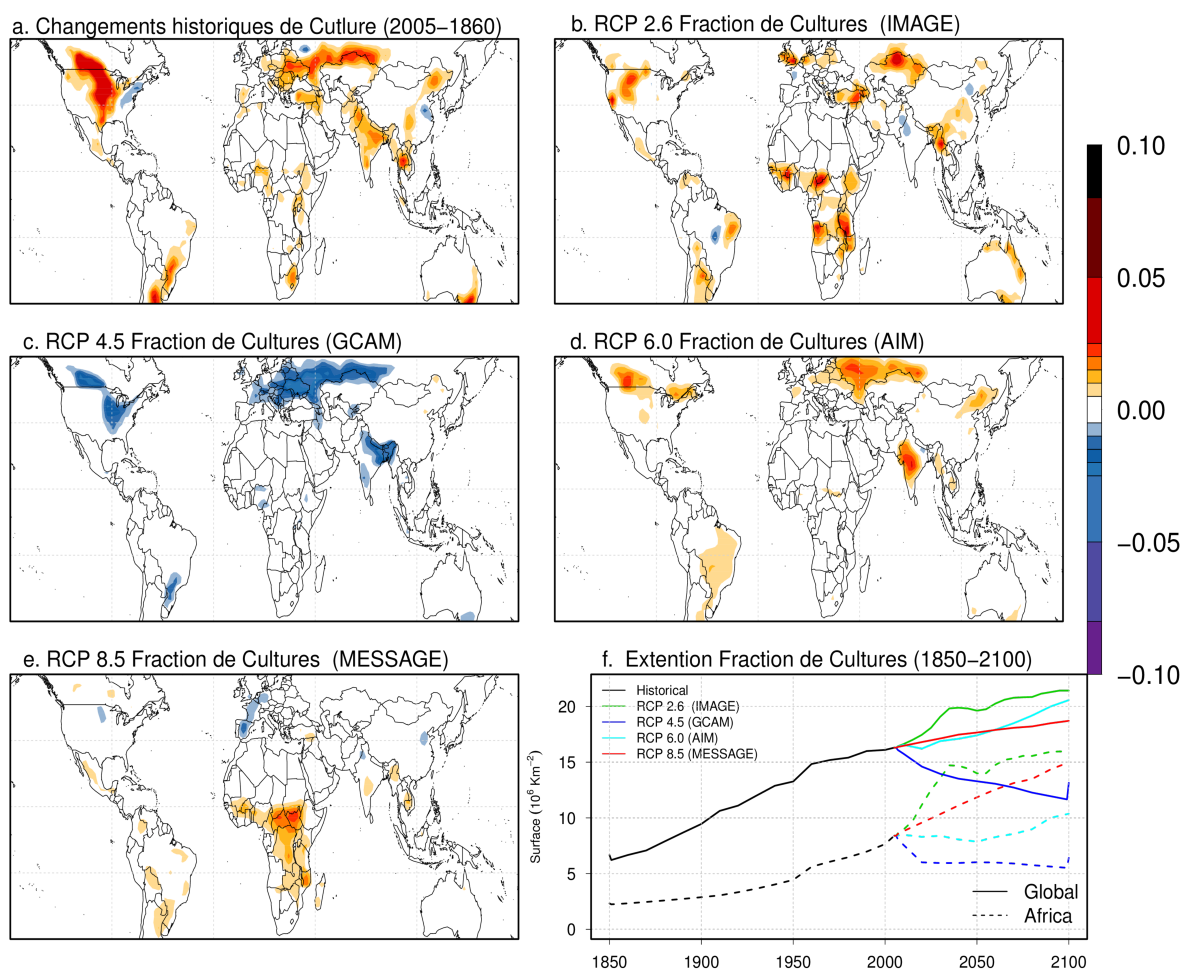


FIGURE 5.1. – Régression linéaire montrant la tendance de l'évolution des surfaces cultivées prescrite dans les modèles depuis la première année jusqu'à la fin de la période historique (2005-1850 ;a) et depuis la première année jusqu'à la fin de la période future (2100-2006) pour tous les scénarios RCP2.6 (b), RCP4.5 (c), RCP6.0 (d) et RCP8.5 (e). L'extension moyenne des surfaces cultivées sur tout le globe et sur l'Afrique tropicale depuis 1850 jusqu'en 2100 est montrée en (f).

sur l'Afrique tropicale entre 1850 et 2100 sont également montrées sur chaque figure.

La distribution à l'échelle globale de la couverture terrestre et de son évolution est conforme à celle de (Hurtt *et al.*, 2011). Par conséquent, les surfaces cultivées à l'échelle mondiale augmentent environ de 5 à 15 millions de km^2 dans la période de 1850 à 2005 conformément à ce qui est rapporté par HYDE 3.1, et continuent à se développer à l'avenir dans les trois scénarios : RCP 2.6, 6.0 et 8.5 (Klein Goldewijk *et al.*, 2011). La plus forte augmentation des surfaces cultivées à l'échelle globale a eu lieu dans les scénarios d'atténuation (RCP 2.6), causée par la demande en biocarburant, atteignant environ 20 millions de km^2 en 2100 (figure 5.1). En revanche, la diminution des surfaces cultivées dans les scénarios RCP4.5 pourrait atteindre 10 millions de km^2 en 2100 et est tout simplement

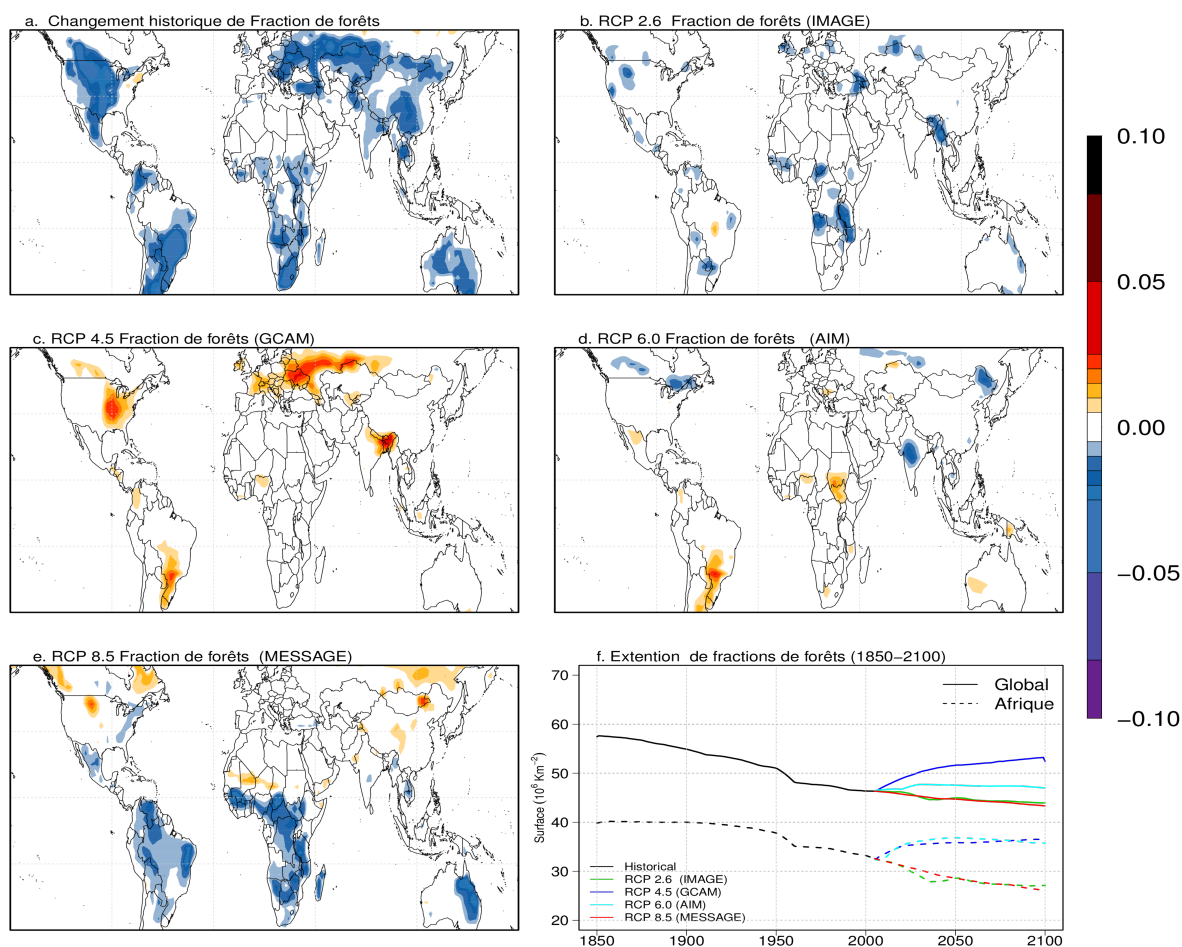


FIGURE 5.2. – Comme la figure 5.1 mais pour les fractions de forêts

expliquée par la stabilisation des scénarios de changement de la couverture terrestre avec les projets de reboisement qui sont principalement effectués dans les régions tempérées.

Si l'augmentation au cours de la période historique des surfaces cultivées était particulièrement intense sur le milieu des latitudes septentrionales, notamment dans les grandes plaines d'Amérique du Nord, avec une conversion intense des fractions de la couverture terrestre dépassant les 50% (figure 5.1a), les scénarios RCP2.5 et RCP8.5 prouvent le contraire dans les prochaines décennies en Afrique tropicale avec une augmentation des surfaces cultivées atteignant environ 15 millions de km^2 en 2100 contrairement à ce qui s'est produit dans le passé où l'augmentation des surfaces cultivées était très faible dans ces régions.

Dans ces scénarios, les changements des fractions de forêts et de pâturages résultant

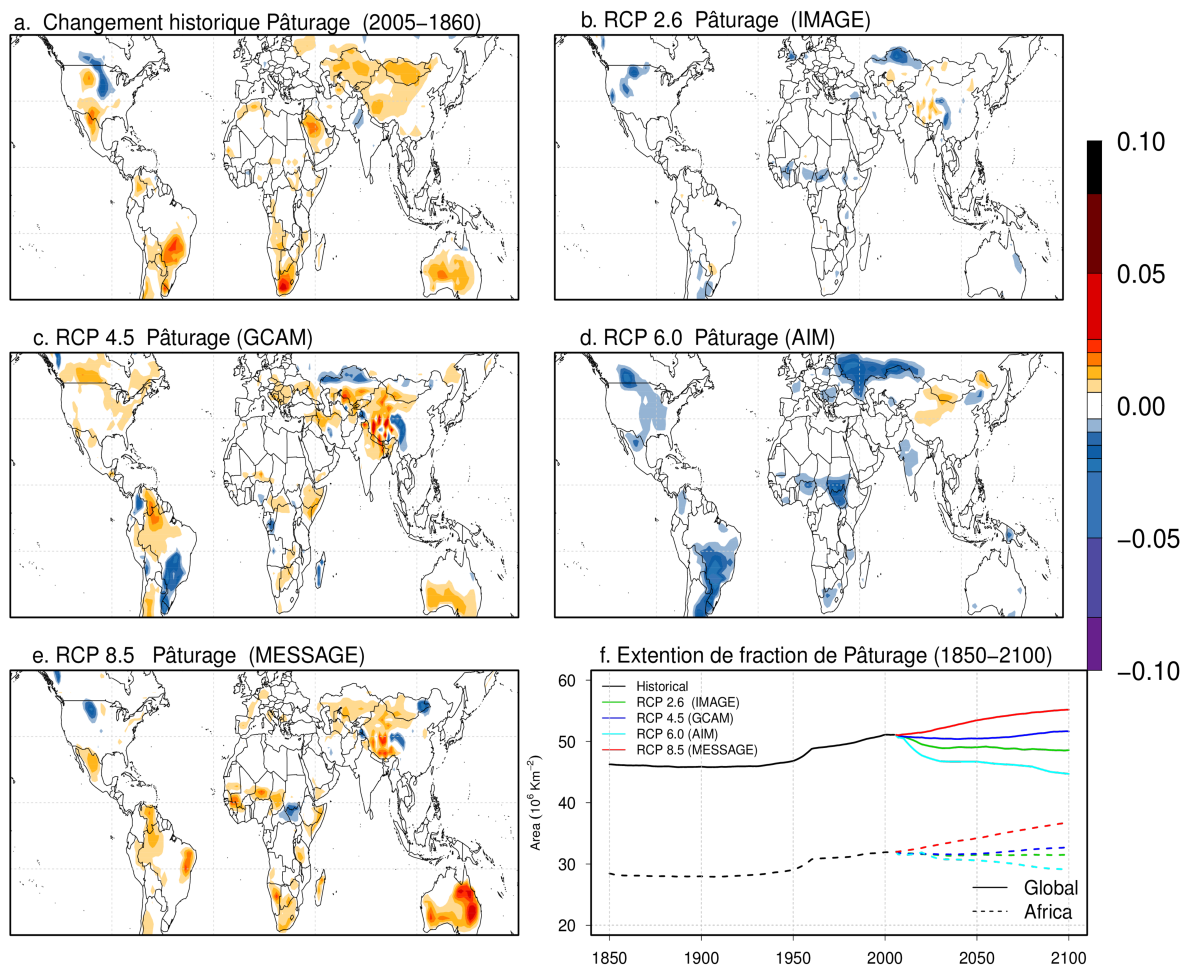


FIGURE 5.3. – Comme la figure 5.1 mais pour les fractions de pâturages

de l'augmentation des surfaces cultivées peuvent varier de façon importante suivant les cartes de végétation et le protocole choisi pour intégrer les données de cultures et des pâturages. Même si l'augmentation des surfaces cultivées en Afrique tropicale s'est produite au détriment d'une déforestation massive dans les scénarios RCP2.5 et RCP8.5, il existe une certaine incohérence entre eux sur la représentation des zones pâturages (une diminution des surfaces prairiales dans les scénarios RCP2.5 et une augmentation dans les scénarios RCP 8.5).

De même, on peut voir que les changements de surfaces cultivées dans les scénarios RCP 4.5 présentent une vue inverse par rapport à l'extension des surfaces cultivées dans les périodes historiques. Contrairement à ce qui a été observé dans les scénarios RCP 6.0, les surfaces cultivées continuent aujourd'hui à se développer dans les régions affectées durant les périodes historiques, mais surtout au détriment des zones de pâturages (figure 5.3).

Bien que comparable à l'échelle globale, les scénarios de changement de la couverture

terrestre ne montrent pas de changements de la couverture terrestre aussi importants que ceux résultant de la période historique. La déforestation la plus importante dans le futur est localisée en Afrique montrant des changements de l'ordre de 25% entre 2006 et 2100. Les scénarios RCP 8.5 montrent de très fortes perturbations dans certaines régions en Afrique tropicale. La déforestation résultante concerne les surfaces couvertes par la végétation notamment les forêts mixtes et la savane et est principalement prescrite dans le Sahel Ouest, le Sahel l'Est et en Afrique centrale.

5.3 Changements de la couverture terrestre depuis le début du XIX^e jusqu'à la fin du XXI^e siècle

5.3.1 Changements projetés de la couverture terrestre depuis le XIX^e jusqu'à la fin du XXI^e siècle en Afrique de l'Ouest

Même si la dispersion entre les différents modèles développés dans le contexte LUCID-CMIP5 à l'échelle globale sur la représentation de la couverture terrestre est considérable (Brovkin *et al.*, 2013), la figure 5.4 montre que la plupart des modèles reproduisent les changements prescrits d'occupation des sols en Afrique de l'Ouest entre le début et la fin du XXI^e siècle dans les scénarios RCP 8.5. Même s'il existe un écart entre les différents modèles sur l'amplitude des changements prescrits de la couverture terrestre (figure 5.5), tous les modèles montrent des changements largement supérieurs à 10% particulièrement à l'Est et à l'Ouest du Sahel.

Dans l'Ouest du Sahel, tous les modèles prédisent une déforestation dans les scénarios RCP8.5 entre 2006 et 2100. Ces changements varient environ de 20% dans les modèles MIROC-ESM et MPI-ESM, de 12% dans IPSL-CM5A, et d'environ 6% dans CanESM2 et HadGEM2-ES au détriment des cultures et/ou du pâturage. Dans l'Est du Sahel, même si tous les modèles prédisent également une déforestation entre 2006 vers 2100, dans certains modèles la déforestation prescrite est associée à une importante augmentation des surfaces cultivées allant jusqu'à plus de 18% dans les modèles IPSL-CM5A, HadGEM2-ES et CanESM2 tandis que pour d'autres modèles par exemple HadGEM2-ES la déforestation est associée à une diminution des surfaces cultivées et ils ne simulent aucun changement de pâturage dans cette région.

En effet quand on compare ces changements par rapport à la période historique durant laquelle la déforestation prescrite était de l'ordre de 5% à 8% dans les modèles à l'Ouest du Sahel, la déforestation prescrite dans les scénarios RCP 8.5 dépasse 10% dans la plupart des modèles dans le Sahel. Il est surprenant de voir que d'autres modèles (MIROC-ESM dans l'Est du Sahel et HadGEM-ES dans l'ouest du Sahel) simulent moins de déforestation dans le futur que dans le passé. Tandis que d'autres modèles par exemple IPSL-CM5A et HadGEM2-ES simulent dans le Sahel Est presque les mêmes taux de déforestation entre le passé et le futur.

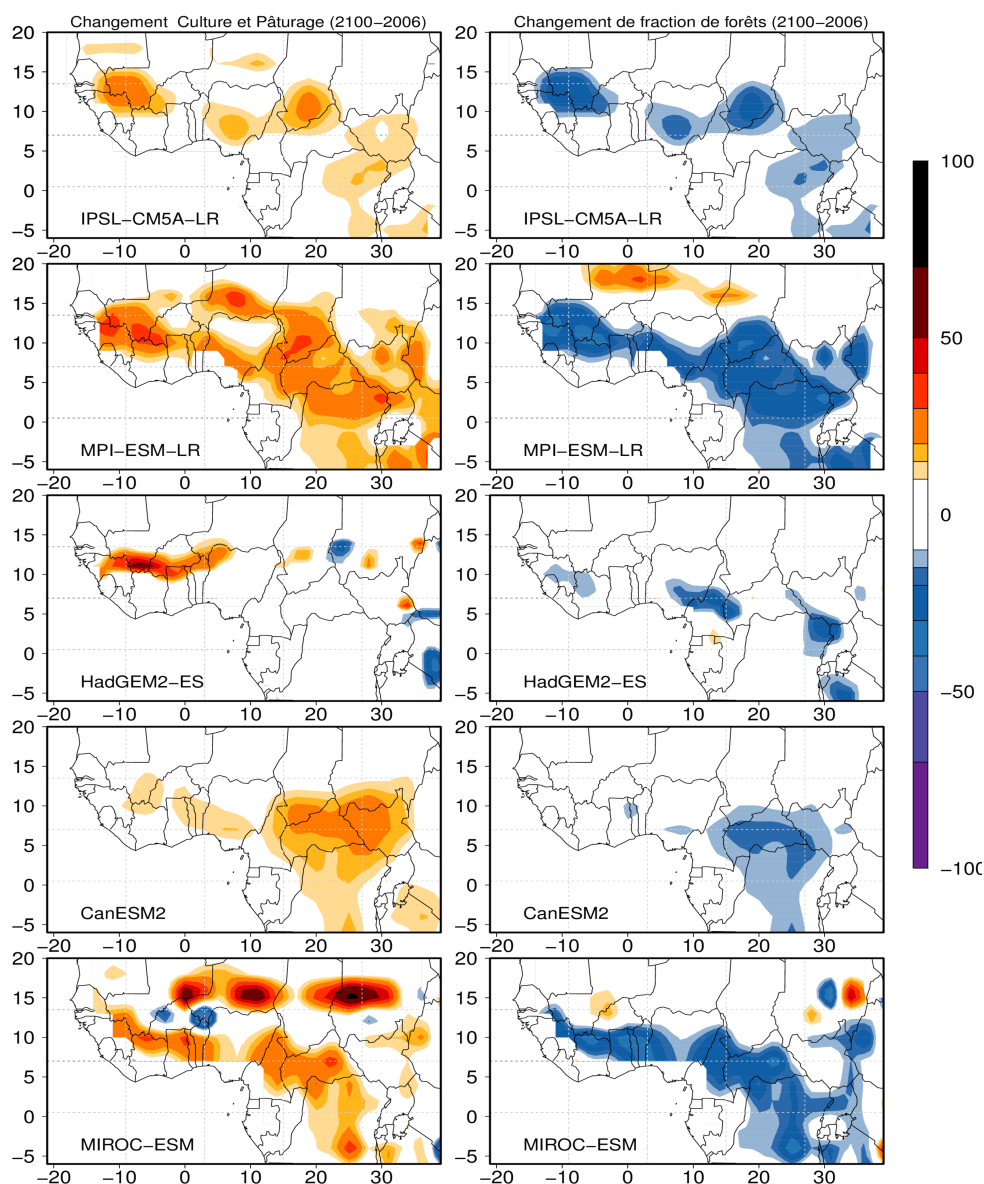


FIGURE 5.4. – Changements projetés de la couverture terrestre prescrits par les cinq modèles LUCID-CMIP5 en Afrique de l'Ouest. Changements de fractions combinées de cultures et de pâturages (à gauche) et des fractions de forêt (à droite). Seuls les changements qui sont supérieurs à 10% sont montrés

Les fractions de changement de la couverture terrestre sont donc spécifiques à chaque modèle en raison des différentes interprétations des scénarios de changement d'occupation des sols et les différentes manières dont les modèles de surface sont paramétrés (voir annexe B). La mise en œuvre des scénarios harmonisés de la couverture terrestre dans les modèles est spécifique et représente la première étape de l'interprétation des changements d'occupation des sols et la première source de divergence des réponses des modèles de climat. Bien que la plupart des modèles reproduisent les changements de la couverture

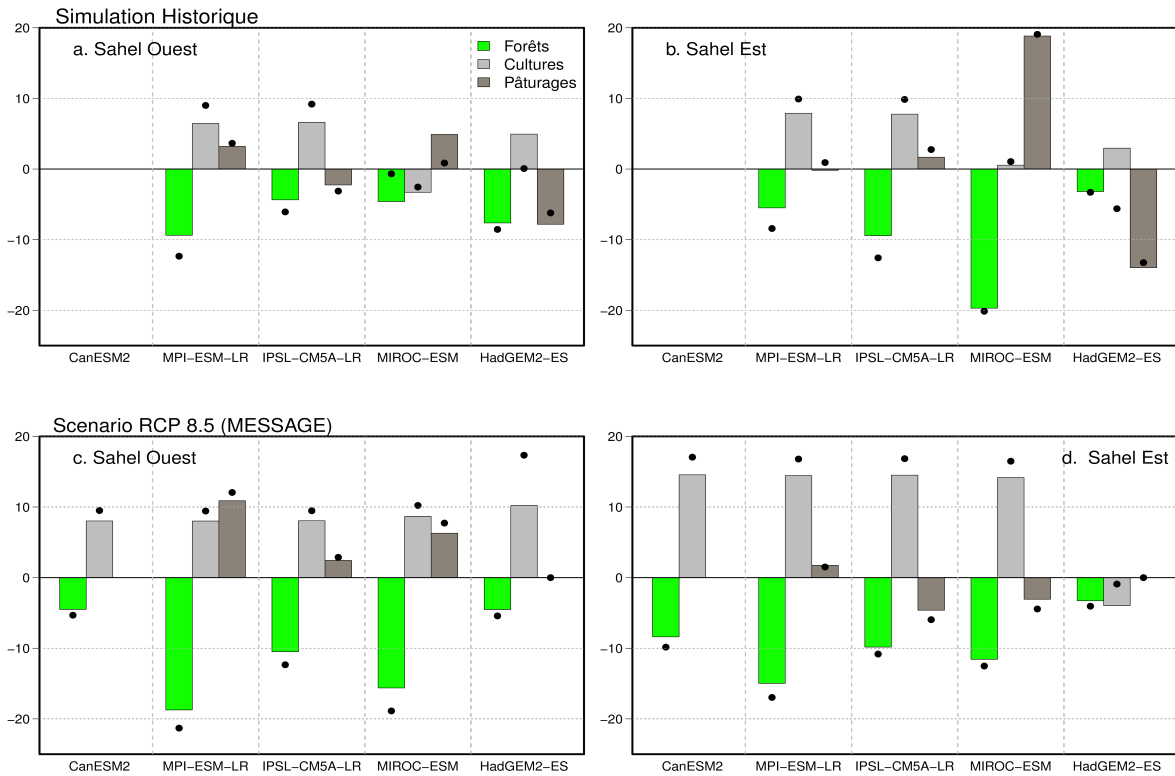


FIGURE 5.5. – Changements moyens de fraction des forêts (vert), de cultures (gris clair) et de pâturages (gris foncé) entre les dernières 30 années de la période historique (ie 1976-2005) et l'année 1850 et entre les dernières 30 années de la période future (ie 2071-2100) et l'année 2006 pour les scénarios RCP 8.5 (MESSAGE). Les calculs ont été faits dans les régions définies dans le Sahel : Sahel Ouest ($12^{\circ}\text{W}-0^{\circ}\text{E}, 8^{\circ}\text{N}-12^{\circ}\text{N}$)(a,c) et Sahel Est ($10^{\circ}\text{E}-30^{\circ}\text{E}, 5^{\circ}\text{N}-12^{\circ}\text{N}$)(b,d). Les points indiquent les changements de fraction de la couverture terrestre correspondant au début et à la fin de chaque période (i.e., 2005 moins 1850 et 2100 moins 2006 pour l'historique et le futur respectivement).

terrestre dans les régions d'Afrique de l'Ouest, leur dispersion sur l'amplitude des changements peut être particulièrement expliquées par le fait que certains modèles qui ont une végétation dynamique (HadGEM-ES, MIROC-ESM, et MPI-ESM) utilisent les scénarios RCP8.5 dans le calcul de changement de la couverture terrestre. D'autres modèles comme le modèle CanESM2 ne tiennent pas compte des changements de pâturages, tandis que les modèles IPSL-CM5A et EC-Earth utilisent la couverture végétale observée et ne montrent presque pas de changement dans la couverture végétale dans certaines régions du globe (Brovkin *et al.*, 2013). Les études récentes de Brovkin *et al.* (2013) ont montré que les modèles sont non seulement différents dans la façon dont les changements de la couverture terrestre sont interprétés, mais aussi dans la traduction de ces changements en caractéristiques biogéophysiques et biogéochimiques. Ce manque de consensus entre ces modèles sur la représentation des changements de la couverture terrestre, notamment sur l'amplitude et le signe des changements de la couverture terrestre représente l'une des principales sources d'incertitudes de la réponse du climat et cela ressemble à une des

Chapitre 5. Impact biophysique des changements futurs d'occupation des sols sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest dans les projections LUCID-CMIP5 du XXI^e siècle

conclusions importantes soulignées dans la première phase du projet d'inter-comparaison LUCID (voir chapitre 4).

5.3.2 Méthodologie

Les changements historiques de la couverture terrestre ont affecté plusieurs régions du monde mais de différentes manières. Si ces impacts résultant des changements passés de la couverture terrestre n'ont pas été robustes à l'échelle globale, plusieurs études ont montré qu'ils pourraient avoir une influence significative au moins à l'échelle régionale sur le climat (Pitman *et al.*, 2009; de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012). Et donc si les régions tropicales sont faiblement affectées dans le passé par les changements de la couverture terrestre, les scénarios futurs (RCP 8.5) des changements de la couverture terrestre montrent une importante diminution de la couverture forestière résultant de l'extension des surfaces cultivées et des zones de pâturages pouvant aller jusqu'au delà de 20% dans certains régions en Afrique de l'Ouest (figure 5.4 et 5.5).

Pour aborder les analyses relatives aux impacts à l'échelle régionale des changements futurs de la couverture terrestre, deux régions où la déforestation a été prescrite et supérieure à 10% en Afrique de l'Ouest ont été définies dans le Sahel (figure 5.6).

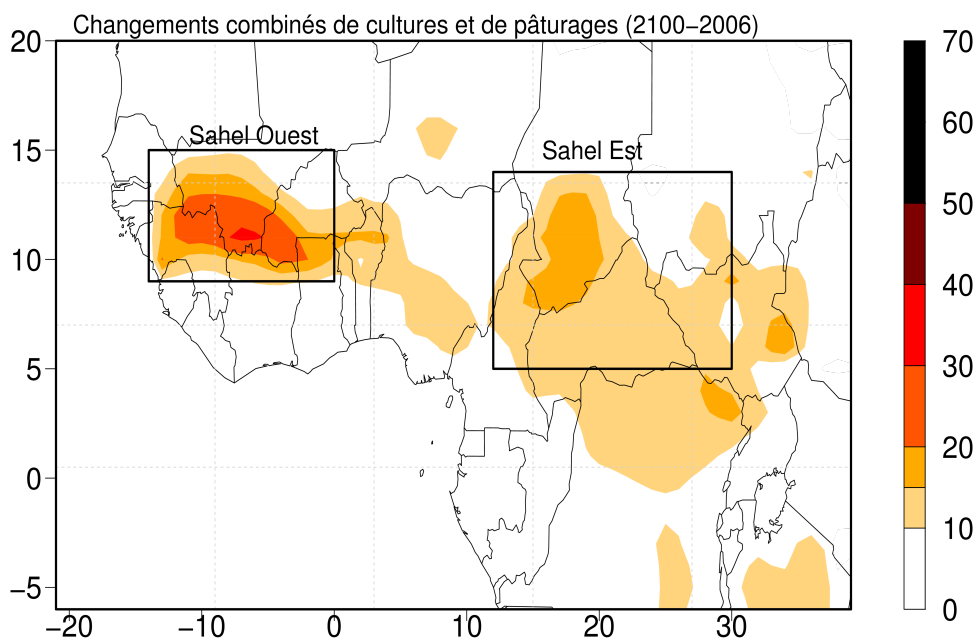


FIGURE 5.6. – Changements projetés des fractions combinées de cultures et de pâturages. Cette carte est obtenue à partir de la moyenne d'ensemble des cinq modèles LUCID-CMIP5. Seuls les changements qui sont supérieurs à 10% sont montrés et les boites représentent les régions où les changements de la couverture terrestre sont prescrits entre 2006 et 2100.

Dans les régions d'Afrique de l'Ouest, le tableau 5.4 montre que l'amplitude des changements de la superficie forestière en millions d'hectares (ha) prescrit depuis le début du

XIX^e jusqu'à la fin du XXI^e siècle dans les cinq modèles varie fortement entre les modèles. De même, dans les différents scénarios, le changement de la couverture terrestre varie de différentes manières entre la première et la dernière année de la période future (2100-2006). La déforestation imposée dans les scénarios RCP 2.6 et RCP 8.5 au niveau du Sahel est reproduite par tous les modèles. Elle varie dans les scénarios RCP 8.5 de 2.55 millions d'ha dans le modèle CanESM2 à 10.22 millions d'ha dans le modèle MPI-ESM à l'Ouest du Sahel et de 5.65 millions d'ha dans HadGEM2-ES à 23 millions d'ha dans MPI-ESM à l'Est du Sahel. La forte augmentation des surfaces cultivées prescrite dans les scénarios RCP 8.5 résulte d'une forte déforestation dans les régions tropicales et est en grande partie reproduite par tous les modèles LUCID-CMIP5.

De même, dans les scénarios d'atténuation RCP2.6, l'expansion des surfaces cultivées résultant de la demande en bio-énergie est reproduite par les modèles mais la déforestation reste plus importante dans les scénarios RCP8.5 que dans les scénarios RCP2.6. En plus de l'intensité de la déforestation variant considérablement d'un modèle à l'autre, certains modèles prescrivent une déforestation beaucoup plus prononcée dans le futur qu'à la période historique tandis que d'autres modèles prescrivent plus de déforestation dans l'historique que dans le futur (MIROC-ESM, IPSL-CM5A dans le Sahel Est).

Contrairement aux scénarios RCP2.6 et RCP8.5, dans les scénarios de stabilisation RCP4.5 et RCP6.0 où les changements de la couverture terrestre sont stabilisés par des reboisements dans RCP4.5 et par des changements de surfaces cultivées qui se font au détriment des prairies dans RCP6.0, les modèles reproduisent le retour de la couverture forestière prescrit dans les scénarios RCP4.5 et RCP6.0. Cependant, il est intéressant de voir que même si les modèles ont été développés indépendamment, il existe une certaine cohérence sur la représentation des changements de la couverture terrestre dans ces régions.

Conformément aux simulations réalisées dans la première phase du projet LUCID (Chapitre 2), les analyses sur l'évaluation des impacts des changements projetés de la couverture terrestre ont été appliquées sur les 30 dernières années de la période future (2071-2100) entre les deux simulations RCP8.5 et L2A8.5 utilisant les mêmes forçages mais avec une carte de la couverture végétale fixe en 2006 dans les simulations L2A8.5.

Il est donc important de noter que, même si les changements de la couverture terrestre dans les régions sélectionnées sont relativement importants dans certains modèles, les réponses à l'échelle régionale des changements moyens de la couverture terrestre peuvent être relativement faibles. Nous avons cependant évalué la signification statistique de ces réponses en utilisant le test d'hypothèse de Student (t-test). Ce test a été appliqué dans un certain nombre d'analyses pour évaluer la signification statistique de la différence moyenne entre les deux simulations. Etant donné que la déforestation prescrite entre la période future

Chapitre 5. Impact biophysique des changements futurs d'occupation des sols sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest dans les projections LUCID-CMIP5 du XXI^e siècle

Tableau 5.4. – La déforestation imposée en 10⁶ hectares entre 1850 et 2005 et entre 2006 et 2100 dans chacun des cinq modèles LUCID-CMIP5 et dans chacune des régions définies à l'Est et à l'Ouest du Sahel. Tous les scénarios (RCP8.5, RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0) sont montrés*.

ESMs	Area	(2005-1850)	(2100-2006)			
		Historical	RCP 8.5	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 6.0
MPI-ESM-LR	Sahel Ouest	-5.92	-10.22	-8.28	+2.78	
	Sahel Est	-11.78	-23.74	-12.92	+4.80	
IPSL-CM5A-LR	Sahel Ouest	-2.91	-5.92	-4.50	+1.05	+0.22
	Sahel Est	-17.60	-15.148	-7.50	+4.19	+9.32
MIROC-ESM	Sahel Ouest	-0.32	-9.05			
	Sahel Est	-28.19	-17.52			
HadGEM2-ES	Sahel Ouest	-4.10	-2.59			
	Sahel Est	-4.61	-5.65			
CanESM2	Sahel Ouest		-2.55			
	Sahel Est		-13.77			

*Seuls des scénarios harmonisés de la couverture terrestre disponibles sont montrés

(2071-2100) et l'année 2006 n'est pas trop différente de celle obtenue entre les extrémités de chaque période (comme indiquée par les points sur la figure 5.5), le test de Student est appliqué sur les 30 dernières années (2071-2100) des deux simulations RCP8.5 et L2A85.

5.4 Impact biogéophysique des changements projetés de la couverture terrestre en Afrique de l'Ouest

Le bilan radiatif à la surface de la terre varie considérablement d'une région à l'autre, en partie à cause des différentes propriétés biophysiques des différents types de changements de la couverture terrestre. Ce dernier affecte le partitionnement de flux à la surface de la terre de différentes manières (Bonan, 2008). Le remplacement des forêts par des cultures ou des pâturages diminue la longueur de la rugosité, la profondeur des racines, le LAI et augmente l'albédo de surface. Ceux-ci ont tendance à réduire l'efficacité de la transpiration et l'évaporation de la canopée bien que la réduction du couvert forestier peut augmenter l'évaporation du sol. Le changement net de l'évaporation totale résultant du changement de la couverture terrestre est donc incertain et dépend : des interactions très complexes entre ces différents éléments et l'atmosphère ; comment chaque type de végétation est paramétré dans les modèles de surface ; et à quel point la surface terrestre est couplée à l'atmosphère (Seneviratne *et al.*, 2006).

5.4.1 Changements simulés de la température

En réponse aux forçages prescrits dans les scénarios RCP8.5, tous les modèles simulent une augmentation de la température à l'Est et à l'Ouest du Sahel (figure 5.7). La dispersion entre les modèles reflète principalement leur différente sensibilité aux forçages radiatifs (Gaz à effet de serre, aérosols etc..). Certains modèles (CanESM2, IPSL-CM5A et MPI-ESM-LR) restent plus sensibles avec une augmentation de la température allant de 0.5° à 5.5°C entre 2006 et 2100 tandis que d'autres modèles (EC-Earth par exemple) restent moins sensibles aux forçages dans ces régions avec une augmentation de la température allant jusqu'au 3°C.

La différence entre les scénarios RCPs et les simulations LUCID semble assez faibles dans les modèles (figure 5.8 et 5.9).

La différence en moyenne saisonnière de la température entre les simulations RCP8.5 et LUCID résultant des changements de la couverture terrestre est montrée dans la figure 5.8. Seuls les changements statistiquement significatifs de la température sont montrés. Les réponses moyennes de la température simulée sont globalement faibles dans la majeure partie des modèles et non statistiquement significatives dans certains régions. Des changements de température statistiquement significatifs sont notés à l'Est du Sahel dans les modèles CanESM2, MPI-ESM d'environ 0.5° et d'environ -0.5°C dans les modèles IPSL-CM5A et MIROC-ESM. A l'Ouest du Sahel, seuls les modèles de climat MIROC-ESM et

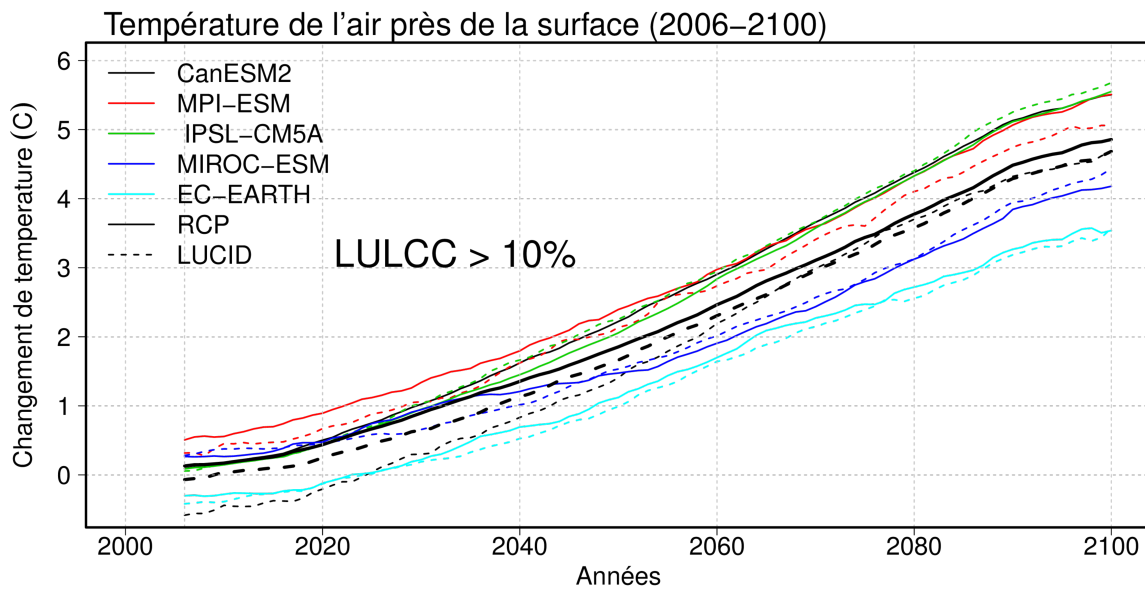


FIGURE 5.7. – Moyenne mobile sur 10 ans du changement relatif à l'année 2006 de la température de l'air près de la surface de la terre dans les régions où la déforestation prescrite est supérieure à 10% dans le Sahel Ouest et dans le Sahel Est. Les lignes en gras et en pointillés représentent respectivement les scénarios RCP 8.5 et L2A8.5 pour chacun des cinq modèles LUCID-CMIP5

MPI-ESM simulent en hiver et en automne des changements significatifs de la température mais de signe contraire. De même, en Afrique centrale seuls les modèles CanESM2 et EC-Earth en hiver et le modèle MIROC-ESM pour toutes les saisons simulent des changements statistiquement significatifs.

Même s'il existe une certaine cohérence entre les modèles sur la déforestation simulée (figure 5.4), les réponses des modèles de climat sur la température simulée sont assez dispersées et il n'y a pas de cohérence globalement entre les modèles sur le signe du changement de la température dans une région déterminée. Il demeure intéressant de voir que dans les modèles, il existe un certain lien fort de causalité entre les signaux régionaux de température et les changements de la couverture de terrestre parce que le signal statistiquement significatif coïncide spatialement avec les régions où la déforestation est prescrite et que le signal peut être lié aux effets directs du changement de la couverture terrestre sur le partitionnement des flux et du bilan d'eau à la surface de la terre (voir section suivante).

Les changements de température sont ainsi limités en quelque sorte suivant l'ampleur et le signe des changements de la couverture terrestre imposés dans les modèles. La figure 5.9 montre les différences en moyenne saisonnière entre les simulations RCP8.5 et L2A85 dans les régions où la déforestation est supérieure à 10% notamment à l'Est du Sahel et à l'Ouest du Sahel. Cette figure confirme la dispersion qui existe entre les différentes réponses des modèles de climat LUCID-CMIP5. Parmi les cinq modèles de climat, seul

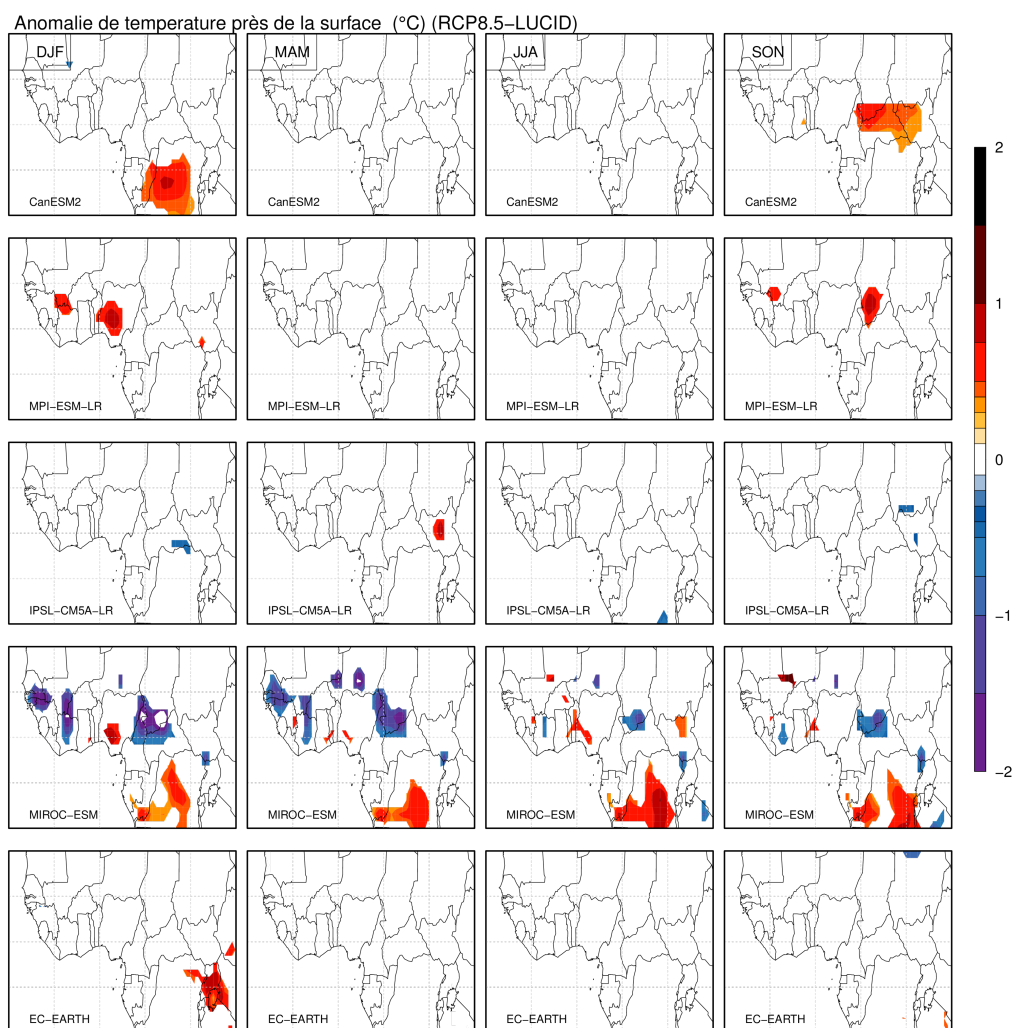


FIGURE 5.8. – Changement simulés de la température de l'air près de la surface résultant des changements projetés de la couverture terrestre prescrits dans les scénarios RCP8.5. Les différences sont calculées sur la moyenne de la période de 2071-2100 entre les simulations RCP8.5 et L2A8.5. Toutes les saisons à partir l'hiver (DJF) (à gauche) jusqu'en automne (SON) (à droite) sont montrées. Seuls les changements statistiquement significatifs avec un p .value < 0.05 sont montrés.

le modèle MIROC-ESM montre des changements significatifs dans les deux régions. On peut également voir que même si les changements prescrits de la couverture terrestre sont largement supérieurs à 10%, le signal du changement de la température dans les régions déforestées reste très faible dans tous les modèles avec une forte dispersion sur le signe et l'amplitude des changements simulés de la température résultant principalement de la façon dont les changements de la couverture terrestre ont été interprétés en termes de changements d'occupation du sol, mais aussi dans la traduction de ces changements en caractéristiques biogéophysiques dans les modèles de climat.

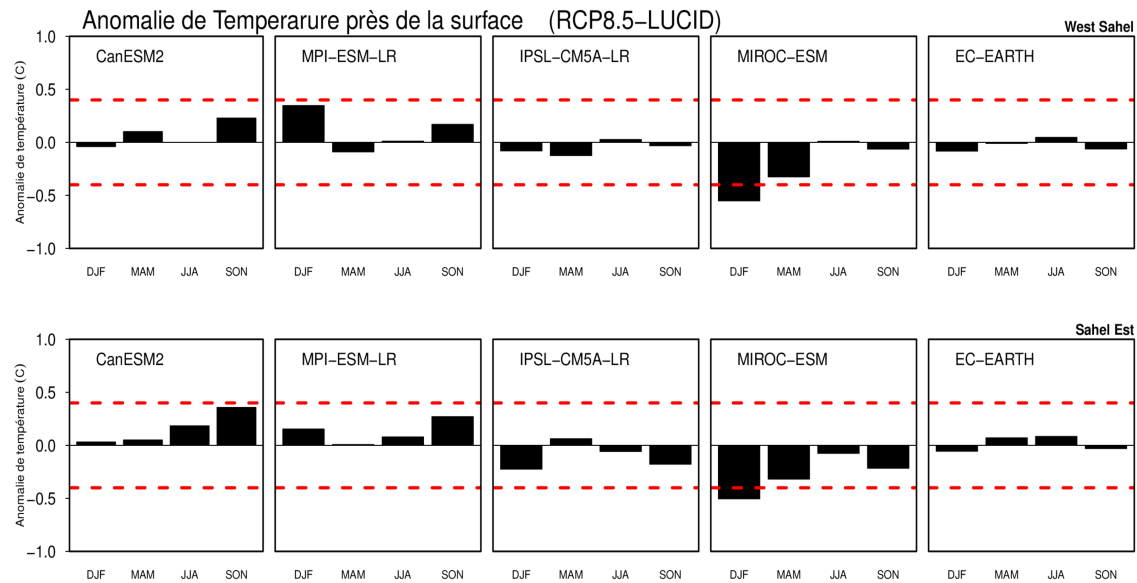


FIGURE 5.9. – Changements simulés de la température résultant des changements projetés de la couverture terrestre prescrits dans les scénarios RCP8.5. Chaque barre représente la différence moyenne de la période 2071-2100 calculée entre les simulations RCP8.5 et L2A85 dans l'Est du Sahel (en haut) et à l'Ouest du Sahel (en bas). Toutes les saisons à partir de l'hiver (DJF) (à gauche) jusqu'en automne (SON) (à droite) sont montrées. Les lignes en pointillés rouges représentent les seuils de changements statistiquement significatifs avec un p .value < 0.05

5.4.2 Changements du partitionnement du flux d'énergie à la surface

La figure 5.10 ci dessous montre le changement de partitionnement du flux à la surface de la terre (flux solaire de courte longueur d'ondes incident à la surface, flux de chaleur sensible (Q_H) et flux de chaleur latente (Q_{LE})) résultant des changements d'occupation des sols imposés dans les modèles individuels. Les changements de flux de chaleur latente et sensible varient selon les modèles de climat. Certains modèles (MPI-ESM, IPSL-CM5A) simulent une diminution du flux de chaleur latente à l'Ouest du Sahel, tandis que d'autres modèles (MIROC-ESM et EC-Earth) simulent une augmentation du flux dans cette région suivant des changements prescrits de la couverture terrestre. En plus de l'ampleur des changements variant considérablement d'un modèle à l'autre, les changements du partitionnement du flux à la surface simulés par les modèles restent globalement faibles dans la région à l'exception du modèle MIROC-ESM. Des changements significatifs sont localisés dans les régions où la déforestation est prescrite entre 2006 et 2100 notamment à l'Est, à l'Ouest du Sahel et en Afrique Centrale. Les réponses des modèles varient donc d'un modèle à l'autre avec une forte dispersion sur le signe et l'amplitude des changements résultant comme discuté à la section précédente de la façon dont les changements de la couverture terrestre ont été interprétés en termes de changements d'occupation du sol dans les modèles surface et la réponse des modèles de climat en caractéristiques biogéophysiques. Cette dispersion existe durant toutes les saisons (figure 5.11). Il n'y a cependant aucune cohérence entre les modèles de climat sur la réponse du partition-

nement du flux à la surface de la terre. Un changement particulier est cependant noté dans le modèle IPSL-CM5A sur le changement du partitionnement du flux sensible durant toutes les saisons pouvant résulter principalement de la variabilité interne du modèle.

En outre, tous les modèles reproduisent le signal opposé entre le changement de partitionnement du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur latente durant presque toutes les saisons. Il demeure cependant important de voir que dans tous des modèles, le signal opposé entre les deux flux induit une réduction du flux total d'énergie turbulente ($Q_T=Q_{LE}+Q_H$) durant toute l'année (figure 5.12) qui diminue généralement le rayonnement net à la surface de la terre. Ces changements peuvent affecter la température de surface si le rayonnement de grande longueur d'onde entrant Q_{LD} est perturbé. La diminution du flux turbulent résultant de la déforestation imposée dans ces régions peut cependant conduire à un réchauffement de la surface de terre en plus de l'augmentation en été du flux solaire incident comme simulé dans ces régions par les modèles de climat MPI-ESM et MIROC-ESM (Figure 5.13a,b).

Le changement du partitionnement du flux solaire incident à la surface pourrait directement affecter le partitionnement du rayonnement net à la surface de la terre conduisant ainsi à une réduction substantielle de l'énergie disponible à la surface. La baisse du rayonnement net induite par l'augmentation d'albédo très significative dans ces régions quand les forêts ont été remplacées par des cultures ou des pâturages (Brovkin *et al.*, 2013), pourrait être entièrement compensée par l'augmentation du Q_{SD} induit par le changement d'occupation des sols. Cet effet est également observé dans les résultats LUCID dans les régions tempérées (Boisier *et al.*, 2012). Cela pourrait également entraîner des changements dans le réchauffement de la surface et dans la quantité d'eau émise vers l'atmosphère par évapotranspiration et donc induire des changements dans la convection et la couverture nuageuse.

Le changement dans la couverture nuageuse a effectivement été signalé comme un des principaux facteurs induisant une rétroaction négative des effets radiatifs du changement de la couverture terrestre (van der Molen *et al.*, 2011), et une des sources d'incertitudes des réponses des modèles de climat, résultant des effets biogéophysiques dans ces régions, est liée à l'effet du changement d'occupation des sols sur l'évapotranspiration, l'humidité de l'air et la couverture nuageuse qui varie fortement d'un modèle à l'autre (Davin et de Noblet-Ducoudré, 2010; van der Molen *et al.*, 2011).

La figure 5.12 montre que même si la dispersion entre les modèles sur la réponse biogéophysique des changements de la couverture terrestre est importante, il existe une

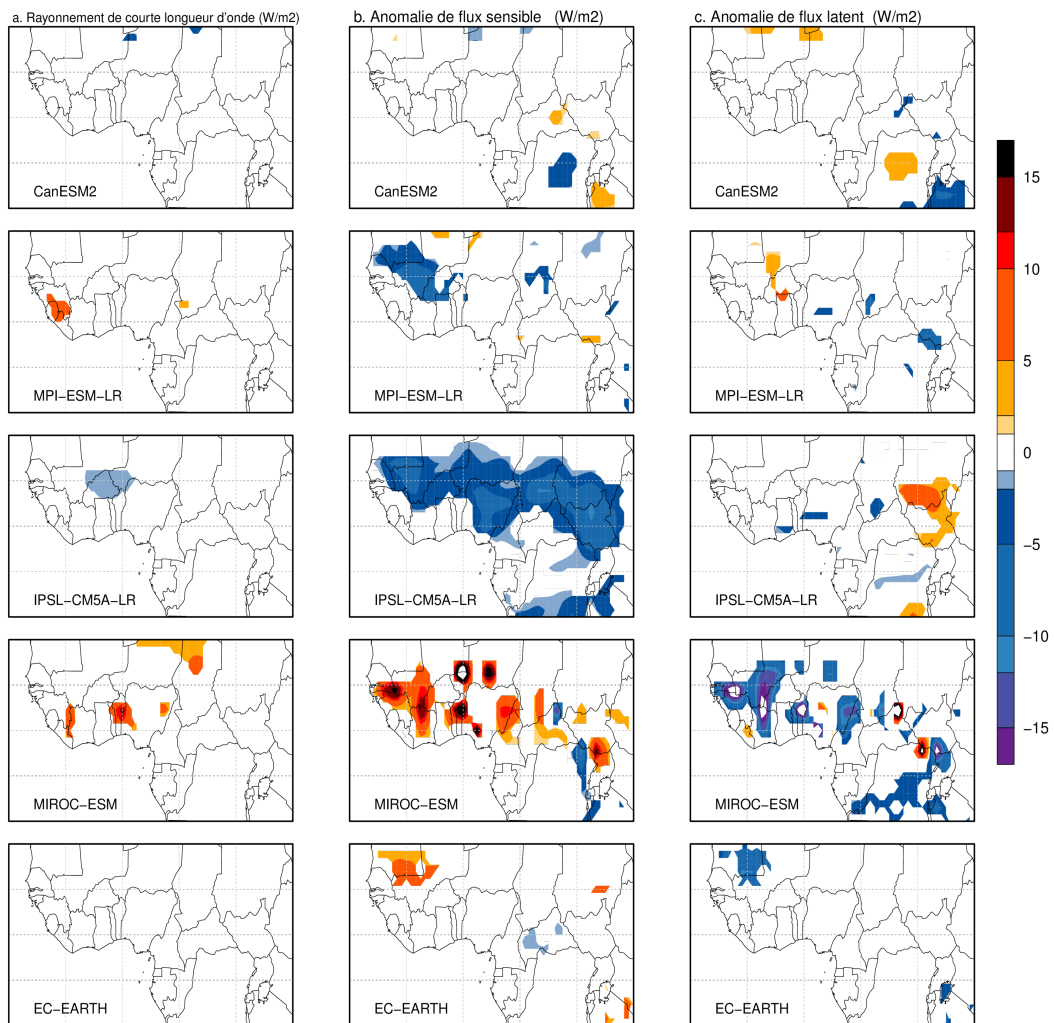


FIGURE 5.10. – Changements simulés en Juin-Juillet-Août du rayonnement solaire de courtes longueurs d’ondes incident (Q_{SD}) (a) à la surface de la terre, du flux chaleurs sensibles (Q_H) (b) et du flux de chaleurs latents (Q_{LE}) (c) résultant des changements projetés de la couverture terrestre prescrits dans scénario RCP8.5. Les différences sont calculées sur la moyenne de la période de 2071-2100 entre les simulations RCP8.5 et L2A85. Seuls les changements statistiquement significatifs avec un p .value < 0.05 sont montrés.

certainne similarité sur les variations mensuelles de changements de précipitation et du flux de chaleur latente dans les modèles CanESM2, MPI-ESM et IPSL-CM5A. Même si c’est moins clair dans certains modèles MIROC-ESM et EC-Earth par exemple, les autres modèles suggèrent des variations mensuelles similaires entre les changements de précipitation et du changement du flux de chaleur latente. La figure 5.13 confirme cela et montre que la déforestation prescrite a entraîné dans les modèles MIROC-ESM et IPSL-CM5A une diminution du flux latent associée à une diminution de précipitation ainsi qu’une augmentation du flux associée à une augmentation de précipitation dans le modèle CanESM2. C’est également visible dans le Sahel Est avec les modèles MIROC-ESM et MPI-ESM-LR.

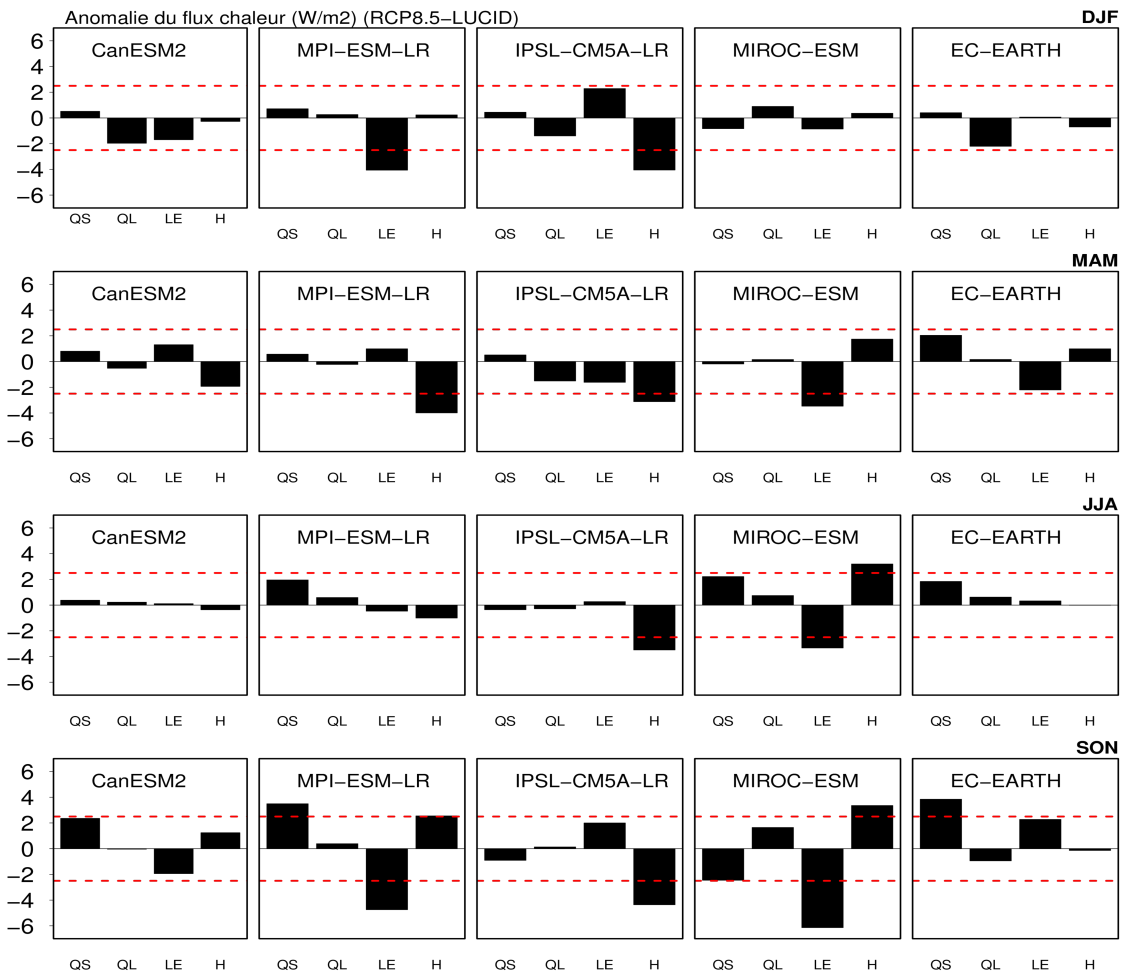


FIGURE 5.11. – Changements saisonniers du partitionnement du flux d'énergie (des rayonnements d'ondes courtes Q_{SD} et d'ondes longues Q_{LD} émis vers la surface de la terre, des flux de chaleurs latentes (Q_{LE}) et sensibles (Q_H) simulés par les modèles en réponses des changements projetés de la couverture terrestre. Les différences sont calculées sur la moyenne de la période 2071-2100 entre les simulations RCP8.5 et L2A85 dans les régions où les changements de la couverture terrestre sont supérieurs à 10%. Les lignes en pointillés rouges représentent les seuils de changements statistiquement significatifs avec un p.value < 0.05

Ces deux variables sont liées par l'humidité du sol. Par conséquent, un couplage positif d'humidité du sol-précipitation ainsi qu'un couplage positif d'humidité du sol et les flux de chaleur latente peuvent exister dans ces régions (Koster, 2004; Seneviratne *et al.*, 2006) et donc une perturbation de l'un pourrait affecter l'autre dans la même direction.

Cette question a été étudiée et approfondie dans la figure 5.14. Cette figure montre les changements d'évapotranspiration à la surface de la terre induits par la déforestation prescrite dans les modèles contre leurs changements de précipitation (delta ET versus delta P). Parmi les trois modèles (MPI-ESM, IPSL-CM5A et MIROC-ESM) qui simulent une certaine corrélation entre les réponses simulées d'ET et les réponses simulées de préci-

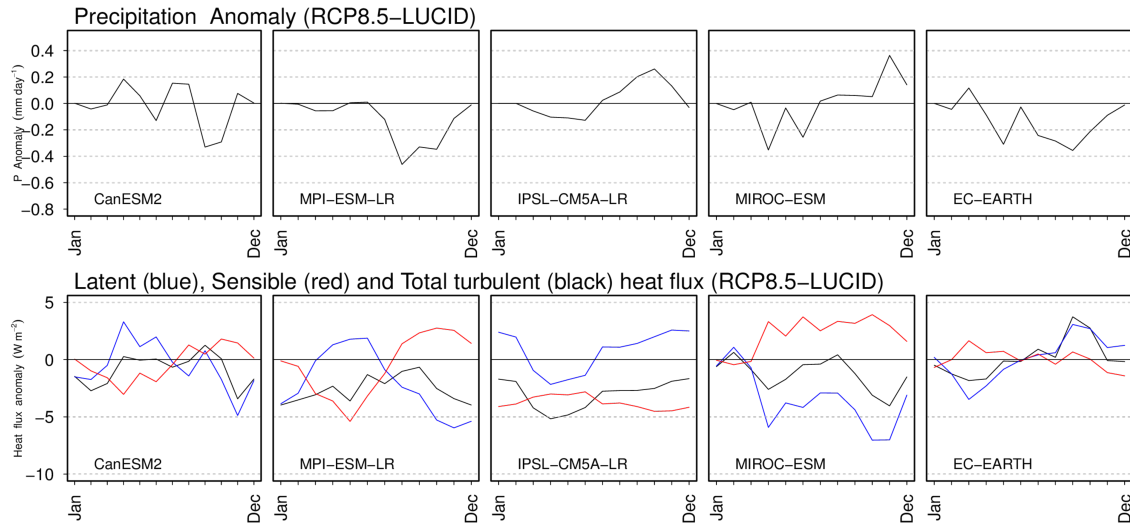


FIGURE 5.12. – Changements simulés de précipitation et du flux de chaleur turbulents ($Q_T = Q_{LE} + Q_H$, avec Q_{LE} (en bleu) et Q_H (en rouge) les flux de chaleur latente et du flux de chaleur sensible respectivement. Les anomalies de ces différentes variables sont moyennées sur les deux zones définies à l'Est et à l'Ouest du Sahel à partir des modèles figurant en dessus de chaque panneau.

pitation, seul le modèle IPSL-CM5A montre une réponse d'ET significativement corrélée aux réponses simulées de précipitation avec un $R^2=0.55$. Cette relation suggère que plus l'ET est élevée, plus les précipitations sont importantes. Néanmoins, deux des cinq modèles (MPI-ESM, IPSL-CM5A) montrent également des corrélations positives, mais pas aussi importante que les corrélations obtenues avec le modèle IPSL-CM5A dans ces régions. Et aucun parmi les deux modèles CanESM2 et EC-Earth n'est cependant capable de capturer une plus grande corrélation entre ces deux variables.

Dans l'ensemble, trois parmi les cinq modèles simulent une corrélation positive lorsque les changements de précipitation sont portés contre leurs changements d'ET correspondants. Cette relation ne garanti pas la causalité entre ces variables mais suggère un couplage positif ou un recyclage d'eau d'amplitude similaire dans ces régions. Le couplage humidité du sol et précipitation n'est pas une relation clairement unilatérale, mais certains modèles globaux montrent généralement un couplage positif dans ces régions (Koster, 2004).

Excepté le modèle MIROC-ESM, tous les modèles de climat simulent une relation inverse (négative) entre le changement d'ET et les changements de température dans les régions déforestées, mais ces relations sont très petites, et donc non significatives (figure 5.14 (en bas)). Cela laisse dire que plus l'évapotranspiration est importante plus la surface est froide.

Le changement d'ET peut être limité par la quantité d'eau disponible à la surface, ce-

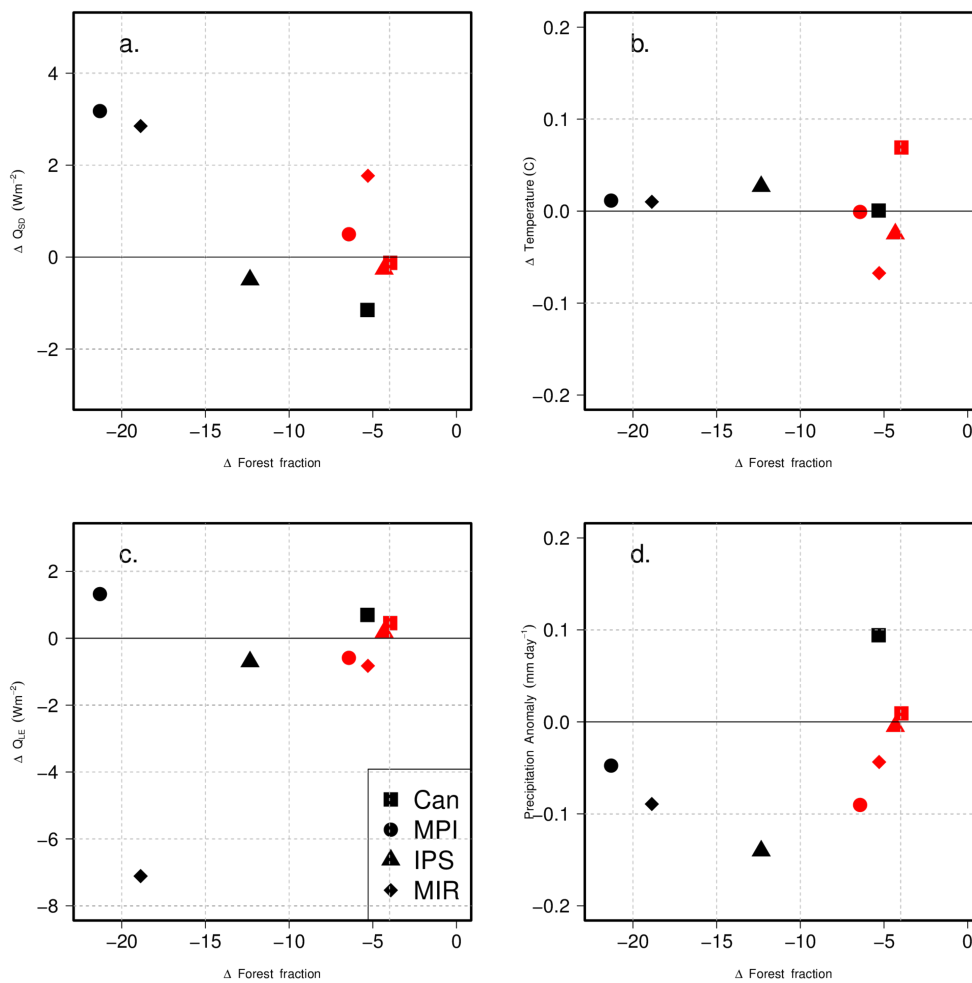


FIGURE 5.13. – Changements simulés en moyenne annuelle du rayonnement solaire de courtes longueurs d’ondes Q_{SD} émis à la surface (a), de la température de l’air (b), du flux de chaleur latente Q_{LE} (c) et des précipitations (d) associé aux changements de fraction de forêt entre 2100 et 2006. Les symboles reflètent les différents modèles individuels. Les différences sont calculées sur la moyenne de la période 2071-2100 entre les simulations RCP8.5 et L2A8 sur le Sahel Est (rouge) et sur le Sahel Ouest (noir).

pendant une augmentation de la température peut ne pas conduire à l’extraction d’eau à la surface de la terre par évapotranspiration en raison de la disponibilité en eau limitée (Kumar *et al.*, 2013). Cela pourrait expliquer la corrélation positive simulée par le modèle de climat MIROC-ESM entre les réponses simulées de la température et les réponses d’ET.

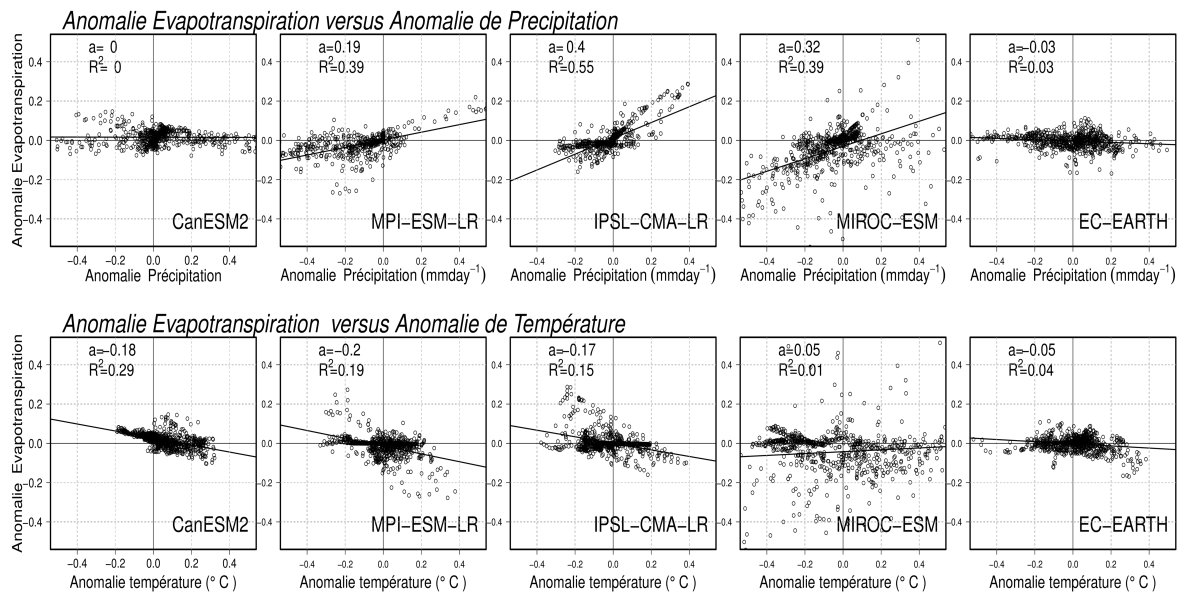


FIGURE 5.14. – Changements simulés d'évapotranspiration associés aux changements de précipitation (en haut) et aux changements associés de température de l'air (en bas) résultant des changements de la couverture terrestre prescrits. Le coefficient de régression (a) et le coefficient de détermination (R^2) entre les anomalies calculées sont représentés pour chacun des modèles montrés dans les différents panneaux. Les différences sont calculées entre les deux simulations RCP85 et L2A85 dans les pixels où les changements de la couverture terrestre sont supérieurs à 10%.

5.4.3 Changements du cycle hydrologique de surface

Les réponses simulées de précipitations et d'évapotranspirations par les modèles résultant des changements de la couverture terrestre dans les régions ouest africaines sont montrées dans la figure 5.15 ci dessous. Comme il a été constaté dans les analyses précédentes, les réponses simulées de précipitation et d'évapotranspiration restent globalement faibles dans les modèles même si quelques changements statistiquement significatifs sont localisés dans les régions déforestées. L'ampleur et le signe des changements associés aux changements de la couverture terrestre varie également considérablement d'un modèle à l'autre. Comme discuté précédemment, les réponses simulées d'évapotranspiration varient dans le même sens que les changements simulés de précipitations sur toute la région. Cela signifie qu'une diminution ou une augmentation d'évapotranspiration dans les modèles de climat affecte le changement de précipitation dans le même sens (figure 5.16 affectant également la quantité d'eau disponible à la surface).

D'autre part, la figure 5.16 montre que malgré la déforestation imposée, certains modèles (CanESM2, MPI-ESM et IPSL-CM5A et EC-Earth par exemple) montrent en été contrairement aux autres saisons une sensibilité intrinsèque très faible aux changements de la couverture terrestre en termes de changement d'évapotranspiration résultant principalement du fait que les forêts et les herbacées peuvent maintenir des taux similaires

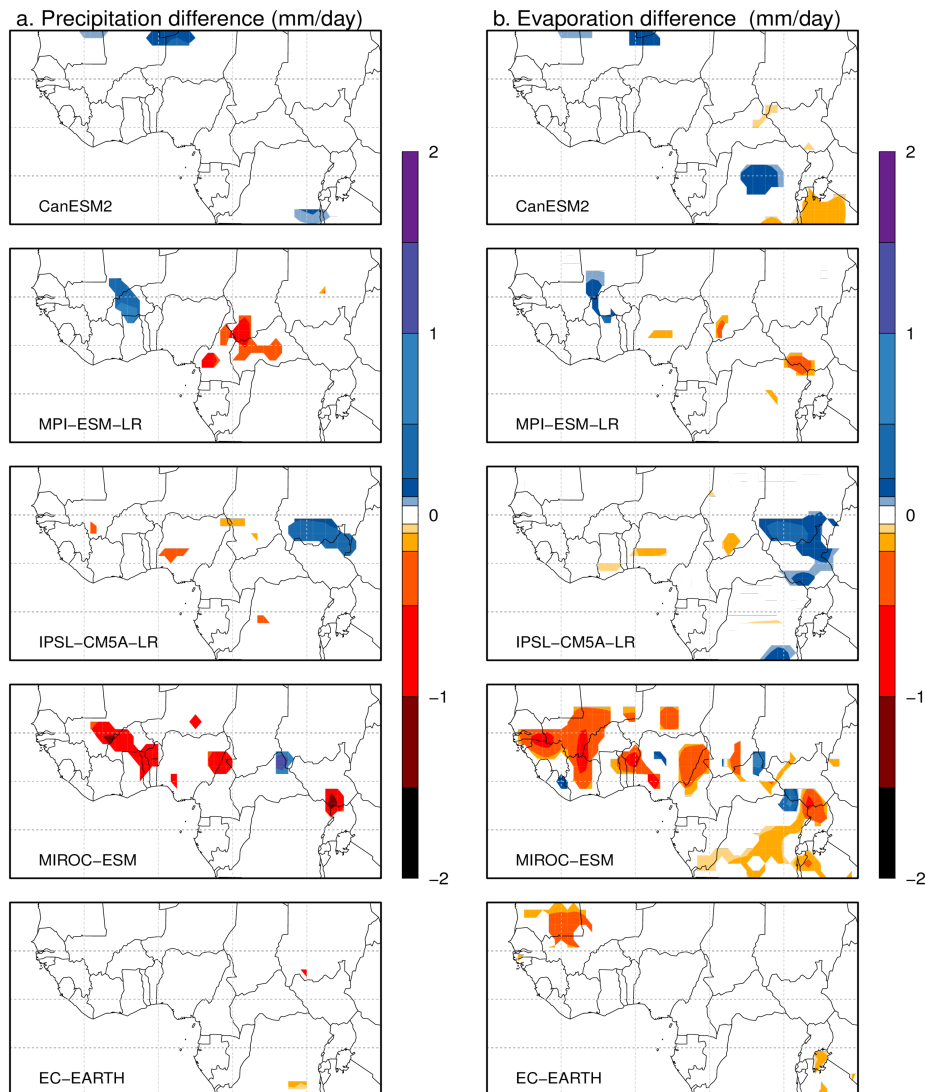


FIGURE 5.15. – Changements simulés de précipitation et d'évaporation en JJA résultant des changements projetés de la couverture terrestre prescrits dans le scénario RCP8.5. Les différences sont calculées à partir de la moyenne de la période de 2071-2100. Les lignes de contours représentent les régions où les changements sont statistiquement significatifs avec un $p.value < 0.05$

d'évapotranspiration pendant la saison pluvieuse par conséquent la diminution d'évapotranspiration attendue de la déforestation peut être contrecarrée en raison de l'importante évapotranspiration des herbacées.

La dispersion entre les cinq modèles sur les réponses simulées du cycle hydrologique de surface est plus marquée en saison pluvieuse durant laquelle les précipitations sont maximales dans ces régions même si on peut noter une certaine ressemblance pour certains modèles sur le reste de l'année. En hiver par exemple, excepté le modèle IPSL-CM5A et

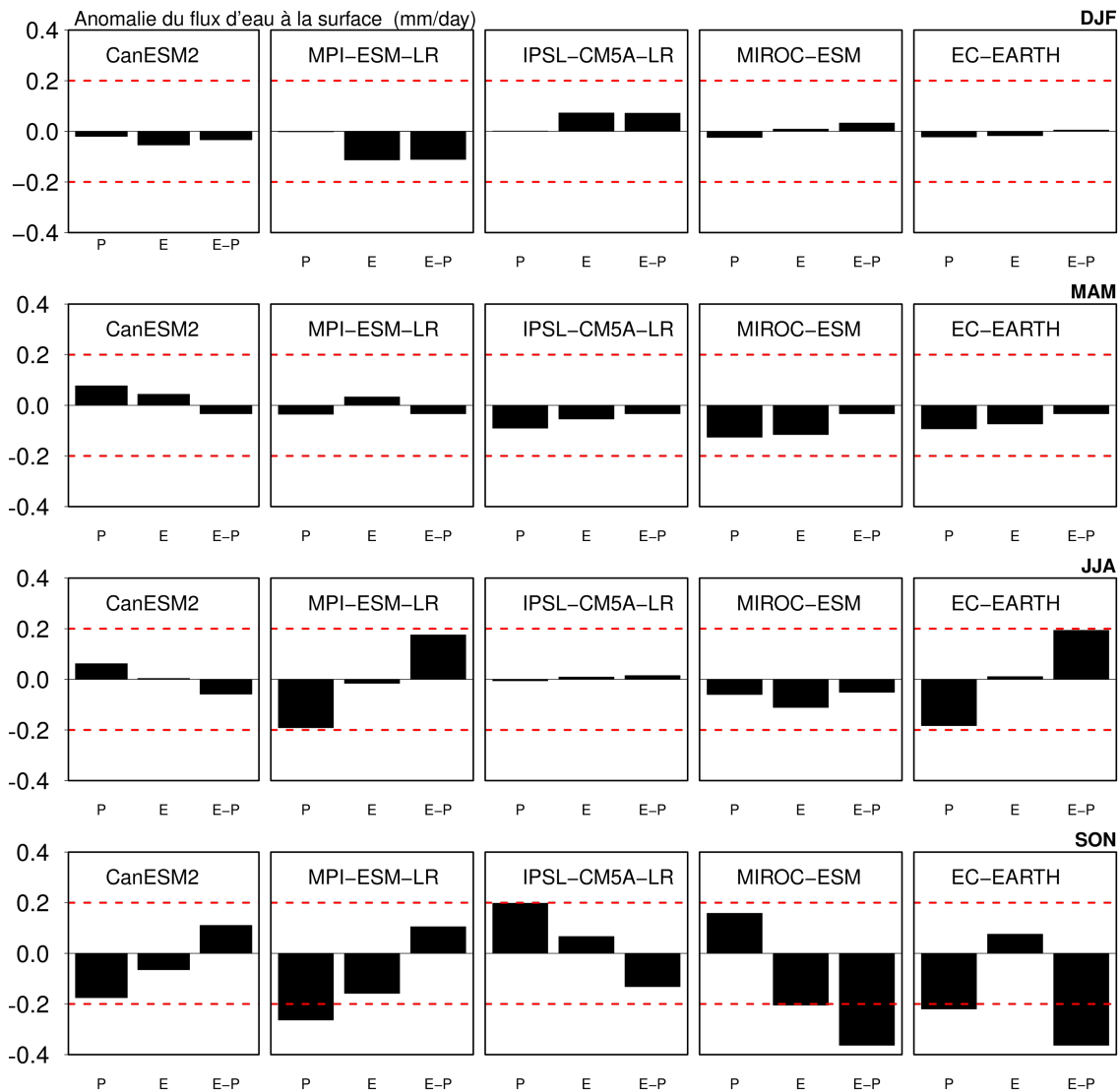


FIGURE 5.16. – Changements saisonniers du partitionnement du cycle hydrologique de surface (P : Précipitation, E : Évaporation et E-P : Anomalie d'eau disponible à la surface de la terre) simulés en réponse aux changements de la couverture terrestre prescrits dans les RCP8.5. Les différences sont calculées pour chaque saison sur la moyenne de la période 2071-2100 entre les simulations RCP8.5 et L2A85. Les calculs sont faits sur la moyenne des deux régions où les changements d'occupation des sols sont supérieurs à 10%. Les lignes en pointillés rouges représentent les seuils de changements statistiquement significatifs avec un $p.value < 0.05$.

MIROC-ESM tous les modèles montrent une diminution constante d'évapotranspiration en réponse aux changements de la couverture terrestre (Figure 5.16). Cette dispersion entre les modèles sur les réponses simulées d'évapotranspiration peut être liée au fait que dans certains modèles, l'évapotranspiration de la couverture herbeuse est tout à fait semblable à celle des arbres pendant la saison pluvieuse et non pas dans les autres modèles. Les cultures, compte tenu de leur plus grande conductance, peuvent avoir un taux d'évapotranspiration plus important que les herbacées pendant la majeure partie de l'année

et donc une fois qu'ils ont été introduits au détriment des herbacées (dans IPSL-CM5A par exemple), la diminution d'évapotranspiration attendue de la déforestation peut être contrecarrée en raison de l'importante évapotranspiration des cultures par rapport à celle des herbacées.

En plus des réponses limitées par la déforestation, tous les modèles sont cohérents avec une réponse faible d'évapotranspiration aux changements de la couverture terrestre dans ces régions.

5.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons décrit les résultats d'analyses des impacts biophysiques des changements futurs de la couverture terrestre sur le climat de surface du XXIe siècle en Afrique de l'Ouest à partir des simulations réalisées dans le contexte LUCID-CMIP5. Les résultats présentés dans ce dernier concernent les changements futurs potentiels d'occupation des sols et le climat de surface avec la motivation de compléter les résultats obtenus dans la première phase des simulations LUCID.

Les résultats trouvés dans ce chapitre ont eu pour principale but d'approfondir les analyses faites sur les impacts des changements historiques de la couverture terrestre en Afrique de l'Ouest. En abordant les trois questions élaborées dans l'introduction, les résultats ont d'abord montré que, contrairement à la période historique, la déforestation continue de se développer dans les années à venir dans les régions tropicales à partir des scénarios RCP8.5 et RCP2.5 résultant de l'extension des surfaces cultivées atteignant environ 15 millions de km^2 en 2100.

Nous avons porté la majeure partie des analyses de ce chapitre dans les régions où la déforestation a été prescrite entre le début et la fin du XXIe siècle en Afrique de l'Ouest. L'étude présentée dans ce chapitre s'est particulièrement basée dans les scénarios RCP8.5 où la déforestation prescrite est beaucoup plus importante que celle prescrite dans les scénarios RCP2.6. Parmi les cinq modèles, les résultats montrent que la déforestation massive prescrite (supérieure à 10%) dans le Sahel est assez bien reproduite mais différentes amplitudes dans les modèles résultant principalement de la manière dont les changements de la couverture terrestre ont été paramétrés dans les modèles de surface et de la manière dont ils ont été interprétés en terme de changement d'occupation des sols.

A l'échelle de la région, les impacts biophysiques des changements projetés de la couverture terrestre dans les scénarios RCP8.5 ont été globalement faibles et pas statistiquement significatifs sur toute la région. Ils ont été significatifs au Sahel et en Afrique centrale où la déforestation est supérieure à 10% dans les modèles de surface.

Même s'il existe une certaine cohérence entre les modèles sur la déforestation imposée dans ces régions, les analyses montrent que la dispersion entre les modèles sur les réponses biogéophysiques des changements de la couverture terrestre est large. Cette dispersion est principalement causée d'abord par la manière dont les modèles interprètent les scénarios harmonisés de changement de la couverture terrestre (cultures, pâturages, les surfaces primaires et secondaires) en termes de type de plante fonctionnel. Ensuite le fait que dans les modèles (HadGEM2-ES, MIROC-ESM et MPI-ESM-LR) utilisant un module dynamique

de la végétation, l'attribution des surfaces cultivées et des pâturages dépendent fortement du climat local (Brovkin *et al.*, 2013). Et enfin comme discuté par (Reick *et al.*, 2013), de la manière dont la déforestation a été interprétée dans les modèles de climat utilisant une végétation dynamique peuvent rester plus sophistiqués par rapport aux modèles dont la végétation est fixe et contiennent un plus grand nombre de degrés de liberté.

Bien que la dispersion entre les modèles de climat sur les réponses aux changements de la couverture terrestre soit importante, les analyses suggèrent qu'il existe une certaine similarité entre les modèles (CanESM2, MPI-ESM et IPSL-CM5A) sur les changements simulés de précipitations et du flux de chaleur latente. Par conséquent, les changements simulés d'évapotranspiration montrent une certaine corrélation positive lorsqu'elles sont portées contre leurs changements simulés de précipitation et une relation inverse (négative) lorsqu'ils sont portées contre leurs changements de température dans les régions déforestées, même si ces relations ne sont pas significatives dans la majeure partie des modèles.

Ces résultats suggèrent que l'évapotranspiration doit être évaluée en profondeur dans les modèles de la surface, particulièrement quand ils sont utilisés en mode couplé à leur modèle de climat. L'importance de l'humidité du sol dans les modèles couplés a déjà été souligné par (Koster, 2004; Seneviratne *et al.*, 2006) et reste d'une importance cruciale en Afrique de l'Ouest. Ces résultats suggèrent également que l'intensité du couplage surface-atmosphère varie fortement d'un modèle à l'autre. Par exemple, un seul des modèles climat parmi les cinq modèles CMIP5 (IPSL-CM5A) dans ces régions montre un couplage fort entre les changements simulés de précipitation et d'évapotranspiration, alors que l'inverse est obtenu dans les autres modèles (CanESM2 et EC-Earth). L'importance d'une bonne évaluation de la force du couplage surface-atmosphère dans les modèles de climat a déjà été soulignée dans le chapitre 4.

Chapitre 6

Conclusion Générale et Perspectives

Sommaire

6.1 Conclusion générale	132
6.1.1 Synthèse générale des résultats	132
6.2 Limites et Perspectives	136

6.1 Conclusion générale

Cette thèse a exploré à l'échelle régionale les impacts biogéophysiques des changements passés et à venir de la couverture terrestre sur le climat en Afrique de l'Ouest. Les changements de la couverture terrestre affectent les propriétés physiques de la surface de la terre (albédo de surface, la longueur de la rugosité, le LAI et d'autres propriétés du système sol-végétation) entraînent des changements sur le climat local dans les régions affectées. La réponse du climat aux changements de la couverture terrestre est déclenchée par des perturbations directes du bilan radiatif à la surface de la terre modifiant les échanges du flux entre la surface et l'atmosphère.

L'objectif principal de cette thèse a été d'identifier et d'évaluer les impacts biogéophysiques des changements de la couverture terrestre résultant des changements anthropiques d'occupation des sols sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest.

Les objectifs de cette thèse ont été abordés selon trois approches :

- (1) Une étude d'intercomparaison et de validation des données de forçages de la couverture terrestre et des simulations réalisées dans le projet LUCID.
- (2) Une analyse des simulations LUCID pour évaluer les impacts biogéophysiques des changements anthropiques d'occupation des sols passés sur le climat de surface en Afrique de l'Ouest.
- (3) Une analyse des simulations réalisées dans le contexte LUCID-CMIP5 utilisant six modèles CMIP5 permettant ainsi d'évaluer les impacts robustes des changements futurs d'occupation des sols sur le climat de surface du 21e siècle dans les régions affectées en Afrique de l'Ouest.

Ces approches ont été utilisées pour évaluer les impacts du changement de la couverture terrestre depuis le début du XIXe jusqu'à la fin du XXIe siècle dans ces régions. Les analyses faites dans cette thèse se sont particulièrement concentrées dans les régions où les changements de la couverture terrestre ont été très importants.

6.1.1 Synthèse générale des résultats

Les résultats présentés dans le chapitre 3 de cette thèse ont permis de voir que les surfaces cultivées et les zones de pâturages restent confinées particulièrement dans le Sahel et dans le golfe de Guinée dans les données de forçages avec des fractions de surface cultivée allant de 5 à 50% et des fractions de pâturages dépassant largement les 75%. Les analyses ont montré que les forçages utilisés dans le projet LUCID ont largement surestimé les

fractions de surfaces cultivées observées en Afrique de l'Ouest excepté dans le Nord du Nigeria où les surfaces cultivées ont été sous-estimées. De même, les résultats ont montré que les zones de pâturages observées ont été sous-estimées dans le Sahel et surestimées dans le golfe de Guinée. Les analyses suggèrent donc que, même si les approches de reconstruction de la distribution de la couverture terrestre ont été caractérisées par plusieurs limitations (Ramankutty et Foley, 1999; Goldewijk, 2001), la couverture terrestre dans les régions d'Afrique de l'Ouest reste très mal représentée par les données de forçages LUCID.

L'étude d'évaluation des modèles de surface LUCID suggèrent que les biais associés aux modèles de surface dans la représentation des surfaces cultivées, de pâturages et des caractéristiques de la surface de la terre dans les régions ouest africaines peuvent non seulement résulter de la manière dont les modèles ont été paramétrés pour représenter la couverture terrestre mais aussi aux incertitudes associées aux données de forçages utilisées dans LUCID. Les analyses présentées ici mettent donc en évidence la nécessité d'une validation plus approfondie des modèles de surface qui sont souvent utilisés en mode couplé et qui pourraient induire des estimations trompeuses des études d'impact des changements de la couverture terrestre sur le climat.

Dans cette étude, la performance des sept modèles de climat LUCID à représenter le climat actuel dans ces régions a été évaluée. Les analyses ont montré que les précipitations restent mal représentées par les modèles de climat LUCID. La moyenne et la variabilité inter-annuelle des précipitations et de la température observées ont été sous-estimées par certains modèles de climat et surestimées par d'autres même si la température de l'air reste mieux simulée par les modèles de climat que les précipitations. Cependant, même si les modèles de climat représentent assez mal le climat actuel dans ces régions, les analyses ont montré qu'il existe une certaine cohérence dans les modèles de climat qui sous-estiment la température et surestiment les précipitations pendant la saison des pluies. Ces modèles suggèrent que plus précipitation conduit à un effet évapotranspiration accrue et une surface beaucoup plus froide dans le Sahel. De même, dans le golfe de Guinée, les modèles qui surestiment la température de l'air pendant la saison des pluies sous-estiment les précipitations au cours de la même saison.

Nous avons regardé au chapitre 3 si les performances des modèles de climat pourraient être améliorées dans ces régions par une distribution réaliste de la couverture terrestre, les analyses ont montré qu'il n'y a aucune différence évidente/visible entre les deux simulations PD et PDv forcées respectivement par une distribution actuelle et pré-industrielle de la couverture terrestre par rapport aux valeurs moyennes «climatiques» des précipitations et de la température comme si les changements de la couverture terrestre n'avaient

pas vraiment d'importance sur la bonne représentation de ces variables.

Dans le chapitre 4 de cette thèse, l'impact historique des changements d'occupation des sols sur le climat de surface dans les régions affectées par l'extension des surfaces cultivées et des zones de pâturages depuis l'époque préindustrielle jusqu'à présent en Afrique de l'Ouest a été étudié. Les résultats présentés dans ce chapitre complètent les études récentes de (Pitman *et al.*, 2009; de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012; Boisier *et al.*, 2012) qui ont évalué et identifié les réponses du climat aux changements de la couverture terrestre dans les régions tempérées. Nous avons basé nos analyses dans deux régions contrastées d'Afrique de l'Ouest : le Sahel et le golfe de Guinée où les changements de la couverture terrestre depuis l'époque pré-industrielle jusqu'à présent sont supérieurs à 5%. Les analyses ont montré que dans le Golfe de Guinée l'expansion des surfaces cultivées et des zones de pâturages s'est effectuée au détriment d'une déforestation entraînant une diminution de l'indice de surface foliaire, une augmentation d'albédo de surface et une diminution de la longueur de la rugosité de la surface. Par ailleurs, les résultats ont montré que les impacts historiques des changements de la couverture terrestre sur le climat de surface dans ces régions ont été très faibles par rapport aux changements induits par l'augmentation de la quantité de gaz à effet de serre dans l'atmosphère résultant des changements faibles d'occupation des sols prescrits dans ces régions.

D'autre part, l'indice de surface foliaire simulé par les modèles de surface LUCID et ses relations avec le climat de surface ont été évalués. Les résultats montrent que les précipitations sont fortement et positivement corrélées à la densité de feuillage avec des valeurs supérieures ou égales à 0.8 dans les deux régions et cinq parmi les sept modèles de climat dans le Sahel montrent des corrélations positives mais pas aussi importantes que les corrélations observées et aucun des sept modèles n'est cependant capable de capturer une corrélation significative entre les précipitations et le LAI dans le Golfe de Guinée. La plupart des modèles de LUCID montrent que la corrélation entre LAI et la température de l'air est positive dans le Sahel et négative dans le Golfe de Guinée. Ces résultats suggèrent cependant que plus de LAI dans le Golfe de Guinée conduit à plus d'évapotranspiration et donc une surface beaucoup plus froide, alors que dans le Sahel l'effet d'albédo de l'augmentation du LAI peut dominer et augmenter la température de surface. Enfin les résultats présentées dans ce chapitre suggèrent que l'indice de surface foliaire devrait être évalué en profondeur dans les modèles de surface, particulièrement quant ils sont utilisés en mode couplé. L'importance de l'évaluation du LAI en mode couplé a déjà été souligné dans Boisier *et al.* (e.g. 2012) dans les régions tempérées, et reste d'une importance cruciale en Afrique de l'Ouest étant donné que les précipitations et la tem-

pérature de l'air sont fortement corrélées à l'indice de verdure de la surface de la terre. Les résultats suggèrent également que l'intensité du couplage entre la surface et l'atmosphère varie fortement d'un modèle à l'autre. Un seul des modèles de climat LUCID par exemple montre un couplage fort entre la température de l'air près de la surface et le LAI par rapport aux précipitations et le LAI, alors que l'inverse est montré dans les autres modèles de climat. L'importance d'une bonne évaluation de la force de couplage dans les modèles climatiques a déjà été soulignée par d'autres auteurs (e.g. Koster *et al.*, 2006; Lorenz *et al.*, 2014).

Dans le chapitre 5, nous nous sommes intéressés aux impacts biogéophysiques des changements futurs de la couverture terrestre sur le climat de surface du XXI^e siècle en Afrique de l'Ouest. Les analyses faites dans ce chapitre concernent particulièrement les changements futurs potentiels de la couverture terrestre et le climat de surface avec la motivation de compléter les résultats présentés dans les chapitres précédents. Ce chapitre est effectué dans le but de compléter et d'approfondir les analyses sur les impacts historiques des changements de la couverture terrestre réalisées dans la première phase du projet LUCID. Les résultats ont montré que par rapport à la période historique la tendance de la déforestation continue de se développer dans les années à venir dans les régions tropicales à partir des scénarios RCP8.5 et RCP2.5 résultant de l'extension des surfaces cultivées atteignant environ 15 millions de km^2 en 2100. En basant particulièrement les travaux sur les scénarios RCP 8.5 où la déforestation prescrite est beaucoup plus importante que celle prescrite dans RCP2.6, les analyses montrent que la déforestation massive prescrite dans le Sahel est assez bien reproduite par les modèles mais de différentes amplitudes résultant principalement de la manière dont les changements de la couverture ont été prescrits, résultant également de la manière dont ils ont été interprétés en terme de changement d'occupation des sols dans les différents modèles de surface.

A l'échelle régionale, les impacts biogéophysiques des changements futurs de la couverture terrestre dans les scénarios RCP8.5 ont été globalement faibles et pas statistiquement significatifs sur toute la région. Ils sont statistiquement significatifs au Sahel et en Afrique centrale où les changements de la couverture terrestre sont supérieurs à 10% avec une forte dispersion entre les différents modèles de climat sur les réponses biogéophysiques des changements de la couverture terrestre. Comme discuté dans (Brovkin *et al.*, 2013), cette dispersion est principalement causée d'abord par la manière dont les modèles interprètent les scénarios harmonisés de changement de la couverture terrestre en termes de type de plante fonctionnel. Ensuite, le fait que dans d'autres modèles (HadGEM2-ES, MIROC-ESM et MPI-ESM-LR) utilisant un module dynamique de la végétation, l'attri-

bution des surfaces cultivées et des pâturages dépendent fortement du climat local. Bien que la dispersion entre les différents modèles sur les réponses simulées de la couverture terrestre soit importante, les analyses ont montré qu'il existe une certaine similarité sur les variations mensuelles de changements de précipitation et du flux de chaleur latente dans les modèles CanESM2, MPI-ESM et IPSL-CM5A. Cela suggère que la déforestation prescrite a entraîné une diminution en moyenne annuel du flux latent associée à une diminution de précipitation. Par conséquent, les changements d'évapotranspiration (ET) résultant des changements de la couverture terrestre révèlent une certaine corrélation positive avec les changements simulés de précipitation.

Les résultats montrent cependant une relation inverse (corrélation négative) entre les changements d'ET et les changements de température dans les régions déforestées, même si ces relations sont très faibles dans la majeure partie des modèles.

Ces résultats suggèrent cependant que l'évapotranspiration devrait aussi être évaluée en profondeur dans les modèles de la surface, surtout quant ils sont utilisés en mode couplé à leur modèle de climat. L'importance de l'humidité du sol dans les modèles couplés a déjà été souligné par (Koster, 2004; Seneviratne *et al.*, 2006) et reste d'une importance cruciale en Afrique de l'Ouest. L'intensité du couplage surface-atmosphère varie fortement d'un modèle à l'autre. Par exemple, un seul modèle de climat parmi les cinq modèles dans ces régions montre un couplage fort entre les précipitations et l'évapotranspiration, alors que l'inverse est obtenu dans les modèles CanESM2 et EC-Earth. Comme discuté dans le chapitre 4, cette étude montre également l'importance d'une bonne évaluation de la force du couplage surface-atmosphère dans les modèles de climat

6.2 Limites et Perspectives

Une des premières limitations importantes de cette étude résulte des données de forçages de la couverture terrestre prescrites dans les régions ouest africaines qui ne sont pas assez réalistes pour représenter les surfaces occupées par les cultures et des zones de pâturages. Même si elles sont basées sur des approches d'algorithme de reconstruction et des estimations malgré que plusieurs limitations majeures ont été prises en compte, elles sont associées à des incertitudes qui pourraient empêcher des conclusions plus robustes sur les études d'impacts du changement de la couverture terrestre sur le climat de surface dans ces régions.

La dispersion intrinsèque des réponses de modèles de climat résultante des différentes

manières dont les modèles de surface sont paramétrés pour représenter les changements d'occupation des sols, mettent en évidence la nécessité d'une validation plus approfondie des modèles de surface. Les études d'impact des changements de la couverture terrestre sur le climat fondées sur des observations sont dans la plupart des cas limitées à l'échelle régionale, et à des échelles de temps très courtes. Dans cette étude, les données d'observations utilisées ont été limitées par le temps imparti pour évaluer les sorties des modèles. Il serait beaucoup plus robuste dans d'autres analyses d'obtenir des données d'observation de la couverture terrestre et des caractéristiques de surface à des échelles de temps suffisantes qui pourraient être directement confrontées aux sorties des modèles de surface LUCID.

Par exemple, dans le Sahel il n'existe aucune cohérence entre les modèles de surface sur le signe et l'amplitude des changements historique de la couverture terrestre. Quant certains modèles augmentent les surfaces cultivées et des zones de pâturages au détriment de la déforestation (EC-ARTH-TESSSEL, IPSL-ORCHIDEE), d'autres modèles augmentent les surfaces cultivées et des pâturages au détriment du désert (ARPEG-ISBA, SPEEDY-LPJmL) tandis que d'autres modèles augmentent les surfaces cultivées au détriment des herbacées (CCAM-CABLE). Il est donc difficile d'anticiper à quel point l'extension des surfaces cultivées et des pâturages pourrait altérer à des conclusions mises en avant au niveau du Sahel.

Les simulations étudiées dans la première phase du projet LUCID ont été réalisées avec des température de surface de la mer, une concentration de la glace de mer ainsi que des concentrations atmosphériques de CO₂ fixes prescrits. Le climat simulé est alors contraint en grande échelle car cela pourrait amortir les télé-connections à grande échelle et limiter les impacts à la fois régionale et globale résultant des changements de la couverture terrestre (Davin et de Noblet-Ducoudré, 2010). Cette question pourrait être intéressante à explorer dans un cadre multi-modèle tel que les simulations LUCID mais n'a pas été abordé ici. Mais la création du projet LUCID a permis dans un premier temps d'analyser les impacts des changements historiques de la couverture terrestre résultant des changements anthropogéniques d'occupation des sols avec un ensemble de modèles utilisant des SSTs prescrites. Il serait intéressant dans un second temps d'étendre ce projet avec beaucoup plus de modèles couplés.

Les simulations LUCID-CMIP5 analysées dans cette thèse ont permis de mettre en exergue les impacts biophysiques des changements futurs de la couverture terrestre dans les régions déforestées mais avec des signes et d'amplitudes variant d'un modèle à l'autre. Les signaux des impacts simulés par les modèles peuvent être biaisés de manière significa-

tive par les différences non déterministe entre les deux simulations analysées et la longueur de la série de simulation choisie (30 ans) peut ne pas être suffisante que nécessaire pour isoler ces signaux par rapport à la variabilité interne des modèles.

Par ailleurs, il reste cependant important de rappeler qu'en dehors des impacts biophysiques, le changement de la couverture terrestre affecte le cycle biogéochimique qui peut au retour affecter le climat. Du point de vue du cycle de carbone, la déforestation émet du CO₂ vers l'atmosphère. La quantité de carbone émise par la déforestation prescrite dans ces régions reste très significative (Brovkin *et al.*, 2013) mais cette étude n'a pas été abordée dans cette thèse.

Annexes

ANNEXE A : La réponse des modèles LUCID aux changements historiques d'occupation des sols

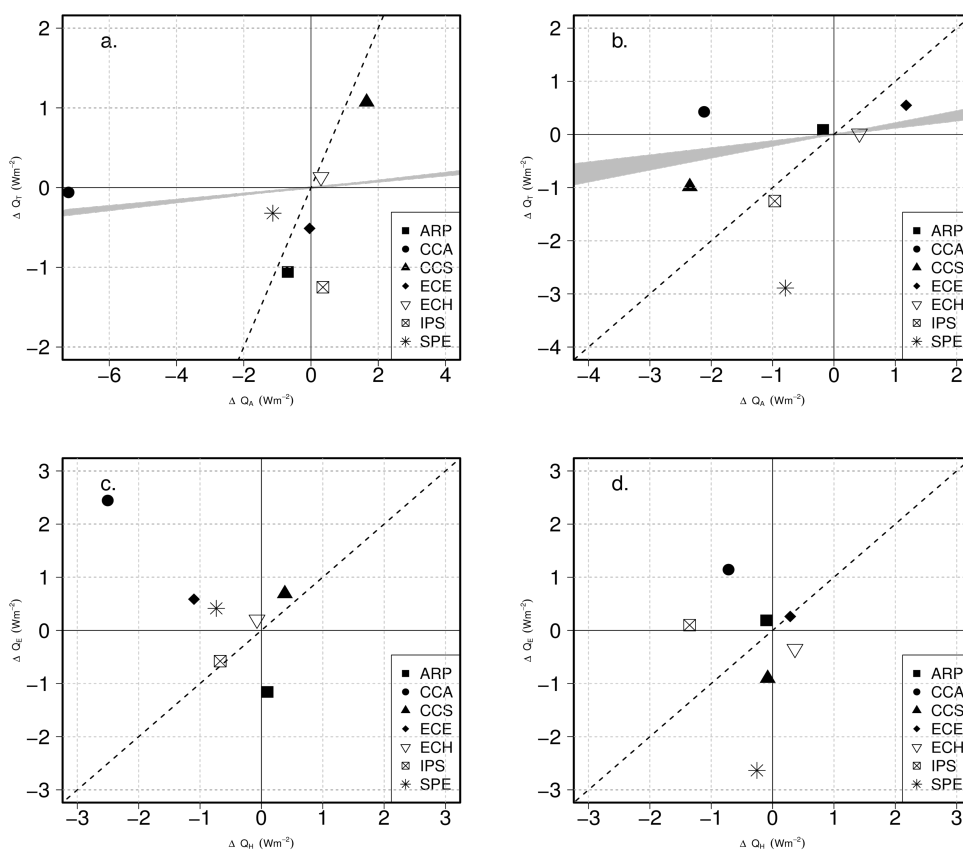


FIGURE 6.1. – Mean summer LULCC-induced changes (Wm^{-2}) in (a,b) QT plotted against the mean summer changes in QA;(c,d) change in latent heat fluxes (QLE) plotted against the changes in sensible heat fluxes (QH). (a,c) Sahel;(b,d) Guinea. Symbols refer to individual models. Dotted line in all panels represents the $x=y$ regression. Gray shaded area in (top) refers to the changes in QT that would have occurred if QT/QA ratios were the same at PD and PI periods. Symbols refer to the various models as illustrated in figure 2.

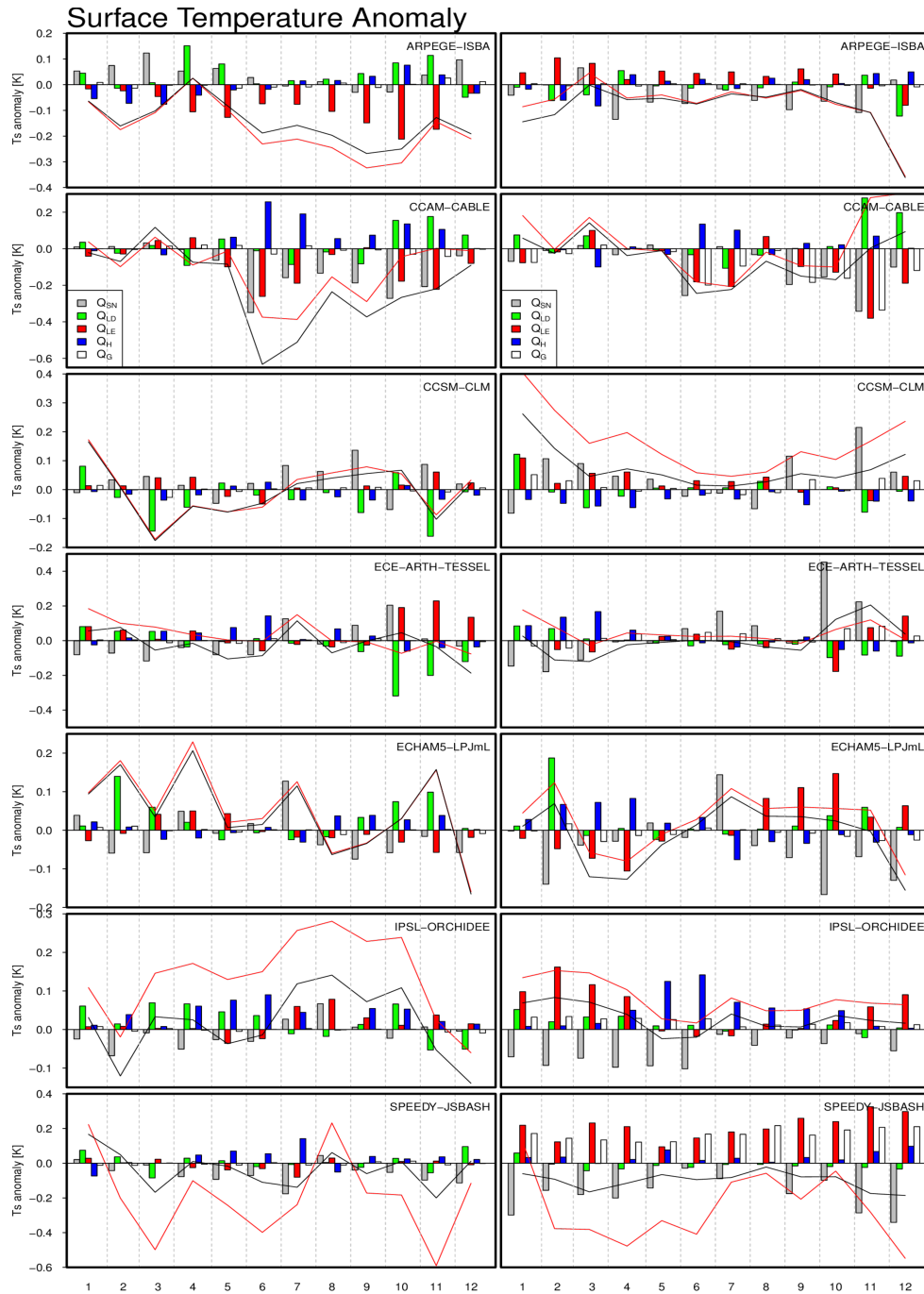


FIGURE 6.2. – LULCC-induced monthly surface temperature anomalies derived from changes in the various components of the surface energy budget in each of seven GCM/LSMs model. Bars indicate the temperature anomaly induced by change in net shortwave radiation (grey), in downward longwave radiation (green), in latent heat flux (red), in sensible heat flux (blue), and in the residual term (white). Red solid line indicate the computed net surface temperature anomalies (all components). Solid black line indicates the simulated LULCC-induced monthly 2-m temperature anomalies.

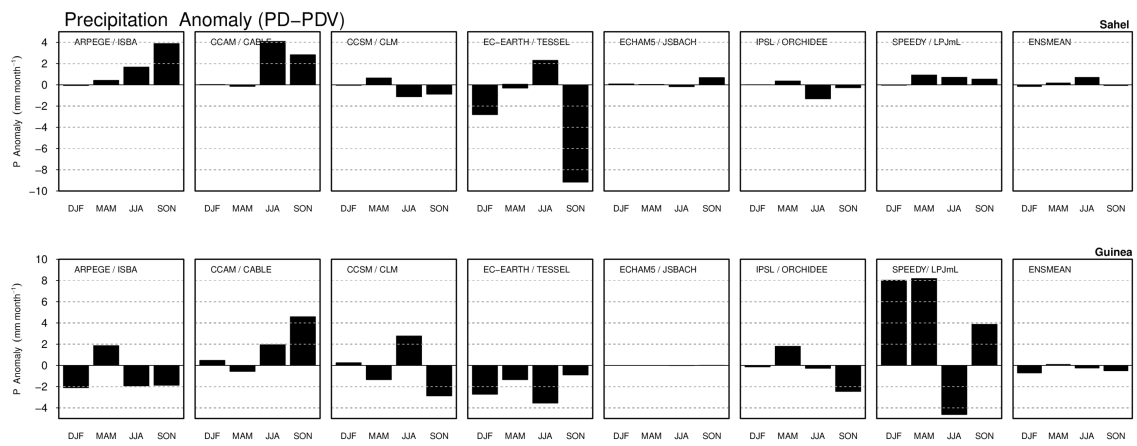


FIGURE 6.3. – Seasonal LULCC-induced changes in the simulate precipitation (mm/day) between PD and PI times by the models listed at the top of each panel. The shading refer to the differences calculated between the simulations that are forced with Present Day SSTs, CO₂, and GHG (black, simulation PD minus simulation PDv) on the Sahel (top) and Guinea area (bottom). All seasons are plotted from (left) winter (DJF) to (right) fall (SON).

ANNEXE B : Méthodes utilisées pour mettre en œuvre la couverture terrestre dans les modèles CMIP5

CCCma CanESM2

Le modèle CanESM2 a été mis à jour à partir du modèle de la Première Génération Canadienne du Système Terrestre (CanESM1) (Arora *et al.*, 2009), (Christian *et al.*, 2010) du Centre Canadien de Modélisation et d'Analyse Climatique (CCmaC) décrit dans (Arora *et al.*, 2011). La résolution horizontale du modèle atmosphérique est d'environ 2.8°, tandis que la résolution horizontale de l'océan est d'environ 1.41°(longitude) et 3.94°(latitude). Les processus de l'écosystème terrestre sont modélisés en utilisant le Modèle Canadien de l'Ecosystème Terrestre (CTEM), qui simule le carbone à partir de trois réservoirs direct de la végétation (feuilles, tiges et racines) et deux réservoirs morts (litière et carbone organique du sol) pour neuf type de plantes fonctionnels (PFT) : Arbres à feuilles persistantes, arbres à feuilles caduques, arbre feuillage persistant à feuilles larges, arbres à feuilles caduques froids et secs, cultures C3 et C4 et les pâturages (Arora et Boer, 2010). Le modèle CanESM2 inclut les changements de surfaces cultivées des scénarios harmonisés de changement d'occupation des sols suivant l'approche linéaire de (Arora et Boer, 2010). Dans cette approche, la couverture partielle des PFTs herbacées et ligneuses est réduite d'une valeur proportionnelle à leur couverture existante afin de permettre une augmentation de la fraction de récolte. Si la fraction de culture diminue, la couverture partielle des PFTs naturelles est augmentée tout en assurant que ces PFTs peuvent éventuellement exister dans une cellule de la grille. L'effet des changements de zone de pâturage sur la couverture du sol ne sont pas prises en compte. Un modèle de culture simple est utilisé pour les fractions de surfaces cultivées d'une cellule de la grille qui détermine la récolte en fonction de la température ou du critère phénologique. Ce qui conduit généralement à un cycle de culture annuelle dans les hautes et des moyennes latitudes et des multiples cycles de culture dans les régions tropicales. La récolte assure que la biomasse de la végétation ne continue pas à augmenter sur les fractions de cultures comme le CO₂ augmente et empêche les cultures de séquestrer du carbone comme des forêts.

IPSL-CM5A-LR

Le modèle IPSL-CM5A (Dufresne *et al.*, 2013) est la nouvelle génération de modèle de système terrestre développé à L'Institut Pierre Simon Laplace. Les modèles atmosphériques et de la surface terrestre de l'IPSL-CM5A-CM5 sont des versions de ceux utilisés dans IPSL-CM4 mis à jour par (Marti *et al.*, 2010) : A savoir le modèle atmosphérique de circulation générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique ayant la possibilité de faire un zoom (LMDZ) (Hourdin *et al.*, 2006) et le modèle de surface "Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems" (ORCHIDEE) (Krinner *et al.*, 2005). Les composants atmosphériques et de la surface terrestre ont la même grille horizontale régulière avec 96 x 96 points, soit une résolution de 3,6°x 1,8°, tandis que l'atmosphère à 39 niveaux verticaux. La composante océanique est NEMO, version 3.2 (Madec 2008), avec une résolution horizontale de 2°-0.5°et 31 niveaux verticaux. ORCHIDEE est la composante terrestre (Krinner *et al.*, 2005) simule avec un pas de temps journalier, les processus de la photosynthèse, l'allocation de carbone, décomposition de la litière, la dynamique du carbone des sols, l'entretien et la respiration de la croissance, et la phénologie de 13 différents types de plantes fonctionnels. Dans l'IPSL-CM5A, une carte de la couverture terrestre identique est utilisée à la fois pour l'historique et la période à venir. Il est basé sur une carte de la couverture terrestre observée (Loveland *et al.*, 2000) qui comprend les types de végétation naturelle et anthropique. Les changements d'utilisation des terres sont mises en œuvre de la manière suivante : Tout d'abord, la surface couverte

pour les cultures pour chaque année et pour chaque cellule de la grille, est réglée sur la valeur fournie par le scénario harmonisé de changement d'utilisation des terres. L'expansion de cette zone de culture se produit proportionnellement au détriment de tous les types de végétation naturelle. Cela signifie que le pourcentage par lequel les graminées et les zones naturelles d'arbres sont réduites est le même pour tous les PFTs. Réciproquement, une réduction de la zone d'origine anthropique implique une augmentation proportionnelle de tous les types de végétation naturelle existant dans une cellule de la grille donnée. Si aucune information est disponible sur la répartition de la végétation naturelle à un endroit précis (par exemple, 100% des types anthropiques sur la carte originale de la couverture terrestre utilisé), puis l'algorithme du modèle recherche le point qui a la végétation naturelle et présente les types de végétation le plus proche.

MIROC-ESM

Le modèle Miroc-ESM (Watanabe *et al.*, 2011) est basé sur le modèle climatique mondiale MIROC. Le MIROC-GCM a un noyau dynamique spectrale et utilise une forme schéma semi-lagrangien de flux pour l'advection des traceurs. La résolution de la grille est d'environ 2,81° à 80 niveaux verticaux entre la surface et environ 0,003 hPa. La composante océanique physique de MIROC-ESM [Centre pour le Système de Recherche sur le Climat (CCSR) et la composante océanique du modèle (COCO), version 3.4] à un pas de grille longitudinale d'environ 1,4°, tandis que les intervalles de la grille des latitudes varient progressivement de 0,5° à l'équateur à 1,7° près du pôle Nord-Sud avec 44 niveaux dans la verticale. Une composante de l'écosystème terrestre de végétation dynamique spatialement explicite centré sur chaque Modèle Global de Végétation Dynamic (SEIB-DGVM, (Sato *et al.*, 2007) adopte un système basé sur la simulation l'individu qui capture explicitement la compétition de la lumière entre les arbres. La végétation est classée en 13 PFTs, composé de 11 PFTs d'arbres et 2 PFTs d'herbe. La dynamique des réservoirs de carbone organique du sol (deux de décomposition rapide et lente) est basé sur le modèle Rothamsted de carbone (RothC) (Coleman *et al.*, 1997). Dans le modèle MIROC-ESM, chaque cellule de la grille de la surface est subdivisée en 900 cellules du modèle de l'écosystème terrestre. Le nombre de cellules est affecté par les surfaces cultivées, les pâturages et les terrains urbains et est défini en fonction de la fraction harmonisée des scénarios d'utilisation des terres. Les cellules pour les surfaces primaires et secondaires sont simulés avec un module dynamique de la végétation, et la fraction de prairies et de forêts changent avec le temps. Dans les cellules affectées comme surface secondaire, le module dynamique de la végétation simule la repousse des arbres et des herbes après l'abandon des surfaces cultivées et des pâturages. La conversion des types d'utilisation des terres suit une règle simple d'arrangement de la cellule de la grille.

MPI-ESM-LR

Le modèle du système terrestre développé à l'Institut Max Planck de météorologie de Hambourg, Allemagne (MPI-ESM), comprend le modèle atmosphérique ECHAM6 de résolution 1,9°x 1,9° avec 47 niveaux verticaux décrits par (Stevens *et al.*, 2013), le modèle océanique MPI-OM avec 1,6° de résolution à environ 40 couches verticales (Jungclaus *et al.*, 2006), et le modèle "Jena Scheme for Biosphere-Atmosphere Coupling in Hamburg" (JSBACH; Raddatz *et al.* 2007) à la même grille horizontale que le modèle atmosphérique. Cette configuration de la grille est une version à faible résolution (LR) du modèle utilisé pour des échelles temporelles de centaines d'années dans les simulations CMIP5. Une description détaillée du modèle et une évaluation de la performance du modèle en ce qui concerne les champs de température et

de précipitation sont donnés par (Giorgetta *et al.*, 2013). Le modèle de la surface terrestre de MPI-ESM, JSBACH (Raddatz *et al.*, 2007), simule les flux d'énergie, le bilan d'eau, et du CO₂ entre la surface et l'atmosphère. Chaque cellule de la grille de la terre est divisée en surface recouvertes de 12 types de plantes fonctionnels. Le module de la végétation dynamique (Brovkin *et al.*, 2009) est basé sur l'hypothèse que la concurrence entre les différentes PFTs est déterminée par leur compétitivité relative exprimée en productivité annuelle nette primaire (NPP), ainsi que naturelle et la perturbation axée sur la mortalité (feu et perturbation du vent). Le modèle MPI-ESM combine les surfaces primaires et secondaires dans une classe de la végétation (végétation naturelle) et considère les transitions entre les trois classes de végétation (végétation naturelle, surfaces cultivées et pâturages). L'attribution de nouvelles surfaces cultivées et des pâturages suit plusieurs règles simples (Reick *et al.* 2013). La demande de pâturages est d'abord couverte par les prairies naturelles et, seulement s'il n'y a pas de zone de prairie à gauche, les surfaces couvertes par des PFTs ligneuses (arbres et arbustes) sont attribués à des pâturages. Cette règle suppose que l'utilisation de prairies naturelles comme pâturage est un moyen plus facile pour gérer l'agriculture dans les pays. La demande des surfaces cultivées est également partagée entre tous les PFTs naturelles dans la cellule de la grille de la surface. Le modèle MPI-ESM comprend un modèle dynamique de végétation (Brovkin *et al.*, 2009), et la fraction de la végétation naturelle, tels que les prairies et les forêts qui évolue dans le temps. Cela peut potentiellement conduire à des changements dans les surfaces cultivées et des pâturages lorsque le climat régional devient impropre à toute la végétation naturelle (Reick *et al.* 2013). Contrairement aux autres modèles, le modèle MPI-ESM utilise également les informations du protocole harmonisé sur la récolte du bois.

Met Office HadGEM2-ES

Le modèle HadGEM2-ES (Collins *et al.*, 2011) couple la biogéochimie interactive de l'océan, la biogéochimie des poussières terrestre, la chimie des aérosols atmosphériques et les composants interactifs dans un mise à jour du modèle physique HadGEM1 (Johns *et al.*, 2006). Le modèle physique contient 40 niveau à 1°x 1°de résolution dans l'océan, passant de 1/3°à l'équateur et 38 niveau 1,875°x 1.25°à l'atmosphère (Martin *et al.*, 2011). Le modèle HadGEM2-ES a été mis en place et utilisé pour effectuer des simulations de CMIP5 comme décrit par (Jones *et al.*, 2011). Le cycle du carbone terrestre est représenté par la version 2 (MOSES2) du modèle de surface Met Office Surface Exchange Scheme (Essery *et al.*, 2003), qui simule les échanges d'eau, d'énergie et de carbone entre la surface et de l'atmosphère, la représentation du modèle global de la végétation dynamique "Top-Down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics" (TRIFFID) (Cox 2001) qui simule la couverture et la concurrence entre les cinq types de plantes fonctionnels (Arbre à feuilles larges, arbre de conifères, et herbres C3 et C4 et d'arbustes) et quatre types de surface non végétalisées (sol nu, lacs, de la glace et de l'espace urbain). Le composant de carbone dans le sol a été mis à jour sur la base de quatre piscines du modèle de carbone Roth-C dans le sol (Jones *et al.*, 2005). Dans le modèle HadGEM2-ES, les fractions de cultures et des pâturages dans les scénarios de changement d'utilisation des terres harmonisées sont additionnés et interprétés comme une fraction de surface agricole. Cette fraction agricole qui est ajouté comme un masque au-dessus de la végétation dynamique simulée pour empêcher la végétation ligneuse dans la zone agricole. Les pâturages sont préférentiellement utilisées pour l'agriculture. Par exemple, si une zone auraient naturellement 50% d'arbre et 50% d'herbe, la fraction de l'agriculture est limitée de 70%, la fraction de l'arbre est à 30%. Le module de la végétation dynamique simule la croissance de l'herbe ou non (par exemple, affecter le sol nu) dans la zone restante de 30% en fonction du climat qui prévaut. Lorsque le masque de l'agriculture augmente, la végétation naturelle est retirée. Toutefois, lorsque la superficie agricole est réduite, le module

de la végétation dynamique simule la repousse des arbres et des graminées dans ce lieu, à condition que le climat soit approprié.

EC-Earth

Le modèle d'EC-Earth est un Modèle de Circulation Générale entièrement couplé Océan-atmosphère (MCGAO ; (Hazeleger *et al.*, 2012, 2010)), composé du modèle NEMO2 pour l'océan ; le module Louvain-la-Neuve Sea-Ice Model, version 2 (LIM2) ; and le module atmosphérique EC-Earth ressemblant aux "Integrated Forecast System (IFS)" à partir du début de 2006 (cycle CY31) du modèle de prévision numérique du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen Range Weather (CEPMMT), avec des mises à jour (surface de la terre et schéma de convection) à partir du cycle CY33. Les simulations sont effectuées à une résolution de T159L62 (1,1°), avec la résolution du 1° du modèle de l'océan (Hazeleger et al 2012). Le schéma de surface "Hydrology Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land" (HTESSEL) est basé sur la version décrite par (van den Hurk et Viterbo, 2003) avec un schéma de neige révisé par (Balsamo et al 2009 ; Dutra et al 2010). Pour le calcul des flux de surface, chaque cellule de la grille est divisée en carreaux de sol nu, en hauts (arbres) et basse (graminées et arbustes) végétation, en eau interceptée, et la neige. La somme totale des flux est calculée comme une moyenne pondérée du bilan énergétique à la surface particulière par tuile sur la base de l'approche de la résistance, où les résistances aérodynamiques et de surface représentent l'efficacité du transfert de chaleur et de vapeur d'eau sur un gradient vertical de température et d'humidité. Le modèle EC-Earth utilise la version 2.0 du "Global Land Cover Characteristics database" à un résolution de 1 km comme carte de base, qui distingue 15 types de végétation dans le schéma de la surface terrestre. Leurs fractions de couverture respectives sont modifiées en fonction de la série chronologique des changements d'affectation des scénarios harmonisés : À la résolution des données de scénario de 0,5°, la fraction de la culture est synchronisé avec la valeur donnée par (Hurtt *et al.*, 2011). Toute la végétation non culturelle dans une cellule est proportionnellement ajustée. Si une cellule se transforme de culture à la végétation naturelle et aucune information sur la végétation naturelle est disponible (par exemple, si la zone de culture est égal à 100%), des informations d'une carte du potentiel de la végétation (Goldewijk, 2001) est utilisé pour cette cellule de la grille afin de déterminer quel type de végétation peut généralement se développer. Dans une deuxième étape, les informations d'étendues de pâturage sont comptabilisées. Le pâturage peut avoir lieu à la fois sur des zones de végétation naturelle ainsi que des zones d'origine anthropique, la forêt est seulement réduite par remplacement proportionnelle aux herbes si la somme de toute la végétation basse (les deux types de végétation naturelle et anthropique) est inférieure à la fraction des pâturages donnée by Hurtt et al. (2011). La nouvelle carte de la couverture terrestre est interpolée à la résolution plus grossière de l'EC-Earth et seuls les types de végétation haute et basse dominantes par cellule de grille sont maintenus.

Liste des figures

- 1.1 Anomalies annuelles de précipitations (barres verticales) sur le Sahel (13°N 20°N, 15 °O -20°E) de 1950 à 1998. (A) Observations compilées par M. Hulme. (B) Modèle avec une hydrologie de surface non-interactive (i.e. humidité du sol fixe) et une végétation non-interactive. Seule l'influence des TSMs est prise en compte (AO). La ligne grisée est un moyenne glissante sur 9 ans des anomalies. (C) Modèle avec une humidité du sol interactive mais toujours sans végétation interactive (AOL). (D) Modèle avec humidité du sol et végétation interactives (AOLV). Les lignes avec les disques/cercles grises représentent (A) les anomalies normalisées d'indice de végétation (NDVI Normalized Difference Vegetation Index), (C) les anomalies d'humidité du sol simulées par le Modèle, et (D) les anomalies de LAI (Leaf Area Index) simulées par le Modèles. Les échelles de ces courbes sont indiquées à droite. Toutes les anomalies sont relatives à la moyenne sur 1950-1998, sauf pour celles du NDVI qui sont relatives à la période 1981-1998. D'après Zeng *et al.* (1999). 7
- 1.2 Schéma simplifié de la place d'un DGVM comme ORCHIDEE (IPSL) au sein d'un modèle de climat global. Le modèle interagit principalement avec l'atmosphère, mais est aussi relié à l'océan qui reçoit les flux d'eau douce du ruissellement simulé sur les continents. Sur un point de grille d'ORCHIDEE, dont la dimension correspond à celle du point de grille du modèle d'atmosphère, différents types de végétation coexistent (en général prescrits d'après une carte de végétation, mais pouvant aussi être calculés par le modèle selon le climat) : chacun « voit » le même climat, et l'évolution des différents types de végétation (représentés ici par le cycle d'Indice de Surface Foliaire (Leaf Area Index, LAI) est calculée séparément, à l'échelle journalière. Les flux surface/atmosphère (flux de chaleur latente LE, de chaleur sensible H, flux de CO₂), et les variations d'albédo sont calculés pour chaque type de végétation, et agrégés au niveau de la maille pour être renvoyés vers le modèle d'atmosphère. Contrairement à ce que ce schéma pourrait laisser croire, il n'y a pas de distribution géographique explicite des différents types de végétation au sein de la maille, seulement une distribution quantitative. (Berg *et al.*, 2011). 9

1.3	Evolution des surfaces occupées par les terres agricoles depuis les années 1700 jusqu'à 1990. En haut : reconstitutions de la végétation naturelle potentielle (Haxeltine et Prentice, 1996). En bas : Reconstitutions de surfaces cultivées et des zones de pâturages pour l'année 1750 et 1990. En bas à gauche : couverture fractionnaire des surfaces cultivées du centre pour le développement durable et l'environnement mondial(Centre for Sustainability and the Global Environment) (SAGE; Ramankutty et Foley, 1999) à une résolution de 0,5°. En bas à droite : reconstitutions de la base de données de "HistorY Database of the Environment" (HYDE; Klein Goldewijk, 2001), avec une classification de la couverture terrestre pour chaque point de grille sur une résolution de 0.5°. (Forster <i>et al.</i> , 2007) . . .	12
1.4	Changement en moyenne annuelle du bilan radiatif (W/m ²) induit par le changement anthropique d'occupation des sols basé sur le changement d'albédo de surface et l'évapotranspiration pour l'historique (1992-1860) et pour le futur (2100-1992) (Davin et de Noblet-Ducoudré, 2010)	14
2.1	Les cartes de surfaces cultivées et des zones de pâturages pour les périodes pré-industrielles (1870) et actuelles (1992). (a) les fractions de cultures en 1992, (b) les fractions de pâturages en 1992 et l'extension des fractions de cultures et de pâturages entre 1992 et 1870 (c,d). Les couleurs rouge et orange représentent l'extension des surfaces cultivées et de pâturages et la couleur bleue montre les zones abandonnées.(e) Les changements combinés de cultures et de pâturages entre 1870 et 1992. Les données de cultures ont été reconstruites par (Ramankutty et Foley, 1999) et combiné avec les fractions de pâturages (Goldewijk, 2001) sur une résolution de 0,5°x 0,5°. Les contours en pointillés illustrent les zones où l'extension des surfaces cultivées et des pâturages est supérieur à 5%.	26
3.1	Algorithme de reconstruction des cartes historiques de la couverture végétale. Les boîtes avec des flèches pointues indiquent les données des unités politiques, tandis que les boîtes avec des flèches arrondies indiquent les cartes spatialement explicites. La carte de la couverture des surfaces cultivées de l'année 1992 est la première dérivée en calibrant l'ensemble des données d'inventaire de cultures de l'année 1992 avec les données de télédétection Discover (Ramankutty et Foley, 1998). Ensuite, le ratio des surfaces cultivées dans le passé sur la couverture des cultures de l'année 1992 est dérivé pour chaque unité politique et puis encore converti à une carte spatiale et lissé à travers les frontières des unités politiques. La carte obtenue est multipliée par le coefficient de la carte de l'année 1992 pour obtenir des cartes historiques de la couverture végétale. Source Ramankutty et Foley (1999)	38
3.2	Schéma de reconstruction des cartes historiques de la couverture végétale utilisé par Goldewijk (2001)	39
3.3	Les surfaces occupées par les terres agricoles et prairiales en 1992. Ces surfaces sont exprimées en pourcentage d'occupation du sol sur chaque maille d'une résolution de 0,5°X 0,5°. Cette carte résulte d'une combinaison des surfaces cultivées fournies par (Ramankutty et Foley, 1999), et de pâturages fournies par (Goldewijk, 2001)(a,b). Les données d'observation de cultures et de prairies MODIS pour l'année 2001 (c,d) et les biais associés aux données de forçages (e,f)	40

3.4	Diagramme de dispersion pixel par pixel entre les données de cultures et de pâturages reconstruites et les données d'observation MODIS dans le Sahel (a,b) et dans le Golfe de Guinée (c,d). Les erreurs quadratiques moyennes (rmse), le coefficient de directeur (a) et le coefficient de corrélation spatiale (r) entre la distribution spatiale des données de cultures et de pâturages reconstruites et les données d'observation MODIS sont montrés dans chaque figure.	42
3.5	Les biais (%) simulés par les sept modèles de surface dans la représentation actuelle des surface cultivées. Les biais sont calculés par la différence entre les pourcentages de fraction de surface cultivées simulées par les modèles et observées dans MODIS.	44
3.6	Les biais (%) simulés par les sept modèles de surface dans la représentation actuelle de fractions de pâturages. Les biais sont calculés par la différence entre les pourcentages de fraction de pâturages simulées par les modèles et observées dans MODIS.	45
3.7	La moyenne mensuelle du LAI simulée par les modèles LUCID figurant en haut de chaque panneau, par la moyenne multi-modèle et par les observations sur la période de 1982-2000. La moyenne mensuelle du LAI simulée par les modèles au niveau du Sahel sont montrés (en haut) et dans le Golfe de Guinée (en bas). La variation mensuelle du LAI dans les deux simulations PD et PDv forcées respectivement par une distribution de la couverture terrestre actuelle (PD en noir) et pré-industrielle (PDv en rouge) sont montrées.	47
3.8	Comme pour la figure 3.5 mais pour l'indice surface foliaire	48
3.9	Comme pour la figure 3.5 mais pour l'albédo de surface	49
3.10	Diagramme de dispersion pixel par pixel sur le Sahel et sur le Golfe de Guinée (Juin à Septembre) entre l'albédo de surface simulé et celui observé dans MODIS. La pente de la droite de régression (a) et la corrélation spatiale (r) entre l'albédo de surface simulé et observé dans MODIS sont représentés pour chacun des modèles de surface	50
3.11	Chaque barre montre la moyenne saisonnière des précipitations (a, b) et des températures (c, d) simulées pour chacun des sept modèles de climat, par la moyenne multi-modèle, et par les observations dans le Sahel et dans le Golfe de Guinée et pour les deux simulations PD (gris clair) et pour les simulation PD_V (gris foncé) forcées respectivement par une distribution de la couverture terrestre actuelle et pré-industrielle. Les bars d'erreurs (représentant la valeur moyenne (± 1) l'écart type) représentent la variabilité inter-annuelle de la pluviométrie et de la température simulées par sept modèles et par les observations dans la période de 1970 à 1999. La ligne en pointillée indique dans chaque figure la moyenne saisonnière en JJAS des précipitations observées. ARP, CCA, CCS, ECE, ECH, IPS et SPE représentent les acronymes des modèles ARPEGE/ISBA, CCAM/CABLE, CCSM/CLM, ECEARTH/ TESSEL, ECHAM5/JSBACH, IPSL/ORCHIDEE and SPEEDY/LPJmL respectivement.	52
4.1	Changes in the extent of crops and pastures cover between PI (1870) and the PD (1992). (a) Crops fraction in 1992, (b) pastures fractions in 1992 and the difference in crops and pastures fractions between 1992 and 1870 (c,d). Combined changes of crop and pasture fractions between PI and PD (e). The red and orange color represent the extension of cultivated areas and the blue color shows the abandoned areas. The crops and pastures data have been reconstructed by Ramankutty et Foley (1999) and combined with a pastures area Goldewijk (2001) on a $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ resolution. Dotted contours illustrate areas with changes larger than 5% in crop or pasture fractions confined to Sahel and the South of Guinea. . .	71

4.2	Differences (in fraction of total area) in each of these types of vegetation between PD and PI times in Sahel and Guinea region. The color bars shows the fractions of land area occupied by Crops (light gray), Pastures (dark gray), the Evergreen (light green), the Deciduous trees (dark green) and Deserts (white). The dotted line shows the changes in the extent covered of crops fractions observed between 1870 and 1992 from thereconstructed data-set by Ramankutty et Foley (1999). ARP, CCA, CCS, ECE, ECH, IPS and SPE are the GCM/LSMs acronyms for respectively ARPEGE/ISBA, CCAM/CABLE, CCSM/CLM, ECEARTH/ TESSEL,ECHAM5/JSBACH, IPSL/ORCHIDEE and SPEEDY/LPJmL	72
4.3	Dispersion diagram of each gid cell over Sahel and Guinea area between simulated precipitation and observation data-set. Black and red colors represent respectively PD et PDV simulations. The slope of the regression line (a1,a2) and spatial correlation (r1,r2) are shown for PD and PDV simulation respectively.	76
4.4	As in figure 4.3, but for near surface temperature.	79
4.5	Dispersion diagramm for each gid cell over Sahel and Guinea area (June to september) between simulated Present-Day Leaf Area Index and observation data-set. The slope of the regression line (a) and spatial correlation (r) are shown for each of seven Land Surface Model.	82
4.6	Monthly mean of leaf area index (LAI) distribution simulated by the models listed at the top of each panel, by ensemble-mean Experiment and Observation data set. Monthly mean LAI averaged over the Sahel (top) and the Guinea area (bottom). The black and red solid line in each panels illustrated the PD and PDV simulation respectively.(*). Illustrates the models that prescribed LAI from satellite's observation	83
4.7	Summer simulated leaf area index plotted against surface albedo (a) and roughness surface (b) For PD times. Red symbols are for Guinea, while black symbols are for Sahel region. Symbols refer to the various GCM/LSMs used(ARP : ARPEGE/ISBA ; CCA : CCAM/CABLE ; CCS : CCSM/CLM ; ECE : EC-EARTH/TESSEL ; ECH : ECHAM5/JSBACH ; IPS : IPSL/ORCHIDEE ; SPE : SPEEDY/LPJmL).	84
4.8	Correlation between simulated precipitation and leaf aera index (Light grey), together with the correlation between the simulated near surface temperature and leaf area index (Dark grey) for each of the seven climate models and for observation data-set in both regions defined in Sahel (a) and Guinea (b)	87
4.9	Changes in Surface air temperature (a,b) induced by LULCC (light gray) and by changes in CO2SST(dark gray boxes) between preindustrial period and the present day. The anomalies are calculated for each grid cell in the two regions defined in Sahel (a) and Guinea (b). Box-whisker plots indicate the extremes, the inter-quartile range and the median of the mean ensemble values of each individual model and each set of experiment (PD-PDv for the LULCC impacts, PD-PIv for CO2SST impacts).	87
4.10	As in Figure 9, but for E/P Anomaly ($mmday^{-1}$)	88
4.11	Summer LULCC-induced changes in the simulated leaf area index (%) plotted against the changes in combined crops and pasture fraction between PD and PI times. Symbols refer to the various models used(ARP : ARPEGE-ISBA ; CCA : CCAM-CABLE ; CCS : CSSM-CLM ; ECE : EC-EARTH- TESSEL ; ECH : ECHAM5-JSBACH ; IPS : IPSL-ORCHIDEE ; SPE : SPEEDY-LPJmL). Red symbols are for Guinea, while black symbols are for Sahel region.	92

4.12	Summer LULCC-induced changes in the simulated surface albedo (%) plotted against the changes in forest fraction (a) and the changes in leaf area index (b), Roughness surface (%) plotted against the changes in forest fraction (c) and the changes in leaf area index (d) between PD and PI times. Symbols refer to the various models as illustrated in figure 2. Red symbols are for Guinea, while black symbols are for Sahel region in summer changes(JJA)	94
5.1	Régression linéaire montrant la tendance de l'évolution des surfaces cultivées prescrite dans les modèles depuis la première année jusqu'à la fin de la période historique (2005-1850 ;a) et depuis la première année jusqu'à la fin de la période future (2100-2006) pour tous les scénarios RCP2.6 (b), RCP4.5 (c), RCP6.0 (d) et RCP8.5 (e). L'extension moyenne des surfaces cultivées sur tout le globe et sur l'Afrique tropicale depuis 1850 jusqu'en 2100 est montrée en (f).	105
5.2	Comme la figure 5.1 mais pour les fractions de forêts	106
5.3	Comme la figure 5.1 mais pour les fractions de pâturages	107
5.4	Changements projetés de la couverture terrestre prescrits par les cinq modèles LUCID-CMIP5 en Afrique de l'Ouest. Changements de fractions combinées de cultures et de pâturages (à gauche) et des fractions de forêt (à droite). Seuls les changements qui sont supérieurs à 10% sont montrés	110
5.5	Changements moyens de fraction des forêts (vert), de cultures (gris clair) et de pâturages (gris foncé) entre les dernières 30 années de la période historique (ie 1976-2005) et l'année 1850 et entre les dernières 30 années de la période future (ie 2071-2100) et l'année 2006 pour les scénarios RCP 8.5 (MESSAGE). Les calculs ont été faits dans les régions définies dans le Sahel : Sahel Ouest (12°W-0°E,8°N-12°N)(a,c) et Sahel Est (10°E-30°E,5°N-12°N)(b,d). Les points indiquent les changements de fraction de la couverture terrestre correspondant au début et à la fin de chaque période (i.e., 2005 moins 1850 et 2100 moins 2006 pour l'historique et le futur respectivement).	111
5.6	Changements projetés des fractions combinées de cultures et de pâturages. Cette carte est obtenue à partir de la moyenne d'ensemble des cinq modèles LUCID-CMIP5. Seuls les changements qui sont supérieurs à 10% sont montrés et les boites représentent les régions où les changements de la couverture terrestre sont prescrits entre 2006 et 2100.	113
5.7	Moyenne mobile sur 10 ans du changement relatif à l'année 2006 de la température de l'air près de la surface de la terre dans les régions où la déforestation prescrite est supérieure à 10% dans le Sahel Ouest et dans le Sahel Est. Les lignes en gras et en pointillés représentent respectivement les scénarios RCP 8.5 et L2A8.5 pour chacun des cinq modèles LUCID-CMIP5	117
5.8	Changement simulés de la température de l'air près de la surface résultant des changements projetés de la couverture terrestre prescrits dans les scénarios RCP8.5. Les différences sont calculées sur la moyenne de la période de 2071-2100 entre les simulations RCP8.5 et L2A8.5. Toutes les saisons à partir l'hiver (DJF) (à gauche) jusqu'en automne (SON) (à droite) sont montrées. Seuls les changements statistiquement significatifs avec un p.value<0.05 sont montrés.	118

5.9	Changements simulés de la température résultant des changements projetés de la couverture terrestre prescrits dans les scénarios RCP8.5. Chaque barre représente la différence moyenne de la période 2071-2100 calculée entre les simulations RCP8.5 et L2A85 dans l'Est du Sahel (en haut) et à l'Ouest du Sahel (en bas). Toutes les saisons à partir de l'hiver (DJF) (à gauche) jusqu'en automne (SON) (à droite) sont montrées. Les lignes en pointillé rouges représentent les seuils de changements statistiquement significatifs avec un p.value < 0.05	119
5.10	Changements simulés en Juin-Juillet-Août du rayonnement solaire de courtes longueurs d'ondes incident (Q_{SD}) (a) à la surface de la terre, du flux chaleurs sensibles (Q_H) (b) et du flux de chaleurs latents (Q_{LE}) (a) résultant des changements projetés de la couverture terrestre prescrits dans scénario RCP8.5. Les différences sont calculées sur la moyenne de la période de 2071-2100 entre les simulations RCP8.5 et L2A85. Seuls les changements statistiquement significatifs avec un p.value < 0.05 sont montrés.	121
5.11	Changements saisonniers du partitionnement du flux d'énergie (des rayonnements d'ondes courtes Q_{SD} et d'ondes longues Q_{LD} émis vers la surface de la terre, des flux de chaleurs latentes (Q_{LE}) et sensibles (Q_H) simulés par les modèles en réponses des changements projetés de la couverture terrestre. Les différences sont calculées sur la moyenne de la période 2071-2100 entre les simulations RCP8.5 et L2A85 dans les régions où les changements de la couverture terrestre sont supérieurs à 10%. Les lignes en pointillés rouges représentent les seuils de changements statistiquement significatifs avec un p.value < 0.05	122
5.12	Changements simulés de précipitation et du flux de chaleur turbulents ($Q_T = Q_{LE} + Q_H$, avec Q_{LE} (en bleu) et Q_H (en rouge) les flux de chaleur latente et du flux de chaleur sensible respectivement. Les anomalies de ces différentes variables sont moyennées sur les deux zones définies à l'Est et à l'Ouest du Sahel à partir des modèles figurant en dessus de chaque panneau.	123
5.13	Changements simulés en moyenne annuelle du rayonnement solaire de courtes longueurs d'ondes Q_{SD} émis à la surface (a), de la température de l'air (b), du flux de chaleur latente Q_{LE} (c) et des précipitations (d) associé aux changements de fraction de forêt entre 2100 et 2006. Les symboles reflètent les différents modèles individuels. Les différences sont calculées sur la moyenne de la période 2071-2100 entre les simulations RCP8.5 et L2A8 sur le Sahel Est (rouge) et sur le Sahel Ouest (noir).	124
5.14	Changements simulés d'évapotranspiration associés aux changements de précipitation (en haut) et aux changements associés de température de l'air (en bas) résultant des changements de la couverture terrestre prescrits. Le coefficient de régression (a) et les coefficient de détermination (R^2) entre les anomalies calculées sont représentés pour chacun des modèles montrés dans les différents panneaux. Les différences sont calculées entre les deux simulations RCP85 et L2A85 dans les pixels où les changements de la couverture terrestre sont supérieurs à 10%.	125
5.15	Changements simulés de précipitation et d'évaporation en JJA résultant des changements projetés de la couverture terrestre prescrits dans les scénario RCP8.5. Les différences sont calculées à partir de la moyenne de la période de 2071-2100. Les lignes de contours représentent les régions où les changements sont statistiquement significatifs avec un p.value < 0.05	126

5.16 Changements saisonniers du partitionnement du cycle hydrologique de surface (P : Précipitation, E : Évaporation et E-P : Anomalie d'eau disponible à la surface de la terre) simulés en réponse aux changements de la couverture terrestre prescrits dans les RCP8.5. Les différences sont calculées pour chaque saison sur la moyenne de la période 2071-2100 entre les simulations RCP8.5 et L2A85. Les calculs sont faits sur la moyenne des deux régions où les changements d'occupation des sols sont supérieurs à 10%. Les lignes en pointillés rouges représentent les seuils de changements statistiquement significatifs avec un p .value < 0.05 127

6.1 Mean summer LULCC-induced changes (Wm^{-2}) in (a,b) QT plotted against the mean summer changes in QA ;(c,d) change in latent heat fluxes (QLE) plotted against the changes in sensible heat fluxes (QH). (a,c) Sahel ;(b,d) Guinea. Symbols refer to individual models. Dotted line in all panels represents the $x=y$ regression. Gray shaded area in (top) refers to the changes in QT that would have occurred if QT/QA ratios were the same at PD and PI periods. Symbols refer to the various models as illustrated in figure 2. 139

6.2 LULCC-induced monthly surface temperature anomalies derived from changes in the various components of the surface energy budget in each of seven GCM/LSMs model. Bars indicate the temperature anomaly induced by change in net shortwave radiation (grey), in downward longwave radiation (green), in latent heat flux (red), in sensible heat flux (blue), and in the residual term (white). Red solid line indicate the computed net surface temperature anomalies (all components). Solid black line indicates the simulated LULCC-induced monthly 2-m temperature anomalies. 140

6.3 Seasonal LULCC-induced changes in the simulate precipitation (mm/day) between PD and PI times by the models listed at the top of each panel. The shading refer to the differences calculated between the simulations that are forced with Present Day SSTs, CO₂, and GHG (black, simulation PD minus simulation PDv) on the Sahel (top) and Guinea area (bottom). All seasons are plotted from (left) winter (DJF) to (right) fall (SON). 141

Liste des tableaux

2.1	L'ensemble de données d'observation et des simulations LUCID utilisées dans ce chapitre*	22
2.2	Description détaillée des quatre simulations réalisées au sein du projet d'inter-comparaison LUCID.	27
2.3	Modèles de climat et modèles de surface utilisés dans la réalisation des simulations LUCID : les détails sur les différentes stratégies utilisées pour implémenter les changements de culture et de pâturage dans les cartes de végétation sont indiqués (Source : Thèse Boisier 2012).	30
3.1	Comparaison statistique des modèles de climat aux données d'observations. Les erreurs quadratiques moyennes normalisé (NRMSE) et les corrélations entre les précipitations et températures simulées par les modèles et observation dans chaque région durant la période de 1970 à 1999 pour chacune des simulations PD et PDv forcées respectivement par une carte de la couverture terrestre actuelle et pré-industrielle	53
4.1	List of Climate Models and associated Land Surface Models used in the LUCID set of experiments	69
4.2	List of simulations carried out that will be analyzed in this paper *	69
4.3	Simulated annual and (June to September) average (MEAN) and standard deviation (STD) of rainfall (mm/day) and surface air temperature (°C) for each of the seven GCM/LSMs, the multimodel-mean in both the region for the PD and PDv simulation respectively compared with observations data-set in the 1970 to 1999 period.	75
4.4	Statistical comparisons of seven climate models runs estimated with the observation data-set. Normalized Root Mean Square Error (NRMSE) and correlation between the simulated rainfall and temperature (June to septembre) for each GCM/LSMs, the ensemble mean with the observation in both regions during the 1970-1999 period for PD and PDV simulation.	77
4.5	Correlation between the simulated and observed leaf area index(r_{LAI}), and Standard deviation(STD_{LAI}) in June to September for each of LSMs in both region.(*). Illustrates the models that impose a mean climatological leaf area index from satellites observations	83
4.6	Spatial correlation between Forest Fraction and Leaf Area Index ($r_{F,L}$), and between Forest Fraction and Roughness Surface Length ($r_{F,Z}$) in JJA in Sahel and Guinea	85

4.7	Extent each of those types of vegetation ($10^6 km^2$) at both PI time and PD, together with changes of types of vegetation in ($10^6 km^2$) between those two time slices. All models are shown for both geographical regions	93
5.1	Liste des simulations réalisées dans le contexte LUCID-CMIP5*	101
5.2	Brève description des modèles participant aux simulations LUCID-CMIP5. JULES est le conjoint du simulateur UK Land Environnement basé sur le schéma de la surface terrestre MOSES2.	102
5.3	Brève description des scénarios "Representative Concentration Pathways (RCPs"	104
5.4	La déforestation imposée en $10^6 d'hectares$ entre 1850 et 2005 et entre 2006 et 2100 dans chacun des cinq modèles LUCID-CMIP5 et dans chacune des régions définies à l'Est et à l'Ouest du Sahel. Tous les scénarios (RCP8.5,RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0) sont montrés*.	115





Références

- Abramowitz G.** 2005. Towards a benchmark for land surface models. *Geophysical Research Letters*, 32(22).
- Abramowitz G., Leuning R., Clark M. et Pitman A.** 2008. Evaluating the performance of land surface models. *Journal of Climate*, 21(21) : 5468–5481.
- Aldhous P.** 1993. Tropical deforestation : not just a problem in Amazonia. *Science*, 259 : 1390.
- Arora V. et Boer G.** 2010. Uncertainties in the 20th century carbon budget associated with land use change. *Global Change Biology*, 16(12) : 3327–3348.
- Arora V., Boer G., Christian J., Curry C., Denman K., Zahariev K., Flato G., Scinocca J., Merryfield W. et Lee W.** 2009. The effect of terrestrial photosynthesis down regulation on the twentieth-century carbon budget simulated with the CCCma earth system model. *Journal of Climate*, 22(22) : 6066–6088.
- Arora V., Scinocca J., Boer G., Christian J., Denman K., Flato G., Kharin V., Lee W. et Merryfield W.** 2011. Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, 38(5).
- Bala G., Caldeira K., Wickett M., Phillips T., Lobell D., Delire C. et Mirin A.** 2007. Combined climate and carbon-cycle effects of large-scale deforestation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(16) : 6550–6555.
- Berg A., Sultan B. et de Noblet-Ducoudré N.** 2011. Including tropical croplands in a terrestrial biosphere model : application to West Africa. *Climatic change*, 104(3-4) : 755–782.
- Betts A. K., Hong S.-Y. et Pan H.-L.** 1996. Comparison of NCEP-NCAR reanalysis with 1987 FIFE data. *Monthly Weather Review*, 124(7) : 1480–1498.
- Betts R. A.** 2000. Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature*, 408(6809) : 187–190.
- Betts R. A., Falloon P. D., Goldewijk K. K. et Ramankutty N.** 2007. Biogeophysical effects of land use on climate : Model simulations of radiative forcing and large-scale temperature change. *Agricultural and forest meteorology*, 142(2) : 216–233.

- Boisier J. P., de Noblet-Ducoudré N., Pitman A. J., Cruz F. T., Delire C., van den Hurk B. J. J. M., van der Molen M. K., Müller C. et Voldoire A.** 2012. Attributing the impacts of land-cover changes in temperate regions on surface temperature and heat fluxes to specific causes : Results from the first LUCID set of simulations : BIOGEOPHYSICAL IMPACTS OF LULCC. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D12).
- Bonan G. B.** 1995. Land-atmosphere CO₂ exchange simulated by a land surface process model coupled to an atmospheric general. *Journal of Geophysical Research*, 100(D2) : 2817–2831.
- Bonan G. B.** 2008. Forests and climate change : forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *science*, 320(5882) : 1444–1449.
- Bondeau A., Smith P. C., Zaehle S., Schaphoff S., Lucht W., Cramer W., Gerten D., LOTZE-CAMPEN H., Müller C., Reichstein M. et al.** 2007. Modelling the role of agriculture for the 20th century global terrestrial carbon balance. *Global Change Biology*, 13(3) : 679–706.
- Botta M.** 2000. Second coordination sphere water molecules and relaxivity of gadolinium (III) complexes : implications for MRI contrast agents. *European journal of inorganic chemistry*, 2000(3) : 399–407.
- Bounoua L., DeFries R., Collatz G. J., Sellers P. et Khan H.** 2002. Effects of land cover conversion on surface climate. *Climatic Change*, 52(1-2) : 29–64.
- Brovkin V., Boysen L., Arora V. K., Boisier J. P., Cadule P., Chini L., Claussen M., Friedlingstein P., Gayler V., Van Den Hurk B. et others** 2013. Effect of anthropogenic land-use and land-cover changes on climate and land carbon storage in CMIP5 projections for the twenty-first century. *Journal of Climate*, 26(18) : 6859–6881.
- Brovkin V., Raddatz T., Reick C. H., Claussen M. et Gayler V.** 2009. Global biogeophysical interactions between forest and climate : FOREST-CLIMATE INTERACTIONS. *Geophysical Research Letters*, 36(7) : n/a–n/a.
- Brovkin V., Sitch S., Von Bloh W., Claussen M., Bauer E. et Cramer W.** 2004. Role of land cover changes for atmospheric CO₂ increase and climate change during the last 150 years. *Global Change Biology*, 10(8) : 1253–1266.
- Budyko M.** 1974. Climate and Life. International Geophysical Series, Vol. 18.
- Calder I. R., Hall R. L., Bastable H. G., Gunston H. M., Shela O., Chirwa A. et Kafundu R.** 1995. The impact of land use change on water resources in sub-Saharan Africa : a modelling study of Lake Malawi. *Journal of Hydrology*, 170(1) : 123–135.
- Campbell J. E., Lobell D. B., Genova R. C. et Field C. B.** 2008. The global potential of bioenergy on abandoned agriculture lands. *Environmental science & technology*, 42(15) : 5791–5794.
- Canadell J. G., Le Quéré C., Raupach M. R., Field C. B., Buitenhuis E. T., Ciais P., Conway T. J., Gillett N. P., Houghton R. et Marland G.** 2007. Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. *Proceedings of the national academy of sciences*, 104(47) : 18866–18870.

- Charney J. G.** 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(428) : 193–202.
- Chase T., Pielke Sr R., Kittel T., Nemani R. et Running S.** 2000. Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. *Climate Dynamics*, 16(2-3) : 93–105.
- Cherkauer K., Lettenmaier D. et Olsen J.** 2000. A century of change : the hydrologic impacts of vegetation change on the upper Mississippi River. In *Poster Presented at UW-UBC Conference*.
- Claussen M., Brovkin V. et Ganopolski A.** 2001. Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change. *Geophysical research letters*, 28(6) : 1011–1014.
- Coleman K., Jenkinson D., Crocker G., Grace P., Klir J., Körschens M., Poulton P. et Richter D.** 1997. Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using RothC-26.3. *Geoderma*, 81(1) : 29–44.
- Collins W., Bellouin N., Doutriaux-Boucher M., Gedney N., Halloran P., Hinton T., Hughes J., Jones C., Joshi M., Liddicoat S. et al.** 2011. Development and evaluation of an Earth-system model—HadGEM2. *Geoscientific Model Development*, 4(4) : 1051–1075.
- Collins W. D., Bitz C. M., Blackmon M. L., Bonan G. B., Bretherton C. S., Carton J. A., Chang P., Doney S. C., Hack J. J., Henderson T. B. et al.** 2006. The community climate system model version 3 (CCSM3). *Journal of Climate*, 19(11) : 2122–2143.
- Coyle W.** 2007. The future of biofuels. *Economic Research Service, Washington, DC*.
- Cunnington W. et Rowntree P.** 1986. Simulations of the Saharan atmosphere—dependence on moisture and albedo. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112(474) : 971–999.
- D’Almeida C., Vörösmarty C. J., Hurtt G. C., Marengo J. A., Dingman S. L. et Keim B. D.** 2007. The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia : a review on scale and resolution. *International Journal of Climatology*, 27(5) : 633–647.
- Davin E., de Noblet-Ducoudré N. et Friedlingstein P.** 2007. Impact of land cover change on surface climate : Relevance of the radiative forcing concept. *Geophysical Research Letters*, 34(13).
- Davin E. L. et de Noblet-Ducoudré N.** 2010. Climatic impact of global-scale deforestation : Radiative versus nonradiative processes. *Journal of Climate*, 23(1) : 97–112.
- de Noblet-Ducoudré N., Boisier J.-P., Pitman A., Bonan G. B., Brovkin V., Cruz F., Delire C., Gayler V., van den Hurk B. J. J. M., Lawrence P. J., van der Molen M. K., Müller C., Reick C. H., Strengers B. J. et Voltaire A.** 2012. Determining Robust Impacts of Land-Use-Induced Land Cover Changes on Surface Climate over North America and Eurasia : Results from the First Set of LUCID Experiments. *Journal of Climate*, 25(9) : 3261–3281.
- Dickinson R. E.** 1984. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate processes and climate sensitivity*, pages 58–72.
- Douville H., Chauvin F. et Broqua H.** 2001. Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I : Mean monsoon and daily precipitation. *Journal of Climate*, 14(11) : 2381–2403.

- Douville H., Salas-Mélia D. et Tyteca S.** 2006. On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Climate Dynamics*, 26(4) : 367–385.
- Ducoudré N. I., Laval K. et Perrier A.** 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*, 6(2) : 248–273.
- Dufresne J.-L., Foujols M.-A., Denvil S., Caubel A., Marti O., Aumont O., Balkanski Y., Bekki S., Bellenger H., Benshila R. et al.** 2013. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40(9-10) : 2123–2165.
- Eagleson P. S.** 1978. Climate, soil, and vegetation : 3. A simplified model of soil moisture movement in the liquid phase. *Water Resources Research*, 14(5) : 722–730.
- Eagleson P. S.** 1982. Ecological optimality in water-limited natural soil-vegetation systems : 1. Theory and hypothesis. *Water Resources Research*, 18(2) : 325–340.
- Eltahir E. A. et Gong C.** 1996. Dynamics of wet and dry years in West Africa. *Journal of Climate*, 9(5) : 1030–1042.
- Farquhar G., von Caemmerer S. v. et Berry J.** 1980. A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149(1) : 78–90.
- Feddema J. J., Oleson K. W., Bonan G. B., Mearns L. O., Buja L. E., Meehl G. A. et Washington W. M.** 2005. The importance of land-cover change in simulating future climates. *Science*, 310(5754) : 1674–1678.
- Findell K. L., Knutson T. R. et Milly P.** 2006. Weak simulated extratropical responses to complete tropical deforestation. *Journal of Climate*, 19(12) : 2835–2850.
- Fischer G. et Schrattenholzer L.** 2001. Global bioenergy potentials through 2050. *Biomass and bioenergy*, 20(3) : 151–159.
- Flato G., Marotzke J., Abiodun B., Braconnot P., Chou S. C., Collins W., Cox P., Driouech F., Emori S., Eyring V. et al.** 2013. Evaluation of climate models. In *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pages 741–866. Cambridge University Press.
- Foley J. A.** 2005. Global Consequences of Land Use. *Science*, 309(5734) : 570–574.
- Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Berntsen T., Betts R., Fahey D. W., Haywood J., Lean J., Lowe D. C., Myhre G. et al.** 2007. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. Chapter 2. In *Climate Change 2007. The Physical Science Basis*.
- Friedl M. A., Sulla-Menashe D., Tan B., Schneider A., Ramankutty N., Sibley A. et Huang X.** 2010. MODIS Collection 5 global land cover : Algorithm refinements and characterization of new datasets. *Remote Sensing of Environment*, 114(1) : 168–182.
- Friedlingstein P., Joel G., Field C. B. et Fung I. Y.** 1999. Toward an allocation scheme for global terrestrial carbon models. *Global Change Biology*, 5(7) : 755–770.

- Fujino J., Nair R., Kainuma M., Masui T. et Matsuoka Y.** 2006. Multi-gas mitigation analysis on stabilization scenarios using AIM global model. *The Energy Journal*, pages 343–353.
- Gao F., Schaaf C. B., Strahler A. H., Roesch A., Lucht W. et Dickinson R.** 2005. MODIS bidirectional reflectance distribution function and albedo Climate Modeling Grid products and the variability of albedo for major global vegetation types. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 110(D1).
- Giorgetta M. A., Jungclaus J., Reick C. H., Legutke S., Bader J., Böttinger M., Brovkin V., Crueger T., Esch M., Fieg K. et al.** 2013. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(3) : 572–597.
- Goldewijk K. K.** 2001. Estimating global land use change over the past 300 years : the HYDE database. *Global Biogeochemical Cycles*, 15(2) : 417–433.
- Goteti G. et Lettenmaier D. P.** 2001. Effects of streamflow regulation and land cover change on the hydrology of the Mekong river basin. *Water Resources Series Technical Report*, (169).
- Hazeleger W., Severijns C., Semmler T., Stefanescu S., Yang S., Wang X., Wyser K., Dutra E., Baldasano J. M., Bintanja R. et al.** 2010. EC-Earth. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(10) : 1357.
- Hazeleger W., Wang X., Severijns C., Ștefănescu S., Bintanja R., Sterl A., Wyser K., Semmler T., Yang S., Van den Hurk B. et al.** 2012. EC-Earth V2. 2 : description and validation of a new seamless earth system prediction model. *Climate Dynamics*, 39(11) : 2611–2629.
- Henderson-Sellers A., Dickinson R. E., Durbidge T., Kennedy P., McGuffie K. et Pitman A.** 1993. Tropical deforestation : Modeling local-to regional-scale climate change. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 98(D4) : 7289–7315.
- Hetzl F. et Gerold G.** 1998. The water cycle of a moist deciduous rain forest and a cocoa plantation in Cote d'Ivoire. *IAHS PUBLICATION*, pages 411–418.
- Hibbard K., Janetos A., van Vuuren D. P., Pongratz J., Rose S. K., Betts R., Herold M. et Feddema J. J.** 2010. Research priorities in land use and land-cover change for the Earth system and integrated assessment modelling. *International Journal of Climatology*, 30(13) : 2118–2128.
- Houghton R. A.** 2003. Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850–2000. *Tellus B*, 55(2) : 378–390.
- Hourdin F., Musat I., Bony S., Braconnot P., Codron F., Dufresne J.-L., Fairhead L., Filiberti M.-A., Friedlingstein P., Grandpeix J.-Y. et al.** 2006. The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, 27(7-8) : 787–813.
- House R., Javidan M., Hanges P. et Dorfman P.** 2002. Understanding cultures and implicit leadership theories across the globe : an introduction to project GLOBE. *Journal of world business*, 37(1) : 3–10.

- Hulme M. 1992. Rainfall changes in Africa : 1931–1960 to 1961–1990. *International Journal of Climatology*, 12(7) : 685–699.
- Hurtt G., Chini L. P., Frohling S., Betts R., Feddema J., Fischer G., Fisk J., Hibbard K., Houghton R., Janetos A. *et al.* 2011. Harmonization of land-use scenarios for the period 1500–2100 : 600 years of global gridded annual land-use transitions, wood harvest, and resulting secondary lands. *Climatic Change*, 109(1-2) : 117–161.
- Hurtt G., Frohling S., Fearon M., Moore B., Shevliakova E., Malyshev S., Pacala S. *et al.* 2006. The underpinnings of land-use history : Three centuries of global gridded land-use transitions, wood-harvest activity, and resulting secondary lands. *Global Change Biology*, 12(7) : 1208–1229.
- Jenkins G. S., Adamou G. *et al.* Fongang S. 2002. The challenges of modeling climate variability and change in West Africa. *Climatic Change*, 52(3) : 263–286.
- Johns T. C., Durman C. F., Banks H. T., Roberts M. J., McLaren A. J., Ridley J. K., Senior C. A., Williams K., Jones A., Rickard G. *et al.* 2006. The new Hadley Centre climate model (HadGEM1) : evaluation of coupled simulations. *Journal of Climate*, 19(7) : 1327–1353.
- Jones C., Hughes J., Bellouin N., Hardiman S., Jones G., Knight J., Liddicoat S., O'Connor F., Andres R. J., Bell C. *et al.* 2011. The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations. *Geoscientific Model Development*, 4(3) : 543–570.
- Jones C., McConnell C., Coleman K., Cox P., Falloon P., Jenkinson D. *et al.* Powelson D. 2005. Global climate change and soil carbon stocks ; predictions from two contrasting models for the turnover of organic carbon in soil. *Global Change Biology*, 11(1) : 154–166.
- Kiang J. E. *et al.* Eltahir E. A. 1999. Role of ecosystem dynamics in biosphere-atmosphere interaction over the coastal region of West Africa. *Journal of geophysical research*, 104(D24) : 31–173.
- Klein Goldewijk K., Beusen A., Van Drecht G. *et al.* De Vos M. 2011. The HYDE 3.1 spatially explicit database of human-induced global land-use change over the past 12,000 years : HYDE 3.1 Holocene land use. *Global Ecology and Biogeography*, 20(1) : 73–86.
- Koster R. D. 2004. Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, 305(5687) : 1138–1140.
- Koster R. D., Dirmeyer P. A., Hahmann A. N., Ijpelaar R., Tyahla L., Cox P. *et al.* Suarez M. J. 2002. Comparing the degree of land-atmosphere interaction in four atmospheric general circulation models. *Journal of Hydrometeorology*, 3(3) : 363–375.
- Koster R. D., Sud Y., Guo Z., Dirmeyer P. A., Bonan G., Oleson K. W., Chan E., Versegny D., Cox P., Davies H. *et al.* 2006. GLACE : the global land-atmosphere coupling experiment. Part I : overview. *Journal of Hydrometeorology*, 7(4) : 590–610.
- Krinner G., Viovy N., de Noblet-Ducoudré N., Ogée J., Polcher J., Friedlingstein P., Ciais P., Sitch S. *et al.* Prentice I. C. 2005. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1).

- Kumar S., Dirmeyer P. A., Merwade V., DelSole T., Adams J. M. et Niyogi D.** 2013. Land use/cover change impacts in CMIP5 climate simulations : A new methodology and 21st century challenges : LU CHANGE IMPACTS IN CMIP5. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(12) : 6337–6353.
- Laurance W. F. et Williamson G. B.** 2001. Positive feedbacks among forest fragmentation, drought, and climate change in the Amazon. *Conservation Biology*, 15(6) : 1529–1535.
- Laval K. et 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.
- Lebel T. et Ali A.** 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology*, 375(1) : 52–64.
- Li X., Kong D., Tan H. et Wang X.** 2007. Changes in soil and vegetation following stabilisation of dunes in the southeastern fringe of the Tengger Desert, China. *Plant and Soil*, 300(1-2) : 221–231.
- Lorenz R., Pitman A., Donat M., Hirsch A., Kala J., Kowalczyk E., Law R. et Srbinovsky J.** 2014. Representation of climate extreme indices in the ACCESS1. 3b coupled atmosphere–land surface model. *Geosci. Model Dev*, 7(2) : 545–567.
- Loveland T., Reed B., Brown J., Ohlen D., Zhu Z., Yang L. et 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(6-7) : 1303–1330.
- Manabe S.** 1969. CLIMATE AND THE OCEAN CIRCULATION 1 : I. THE ATMOSPHERIC CIRCULATION AND THE HYDROLOGY OF THE EARTH'S SURFACE. *Monthly Weather Review*, 97(11) : 739–774.
- Marti O., Braconnot P., Bellier J., Benshila R., Bony S., Brockmann P., Cadule P., Caubel A., Denvil S., Dufresne J. et al.** 2005. The new IPSL climate system model : IPSL-CM4. *Note du Pôle de Modélisation, IPSL*, 26 : 1–86.
- Marti O., Braconnot P., Dufresne J.-L., Bellier J., Benshila R., Bony S., Brockmann P., Cadule P., Caubel A., Codron F. et al.** 2010. Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. *Climate Dynamics*, 34(1) : 1–26.
- Martin G., Bellouin N., Collins W., Culverwell I., Halloran P., Hardiman S., Hinton T., Jones C., McDonald R., McLaren A. et al.** 2011. The HadGEM2 family of met office unified model climate configurations. *Geoscientific Model Development Discussions*, 4 : 765–841.
- McCarthy J. J.** 2001. *Climate change 2001 : impacts, adaptation, and vulnerability : contribution of Working Group II to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- McGregor J. L. et Dix M. R.** 2008. An updated description of the conformal-cubic atmospheric model. In *High resolution numerical modelling of the atmosphere and ocean*, pages 51–75. Springer.

- Meehl G. A., Stocker T. F., Collins W. D., Friedlingstein P., Gaye A. T., Gregory J. M., Kitoh A., Knutti R., Murphy J. M., Noda A. *et al.* 2007. Global climate projections. *Climate change*, 283.
- Mitchell T. D., Carter T. R., Jones P. D., Hulme M., New M. *et al.* 2004. A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe : the observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100). *Tyndall Centre for Climate Change Research Working Paper*, 55(0) : 25.
- Monerie P.-A., Fontaine B. et Roucou P. 2012. Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP3 and CMIP5 models under a medium-low RCP scenario. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D16).
- Moss R. H., Edmonds J. A., Hibbard K. A., Manning M. R., Rose S. K., Van Vuuren D. P., Carter T. R., Emori S., Kainuma M., Kram T. *et al.* 2010. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282) : 747–756.
- Nabuurs J. et Masera O. 2007. Chapter 9, Forestry. IPCC Fourth Assessment Report.
- Nicholson S. E. 1994. Recent rainfall fluctuations in Africa and their relationship to past conditions over the continent. *The Holocene*, 4(2) : 121–131.
- Nicholson S. E. 2000. The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. *Global and planetary change*, 26(1) : 137–158.
- Oleson K., Niu G.-Y., Yang Z.-L., Lawrence D., Thornton P., Lawrence P., Stöckli R., Dickinson R., Bonan G., Levis S. *et al.* 2008. Improvements to the Community Land Model and their impact on the hydrological cycle. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences (2005–2012)*, 113(G1).
- Parton W. J., Stewart J. W. et Cole C. V. 1988. Dynamics of C, N, P and S in grassland soils : a model. *Biogeochemistry*, 5(1) : 109–131.
- Philippon N. et Fontaine B. 2002. The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons : a monsoon regulation by soil wetness. *Annales Geophysicae*, 20(4) : 575–582.
- Pielke R. A., Avissar R., Raupach M., Dolman A. J., Zeng X., Denning A. S. *et al.* 1998. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems : influence on weather and climate. *Global Change Biology*, 4(5) : 461–475.
- Pielke R. A., Marland G., Betts R. A., Chase T. N., Eastman J. L., Niles J. O., Running S. W. *et al.* 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. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 360(1797) : 1705–1719.
- Pielke R. A., Pitman A., Niyogi D., Mahmood R., McAlpine C., Hossain F., Goldewijk K. K., Nair U., Betts R., Fall S. *et al.* 2011. Land use/land cover changes and climate : modeling analysis and observational evidence. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 2(6) : 828–850.

- Pitman A. J.** 2003. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 23(5) : 479–510.
- Pitman A. J., de Noblet-Ducoudré N., Cruz F. T., Davin E. L., Bonan G. B., Brovkin V., Claussen M., Delire C., Ganzeveld L., Gayler V., van den Hurk B. J. J. M., Lawrence P. J., van der Molen M. K., Müller C., Reick C. H., Seneviratne S. I., Strengers B. J. et Voldoire A.** 2009. Uncertainties in climate responses to past land cover change : First results from the LUCID intercomparison study. *Geophysical Research Letters*, 36(14).
- Pongratz J., Reick C., Raddatz T. et Claussen M.** 2009. Effects of anthropogenic land cover change on the carbon cycle of the last millennium. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(4).
- Raddatz T., Reick C., Knorr W., Kattge J., Roeckner E., Schnur R., Schnitzler K.-G., Wetzell P. et Jungclaus J.** 2007. Will the tropical land biosphere dominate the climate–carbon cycle feedback during the twenty-first century? *Climate Dynamics*, 29(6) : 565–574.
- Ramankutty N. et Foley J. A.** 1998. Characterizing patterns of global land use : An analysis of global croplands data. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(4) : 667–686.
- Ramankutty N. et Foley J. A.** 1999. Estimating historical changes in global land cover : Croplands from 1700 to 1992. *Global biogeochemical cycles*, 13(4) : 997–1027.
- Ramaswamy V., Boucher O., Haigh J., Hauglustine D., Haywood J., Myhre G., Nakajima T., Shi G. et Solomon S.** 2001. Radiative forcing of climate. *Climate change*, pages 349–416.
- Rayner N., Parker D. E., Horton E., Folland C., Alexander L., Rowell D., Kent E. et Kaplan A.** 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 108(D14).
- Reick C., Raddatz T., Brovkin V. et Gayler V.** 2013. Representation of natural and anthropogenic land cover change in MPI-ESM. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(3) : 459–482.
- Riahi K., Grübler A. et Nakicenovic N.** 2007. Scenarios of long-term socio-economic and environmental development under climate stabilization. *Technological Forecasting and Social Change*, 74(7) : 887–935.
- Riahi K., Rao S., Krey V., Cho C., Chirkov V., Fischer G., Kindermann G., Nakicenovic N. et Rafaj P.** 2011. RCP 8.5—A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, 109(1-2) : 33–57.
- Ringrose S. et Matheson W.** 1992. The use of Landsat MSS imagery to determine the aerial extent of woody vegetation cover change in the west-central Sahel. *Global ecology and biogeography letters*, pages 16–25.
- Rockström J. et Falkenmark M.** 2000. Semiarid crop production from a hydrological perspective : gap between potential and actual yields. *Critical reviews in plant sciences*, 19(4) : 319–346.
- Roeckner E.** 2003. The atmospheric general circulation model ECHAM5. PART I : Model description. *Part I : Model description. Max Planck Institute for Meteorology Rep*, 349 : 127.

- Salas-Mélia D., Chauvin F., Déqué M., Douville H., Gueremy J., Marquet P., Planton S., Royer J. et Tyteca S. 2005. Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model. *Climate Dynamics*, 103 : 1–36.
- Sampaio G., Nobre C., Costa M. H., Satyamurty P., Soares-Filho B. S. et Cardoso M. 2007. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophysical Research Letters*, 34(17).
- Sato H., Itoh A. et Kohyama T. 2007. SEIB-DGVM : A new Dynamic Global Vegetation Model using a spatially explicit individual-based approach. *Ecological Modelling*, 200(3) : 279–307.
- Scanlon B. R., Jolly I., Sophocleous M. et Zhang L. 2007. Global impacts of conversions from natural to agricultural ecosystems on water resources : Quantity versus quality. *Water Resources Research*, 43(3).
- Séguis L., Boulain N., Cappelaere B., Cohard J., Favreau G., Galle S., Guyot A., Hiernaux P., Mougin e., Peugeot C., Ramier D., Seghieri J., Timouk F., Demarez V., Demarty J., Descroix L., Descloitres M., Grippa M., Guichard F., Kamagaté B., Kergoat L., Lebel T., Le Dantec V., Le Lay M., Massuel S. et Trichon V. 2011. Contrasted land-surface processes along the West African rainfall gradient. *Atmospheric Science Letters*, 12(1) : 31–37.
- Sellers P., Berry J., Collatz G., Field C. et Hall F. 1992. Canopy reflectance, photosynthesis, and transpiration. III. A reanalysis using improved leaf models and a new canopy integration scheme. *Remote sensing of environment*, 42(3) : 187–216.
- Sellers P., Dickinson R., Randall D., Betts A., Hall F., Berry J., Collatz G., Denning A., Mooney H., Nobre C. et al. 1997. Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science*, 275(5299) : 502–509.
- Sellers P., Mintz Y., Sud Y. e. a. et Dalcher A. 1986. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(6) : 505–531.
- Seneviratne S. I., Lüthi D., Litschi M. et Schär C. 2006. Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443(7108) : 205–209.
- Shevliakova E., Pacala S. W., Malyshev S., Hurtt G. C., Milly P., Caspersen J. P., Sentman L. T., Fisk J. P., Wirth C. et Crevoisier C. 2009. Carbon cycling under 300 years of land use change : Importance of the secondary vegetation sink. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(2).
- Sivakumar M. 1992. Empirical analysis of dry spells for agricultural applications in West Africa. *Journal of Climate*, 5(5) : 532–539.
- Stevens B., Giorgetta M., Esch M., Mauritsen T., Crueger T., Rast S., Salzmann M., Schmidt H., Bader J., Block K. et al. 2013. Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model : ECHAM6. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(2) : 146–172.
- Strengers B. J., Müller C., Schaeffer M., Haarsma R. J., Severijns C., Gerten D., Schaphoff S., van den Houdt R. et Oostenrijk R. 2010. Assessing 20th century climate–vegetation feedbacks of land-use change and natural vegetation dynamics in a fully coupled vegetation–climate model. *International Journal of Climatology*, 30(13) : 2055–2065.

- Sud Y. et Fennessy M.** 1982. A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the glas GCM. *Journal of Climatology*, 2(2) : 105–125.
- Swann A. L., Fung I. Y. et Chiang J. C.** 2012. Mid-latitude afforestation shifts general circulation and tropical precipitation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(3) : 712–716.
- Taylor C. M., Parker D. J. et Harris P. P.** 2007. An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophysical Research Letters*, 34(15).
- Taylor K. E., Stouffer R. J. et Meehl G. A.** 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4) : 485–498.
- Tilman D., Fargione J., Wolff B., D’Antonio C., Dobson A., Howarth R., Schindler D., Schlesinger W. H., Simberloff D. et Swackhamer D.** 2001. Forecasting agriculturally driven global environmental change. *Science*, 292(5515) : 281–284.
- van den Hurk B. et Viterbo P.** 2003. The Torne-Kalix PILPS 2 (e) experiment as a test bed for modifications to the ECMWF land surface scheme. *Global and Planetary Change*, 38(1) : 165–173.
- van den Hurk B. J., Viterbo P., Beljaars A. et Betts A.** 2000. *Offline validation of the ERA40 surface scheme*. ECMWF Reading, UK.
- van der Molen M., Dolman A., Ciais P., Eglin T., Gobron N., Law B., Meir P., Peters W., Phillips O., Reichstein M., Chen T., Dekker S., Doubková M., Friedl M., Jung M., van den Hurk B., de Jeu R., Kruijt B., Ohta T., Rebel K., Plummer S., Seneviratne S., Sitch S., Teuling A., van der Werf G. et Wang G.** 2011. Drought and ecosystem carbon cycling. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151(7) : 765–773.
- Van Vuuren D. P., Edmonds J., Kainuma M., Riahi K., Thomson A., Hibbard K., Hurtt G. C., Kram T., Krey V., Lamarque J.-F. et al.** 2011. The representative concentration pathways : an overview. *Climatic change*, 109 : 5–31.
- Verger A., Baret F., Weiss M., Lacaze R., Makhmara H., Pacholczyk P., Smets B., Kandasamy S. et Vermote E.** 2012. LAI, FAPAR and FCOVER products derived from AVHRR long time series : principles and evaluation. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 14, page 7844.
- Verstraete M. et Dickinson R.** 1986. Modeling surface processes in atmospheric general circulation models. In *Annales geophysicae. Series B. Terrestrial and planetary physics*, volume 4, pages 357–364.
- Vitousek P. M., Mooney H. A., Lubchenco J. et Melillo J. M.** 1997. Human domination of Earth’s ecosystems. *Science*, 277(5325) : 494–499.
- Voltaire A.** 2006. Quantifying the impact of future land-use changes against increases in GHG concentrations. *Geophysical research letters*, 33(4).
- Walker J. et Rowntree P.** 1977. The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103(435) : 29–46.

- Wang G. et Eltahir E. A. 2000. Ecosystem dynamics and the Sahel drought. *Geophysical Research Letters*, 27(6) : 795–798.
- Wang K., Li M., Hadley D., Liu R., Glessner J., Grant S. F., Hakonarson H. et Bucan M. 2007. PennCNV : an integrated hidden Markov model designed for high-resolution copy number variation detection in whole-genome SNP genotyping data. *Genome research*, 17(11) : 1665–1674.
- Warburton M. L., Schulze R. E. et Jewitt G. P. 2012. Hydrological impacts of land use change in three diverse South African catchments. *Journal of Hydrology*, 414 : 118–135.
- Watanabe S., Hajima T., Sudo K., Nagashima T., Takemura T., Okajima H., Nozawa T., Kawase H., Abe M., Yokohata T. et al. 2011. MIROC-ESM 2010 : model description and basic results of CMIP 5-20 c 3 m experiments. *Geoscientific Model Development*, 4(4) : 845–872.
- Weiss M., van den Hurk B., Haarsma R. et Hazeleger W. 2012. Impact of vegetation variability on potential predictability and skill of EC-Earth simulations. *Climate dynamics*, 39(11) : 2733–2746.
- Werth D. et Avissar R. 2002. The local and global effects of Amazon deforestation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 107(D20) : LBA–55.
- Williams M. 2000. Dark ages and dark areas : global deforestation in the deep past. *Journal of Historical Geography*, 26(1) : 28–46.
- Williams M. A., Balling Jr R. C. et al. 1996. *Interactions of desertification and climate*. Edward Arnold, Hodder Headline, PLC.
- Wise M., Calvin K., Thomson A., Clarke L., Bond-Lamberty B., Sands R., Smith S. J., Janetos A. et Edmonds J. 2009. Implications of limiting CO₂ concentrations for land use and energy. *Science*, 324(5931) : 1183–1186.
- Xue Y., De Sales F., Lau W.-M., Boone A., Feng J., Dirmeyer P., Guo Z., Kim K.-M., Kitoh A., Kumar V. et al. 2010. Intercomparison and analyses of the climatology of the West African Monsoon in the West African Monsoon Modeling and Evaluation project (WAMME) first model intercomparison experiment. *Climate Dynamics*, 35(1) : 3–27.
- Xue Y., Juang H.-M., Li W.-P., Prince S., DeFries R., Jiao Y. et Vasic R. 2004. Role of land surface processes in monsoon development : East Asia and West Africa. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 109(D3).
- Xue Y. et Shukla J. 1996. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part II. Afforestation. *Journal of Climate*, 9(12) : 3260–3275.
- Yang S.-l., Zhao Q.-y. et Belkin I. M. 2002. Temporal variation in the sediment load of the Yangtze River and the influences of human activities. *Journal of Hydrology*, 263(1) : 56–71.
- Yin H. et Li C. 2001. Human impact on floods and flood disasters on the Yangtze River. *Geomorphology*, 41(2) : 105–109.
- Zeng N., Neelin J. D., Lau K.-M. et Tucker C. J. 1999. Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, 286(5444) : 1537–1540.