CHAPITRE 3

Interactions entre les caractéristiques climatiques et les forêts

Carlos de Wasseige[1], Michael Marshall[2], Gil Mahé[3] G. et Alain Laraque[4]
Avec la contribution de : Andreas Haensler, Fulco Ludwig et Paul Scholte

[1]Observatoire des Forêts d'Afrique centrale (OFAC), [2]Centre international pour la Recherche en Agroforesterie (ICRAF), [3]Institut de Recherche pour le Développement (IRD), HydroSciences Montpellier, [4]Géosciences Environnement Toulouse (Observatoire Midi Pyrénées, Univ.Toulouse, CNRS, IRD)

1. Introduction

Une vaste connaissance sur les interactions climat-végétation est indispensable pour expliquer l'implication humaine dans les changements de la couverture végétale et du climat.

La mise en évidence de la contribution du système forestier au climat régional conduit naturellement à une réflexion à propos des impacts probables de la perte de couvert forestier, qui est la tendance actuelle, d'une intensité de production agricole accrue et de l'accélération des activités de mise à nu des terres. Cependant, l'impact de telles actions est extrêmement difficile à évaluer car le lien de cause à effet entre la forêt et le climat n'est pas encore clairement compris (Brou Yao, 1997).

En effet, de nombreuses incertitudes persistent encore sur les relations végétation-climat sous les latitudes tropicales et sur la part des activités humaines sur l'évolution actuelle du climat à l'échelle mondiale. Cependant, l'impact de l'homme sur l'état de surface locale est évident ; en tout cas en ce qui concerne la tendance régionale de conversion des forêts où on remarque que des changements hydrologiques sont clairement liés à une augmentation des activités agricoles. Aussi, la relation biophysique entre les types de couvertures du sol et l'environnement atmosphérique local est en principe relativement bien comprise, mais la quantification des processus demeure incertaine.

Avec ces connaissances et ces hypothèses, l'impact humain actuel et futur sur les changements climatiques, à travers les changements de la couverture des sols, peut être étudié, principalement par l'utilisation de modèles. Mais on doit accepter de grandes incertitudes, particulièrement lorsqu'on travaille à différentes échelles.

Photo 3.1 : le Tali (Erythrophleum ivorense) est une essence qui présente une grande aire de distribution en Afrique centrale et ailleurs

2. Relations végétation – climat

2.1 Interaction biophysique entre la forêt et le climat

Le système forestier, de par sa grande propension à l'absorption d'énergie solaire et à l'évaporation, joue le rôle d'un gigantesque convertisseur d'énergie. Par exemple, les forêts convertissent l'eau en vapeur d'eau (à l'instar de la transpiration) et fournissent davantage d'ombre qu'un autre couvert végétal, ce qui peut conduire à des températures de surface plus fraîches. En effet, le système forestier absorbe l'énergie solaire pour limiter l'échauffement et pour évaporer l'eau que son système racinaire extrait du sol (Monteny, 1987). Dans les régions tropicales, où les gradients horizontaux de température sont faibles, l'atmosphère est très sensible aux conditions de surfaces terrestres et océaniques (relief, albédo, température, humidité, végétation) qui influencent l'intensité et la distribution des sources et des puits de chaleur (Fontaine *et al.*, 1998a, 1998b).

Les échanges d'énergie résultants, que la forêt entretient avec l'atmosphère, ont une influence sur les paramètres physiques de la masse d'air de la couche atmosphérique la plus proche de la terre (Monteny *et al.,* 1994).

Polcher (1994) répertorie trois caractéristiques qui déterminent la sensibilité du climat aux phénomènes de surface :

(i) La densité du système forestier est telle que l'albédo (pouvoir d'une surface à renvoyer l'énergie solaire incidente vers l'atmosphère) est très faible comparé à celui d'un sol nu ;

(ii) Le taux élevé d'évaporation, comparable à celui des océans, est l'une des principales caractéristiques des forêts dont la densité du feuillage leur permet d'intercepter puis de restituer une grande partie des pluies. Les systèmes racinaires des arbres leurs permettent d'extraire l'eau d'une plus grande portion de sol que ce qui pourrait être fait par n'importe quel autre type de surface ;

(iii) La variation de surface causée par les différentes hauteurs d'arbres qui constituent les forêts génère de la turbulence, ce qui est favorable au déclenchement des précipitations.

L'albédo et l'humidité, étroitement liés, semblent être deux paramètres-clés, dès lors qu'un sol humide, couvert ou non de végétation, possède un albédo plus faible et une capacité d'évaporation plus élevée que le même sol, nu et sec (Fontaine et Janicot, 1993).

Encadré 3.1 : Albédo

L'albédo (α) est le ratio entre la radiation incidente et réfléchie. Il varie entre 0 pour un objet parfaitement noir qui absorbe la totalité de la radiation incidente et 1 pour une surface qui la réfléchit totalement. Il dépend de la longueur d'onde, mais le terme général se rapporte habituellement à une moyenne appropriée à travers le spectre de lumière visible, ou à travers l'ensemble du spectre de la radiation solaire.

Source : http ://www.elic.ucl.ac.be/textbook/glossary_a.html#albedo

Photo 3.2 : La forêt et la vapeur d'eau sont intimement liées dans les fonctionnements écophysiologiques

Dans les régions tropicales, la forêt dense est étroitement intégrée dans le cycle de l'eau.

Les quantités d'eau précipitées sur le continent proviennent de la condensation de la vapeur d'eau accumulée dans la masse de l'air océanique lorsqu'elle passe au-dessus de l'océan. Aussi, par évapotranspiration, la végétation recycle l'humidité localement et influence la distribution régionale des précipitations (Bigot, 1997 ; Bonell, 1998). En effet, la couverture du sol dans le Bassin du Congo influence les pluies au Sahara, en Ethiopie et dans d'autres parties du continent.

La concentration de la vapeur d'eau dans la masse d'air qui provient de l'océan, puis qui se déplace alors à travers le continent, dépend aussi du processus d'évaporation de l'interface végétation-atmosphère. Il a été montré en Afrique centrale (Figure 3.1) qu'une grande portion du transfert d'humidité vers l'atmosphère (via évapotranspiration), contribue à la formation des systèmes nuageux (Bigot, 1997). La pluie associée à ces systèmes de convection dépend, non seulement du flux de la mousson, mais aussi du recyclage de l'humidité par la forêt (Cadet and Nnoli, 1987).

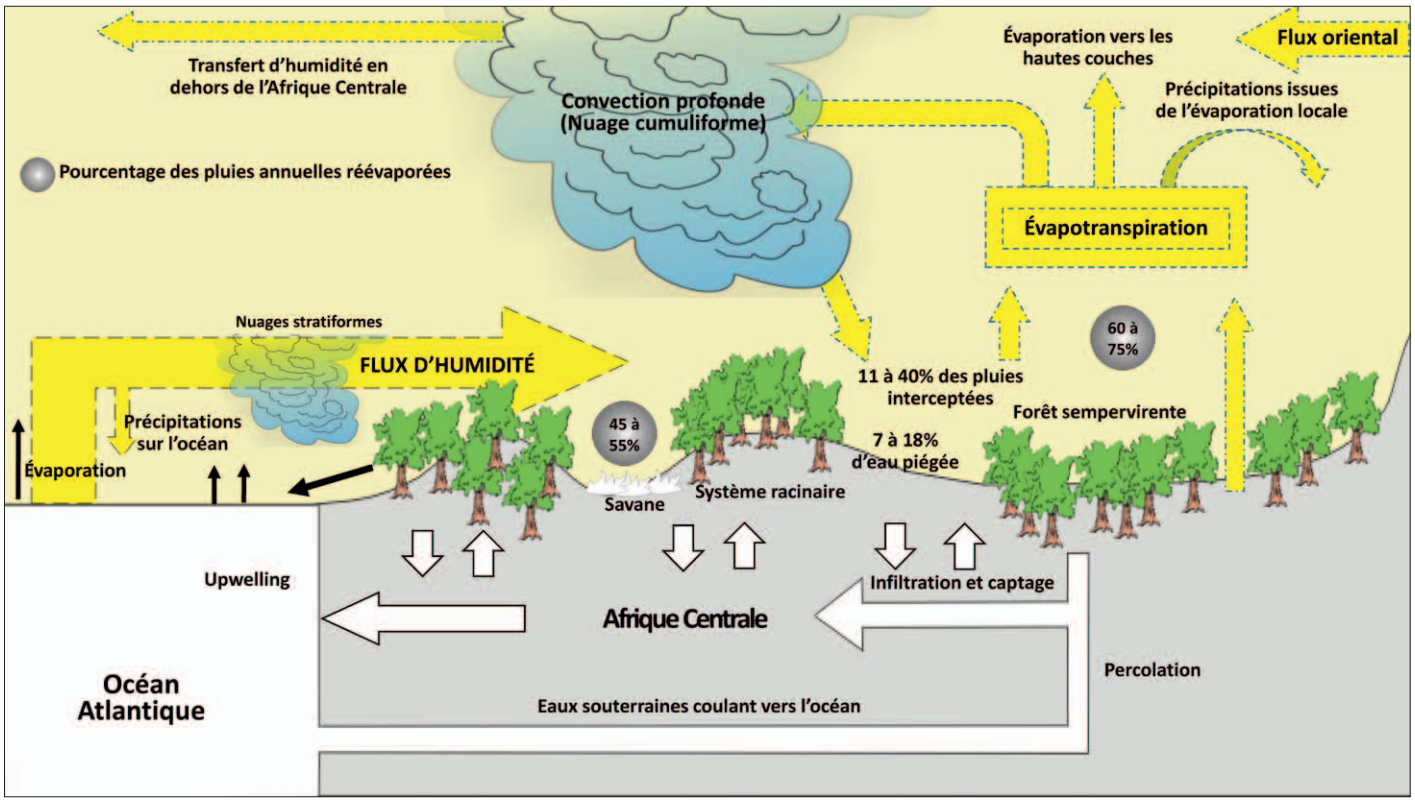

Figure 3.1 : Principales interactions entre le cycle de l'eau et l'interface océan-atmosphère-forêt

Source : Bigot, 1997

Le système forestier est à la fois un récepteur de précipitations (particulièrement les pluies de mousson), et un générateur de pluies à l'échelle locale par le biais de l'évapotranspiration (Bigot, 1997). Il réinjecte dans l'atmosphère l'équivalent de plus de 50 % des précipitations annuelles. Aussi, les forêts peuvent-elles réduire le ruissellement de surface et améliorer l'infiltration de l'eau dans le sol, ce qui conduit à un stockage accru de l'humidité du sol (Jose, 2009).

2.2 Histoire de la végétation en relation avec le climat

Cette section du texte est largement inspirée de l'excellente publication de Mahé *et al.*, 2004.

L'histoire des forêts denses et de leurs dynamiques peut être reconstituée par l'étude des pollens fossiles ou, plus rarement, des fossiles de bois et de charbon, à travers des disciplines comme la palynologie, la paléobotanique ou l'anthracologie.

Grâce à des progrès récents dans le domaine de la paléoécologie, il a été montré que les forêts denses, comme celles d'Afrique, ont subi de profonds changements en réponse aux changements climatiques.

La fin du Crétacé, environ 120 millions d'années avant les temps présents (AP), marque une période de conversion floristique des forêts tropicales. En effet, les formes dominantes des végétaux gymnospermes furent remplacées par des formes de végétaux angiospermes. Depuis cette époque, les forêts denses tropicales africaines, sont presqu'exclusivement constituées d'angiospermes. Initialement, les forêts denses africaines étaient caractérisées par un grand nombre de palmiers qui devinrent relativement rares, et il y a environ 40 millions d'années (Eocène supérieur) la composition floristique de ces forêts commença à ressembler à leur état actuel (Maley, 1990, 1996).

Les irrégularités des données dans l'espace et dans le temps ne permettent pas de proposer un schéma très précis de distribution des différents types d'écosystèmes forestiers du passé. Cependant, la principale perturbation des forêts tropicales peut être interprétée dans un contexte global de variations de température, et en particulier de phases de refroidissement (Maley, 1996). De toute évidence, les phases d'extension des forêts furent associées à une période humide. Les périodes sèches eurent un impact direct sur la végétation qui s'éclaircissait et s'asséchait, résultant dans une régression des forêts et une progression de la savane. Progressivement, un schéma de climats saisonniers alternant saison sèche et saison humide s'est mis en place.

Jusqu'au début du Quaternaire (approximativement 2,5 millions d'années AP), il y eût une succession de climats secs et humides contrastés. Ces variations devinrent moins fortes avec un impact atténué sur la végétation.

Encadré 3.2 : Facteurs déterminant la couverture forestière pendant les périodes glaciaires et interglaciaires

Les périodes glaciaires contrôlaient le niveau des océans ; l'extension des calottes glaciaires due à une plus grande surface d'eau gelée aux pôles conduit à une diminution du niveau des mers (par exemple, le niveau de la mer était plus bas de 120 m vers 18 000 avant notre ère, au cours du pic de la dernière glaciation). Ceci induisit une perturbation dans la quantité de surface aquatique soumise à l'évaporation. En même temps, la température globale chutait. Cette perturbation synchronisée, d'un bas niveau des eaux et de températures plus basses, produisit une réduction de la quantité de vapeur d'eau dans l'air et donc une diminution des précipitations. Sur le continent, cette diminution de précipitations conduisit à une régression des forêts et parallèlement à une expansion de la savane et des zones ouvertes.

Au cours de la période interglaciaire, le phénomène inverse (quand la calotte polaire de glace fondit en combinaison avec une augmentation globale de la température) entraîna une augmentation du niveau des mers. L'évaporation augmenta alors. Associée à l'augmentation de l'évapotranspiration de la végétation, la quantité de vapeur d'eau dans l'air s'accru aussi et causa davantage de précipitations. Sur le continent, l'augmentation des pluies conduisit à une expansion des forêts et, parallèlement, à une régression de la savane et des zones ouvertes.

Par exemple, l'apogée de l'extension des forêts africaines semble avoir été concomitante avec une élévation brutale des températures de la surface des mers dans le Golfe de Guinée (Maley, 1997). Les moussons collectent l'humidité de l'Atlantique occidental et l'élévation de la température de l'eau a pour conséquence d'augmenter rapidement la pression de vapeur d'eau et ultimement d'accroître les pluies sur le continent voisin.

Photo 3.3 : Un facteur primordial pour le développement des forêts, est la quantité de lumière parvenant dans les différentes strates

La période entre 2,5 millions d'années et 20 000 ans avant notre ère, connue sous le nom d'ère glaciaire et périodes interglaciaires, commença avec une phase aride et fut marquée par une expansion significative des savanes. Vint alors une augmentation progressive de l'ampleur de la variation glaciaire marquée par deux phases principales : la première intervint entre 2,5 millions d'années et 800 000 ans AP, et fut caractérisée par des cycles de glaciation/inter-glaciation d'environ 40 000 années ; la seconde, entre 800 000 ans AP et l'ère actuelle est caractérisée par des cycles dominants d'environ 100 000 années.

Les données indiquent qu'entre 70 000 et 40 000 ans avant notre ère, cette région était relativement sèche. À l'échelle mondiale, la période de refroidissement maximum survint entre 20 000 et 15 000 ans AP. Par conséquent, les moussons furent fortement réduites ce qui causa une réduction des surfaces forestières. De telles réductions résultèrent en une série de zones forestières isolées, non loin de la côte du Golfe de Guinée et d'autres, proches du centre du

Bassin du Congo (forêts riveraines) ainsi qu'au pied des montagnes du Rift africain (Maley, 1996, 1997).

La dernière expansion forestière commença à partir de 15 000 ans AP et atteignit son apogée vers 9 500 ans AP dans le dernier cycle de glaciation. Ceci correspondit à la phase climatique la plus chaude pendant laquelle les masses de glace des deux calottes glaciaires furent réduites. Mais il y eût une interruption majeure vers 2 800 ans AP dans le sud du Cameroun et dans l'Ouest congolais (Maley et Brenac, 1998 ; Maley *et al.*, 2000 ; Vincens *et al.*, 2000). Des conditions de sécheresse extrême furent présentes dans ces régions entre 2 800 et 2 000 ans AP, facilitant l'expansion des savanes et des zones ouvertes. Cette phase climatique particulière semble avoir engendré une accentuation de la saisonnalité due à un raccourcissement des saisons des pluies annuelles (Maley, 1997).

3. Impact de la variation climatique sur la végétation

Les changements de couvert forestier peuvent être rapprochés aux variations climatiques sur le long terme (Sultan *et al.*, 2001 ; Mahé *et al.*, 2005). Longs termes qui sont des échelles de temps beaucoup plus longues que ce qui est observé depuis plusieurs décennies dans la variabilité du régime des rivières équatoriales africaines. La variation climatique est définie comme étant la distribution des éléments climatiques autour de valeurs moyennes calculées sur 30 ans ; cette variabilité naturelle est une caractéristique intrinsèque du climat (Janicot, 1995).

La variabilité espace-temps du climat dépend principalement de l'interaction entre les conditions de surface (température, albédo, humidité) et l'atmosphère : relation matérialisée par les flux d'air et les flux de chaleur sensible et latente.

3.1 Cadre de vulnérabilité

La vulnérabilité peut être définie comme « le niveau de capacité – ou d'incapacité – d'un système à faire face aux effets défavorables des changements climatiques, que ce soit la variabilité climatique ou les phénomènes extrêmes » (GIEC TRE GT II, 2003). Le cadre de vulnérabilité [V= f (E, S, A)] considère la vulnérabilité (V) comme une fonction (f) de l'exposition (E), de la sensibilité (S) et de l'adaptation (A) aux changements climatiques. Cette fonction peut aussi être appliquée au secteur forestier (Locatelli *et al.*, 2008, voir Figure 3.2).

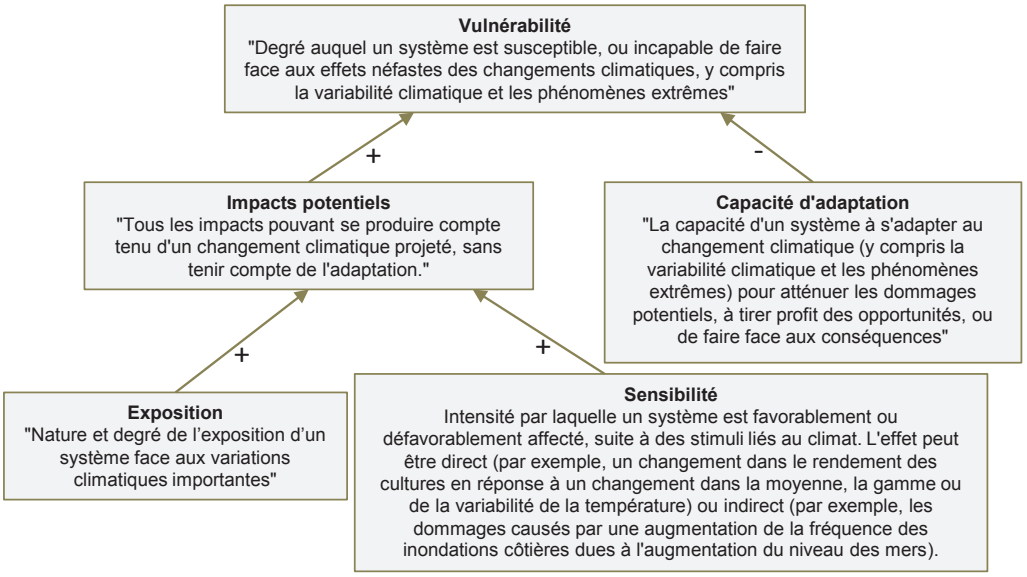

Figure 3.2 : Les composantes de la vulnérabilité (définitions extraites du GIEC : McCarthy et al., 2001). Les signes sous les flèches signifient qu'une forte exposition, une forte sensibilité et une faible capacité d'adaptation résultent en une forte vulnérabilité.

Adapté de Locatelli et al., 2008.

3.2 Impacts directs

Le changement climatique est supposé avoir une série d'impacts sur les écosystèmes forestiers. Néanmoins, les effets du CO_2 et de la température sur la croissance des forêts tropicales ne sont pas encore totalement compris. Habituellement, il semble qu'une plus grande teneur en CO_2 atmosphérique peut accroître la croissance des forêts et la fixation de carbone. De plus hautes températures, cependant, peuvent avoir des impacts négatifs sur la croissance des forêts et dès lors réduire la quantité de carbone de ces dernières (Jupp *et al.*, 2010). Aussi, le changement climatique peut-il affecter la reproduction des forêts, et causer leur déclin ?

Photo 3.4 : Contrairement à la forêt, la combustion d'énergie fossile n'est pas renouvelable

Futures tendances possibles dans la réponse de la forêt à l'évolution du climat

Les analyses d'impacts montrent qu'il est peu probable que le Bassin du Congo connaisse un déclin de la croissance forestière comme cela est parfois prédit pour le Bassin amazonien comme conséquence du changement climatique. À l'inverse, il pourrait y avoir une augmentation modérée dans le carbone de l'écosystème, incluant le carbone de la végétation et celui du sol (Figure 3.3). Selon l'évolution du climat, il pourrait aussi y avoir des conversions de l'occupation du sol, notamment entre les écosystèmes forestiers et les savanes. Sur base des analyses, le scenario futur le plus probable comprend une expansion modérée des forêts sempervirentes au détriment des savanes et des steppes au nord et au sud des zones actuelles de transition savane-forêt. Il demeure une vaste plage d'incertitude dans les évaluations du modèle, mettant en évidence l'importance de récolter de nouvelles données de manière à améliorer les prévisions (p.ex. la biomasse dans le centre du Bassin du Congo et les réponses des forêts au climat changeant et aux concentrations de CO_2).

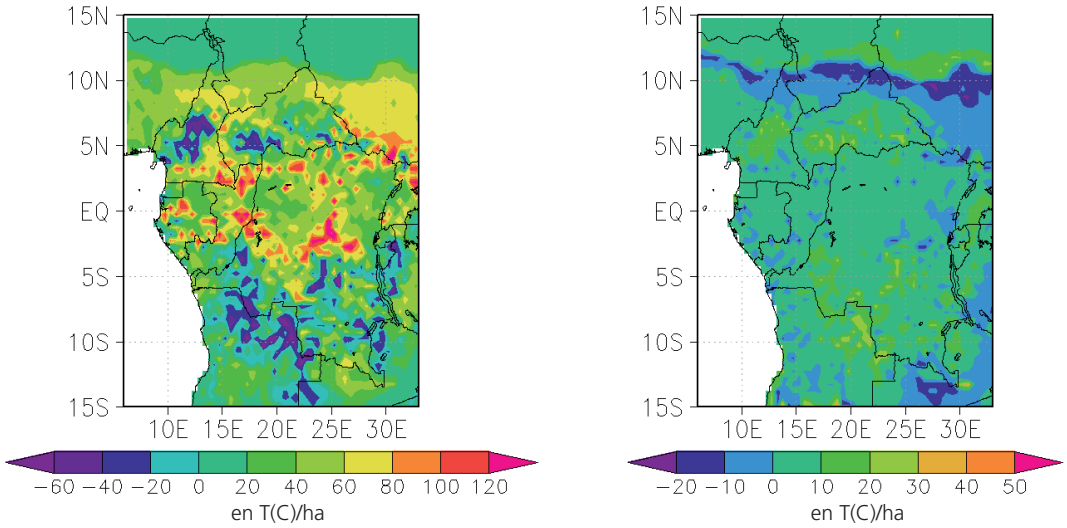

Figure 3.3 : Projection de changement pour la fin de ce siècle (moyenne de la période 2071-2100 par rapport à la moyenne de la période 1961-1990) selon un scénario à fort taux d'émission. La figure de gauche montre les changements du potentiel carbone d'origine végétale ; celle de droite les changements du potentiel carbone du sol. La somme de ces deux figures indique le changement du carbone total de l'écosystème. Les changements du potentiel carbone de la végétation et du sol sont calculés à l'aide du modèle Lund-Potsdam-Jena-managed lands (LPJ-ml) en combinaison avec un seul modèle climatique (ECHAM5).

Source : CSC, 2013

3.3 Impacts indirects

Les effets du changement climatique sont souvent indirects, par exemple en affectant la fréquence et l'ampleur des feux ou des maladies, ou en modifiant les comportements d'espèces nuisibles. Pendant les années « El Niño » en 1983, 1987 et 1997, les feux furent particulièrement destructeurs dans le sud-est du Cameroun. Les effets du changement climatique peuvent accélérer la perte de biodiversité à travers la disparition d'espèces ou en réduisant la résistance d'écosystèmes sévèrement perturbés. Le climat peut avoir des effets immédiats et durables sur l'hydrologie (Li *et al.*, 2007), qui par ricochet peuvent avoir un impact sur la végétation.

L'impact du changement climatique sur les régimes hydriques a déjà affecté la végétation. Avant la forte baisse du niveau des eaux du Lac Tchad, la végétation dans le nord du Bassin du Congo était principalement composée de *Phragmites*, *Cyperus papyrus*, *Vossia, Typha, Potamogeton* et *Ceratophyllum.* La baisse du niveau du lac a induit d'importants changements de végétation et, en 1976 déjà, l'essentiel de la végétation n'était plus constitué que de *Vossia* et de *Aeschynomene sp.* (Olivry, 1986). Des changements de végétation aquatique furent aussi observés dans la plaine inondable de Logone dans le nord du Cameroun où les inondations ont diminué

depuis les années 70 suite à la construction d'un barrage en amont. Certaines espèces de plantes caractéristiques des zones inondables, comme *Vetiveria nigritana* et *Echinochloa pyramidalis,* furent remplacées par d'autres espèces, en particulier *Sorghum arundinaceum* (Scholte *et al.,* 2000 ; Scholte, 2007).

4. Impact de la déforestation sur les caractéristiques climatiques (température, pluviométrie)

Encadré 3.3 : Chaleur latente et chaleur sensible

La chaleur latente et la chaleur sensible sont deux types d'énergie libérée ou absorbée dans l'atmosphère.

La chaleur latente (« latente » signifie « cachée ») est associée à un changement d'état entre les phases liquide, gazeuse et solide d'une substance. La chaleur latente est absorbée quand une substance passe de l'état solide à l'état liquide et de l'état liquide à l'état gazeux, et elle est relâchée quand la vapeur se condense en un liquide et quand un liquide se fige en un solide.

La chaleur sensible est associée à un changement de température d'un gaz ou d'un objet sans qu'il n'y ait changement d'état.

La vapeur d'eau est un gaz à effet de serre présent dans l'atmosphère et est un élément très important pour la formation des nuages. Les nuages se forment quand l'humidité contenue dans de l'air chaud montant se refroidit et se dilate dans l'atmosphère. Si l'air est sec ou non saturé, les nuages ne se forment probablement pas car la quantité de vapeur d'eau dans l'air est trop faible pour qu'il y ait condensation. Si par contre, l'air est humide ou saturé, la vapeur d'eau se condense pour former de petites gouttelettes d'eau qui constituent la base des nuages. Quand ces molécules de gaz se condensent en gouttes liquides, la chaleur latente est relâchée dans l'atmosphère ce qui réchauffe l'air environnant la molécule. Ceci contribue à augmenter l'instabilité dans l'atmosphère et cet air chaud voisin de la molécule a tendance à monter. L'air chaud est moins dense que l'air froid parce que les molécules dans l'air chaud circulent beaucoup plus vite et s'écartent davantage les unes des autres.

Source : https://www.nc-climate.ncsu.edu/edu/k12/.lsheat

Photo 3.5 : Camp de base en construction pour l'exploitation forestière

Les conditions de surfaces, plus particulièrement la couverture végétale des forêts denses et la couche supérieure des océans ont un effet significatif sur le cycle de l'eau atmosphérique et aussi sur les mouvements verticaux au sein de l'atmosphère tropicale.

La déforestation peut significativement changer l'eau de surface et l'équilibre énergétique de multiples manières et donc affecter la température et l'humidité atmosphériques, le développement de la couche de transition atmosphérique, et les processus météorologiques et climatiques à l'échelle des continents (Niyogi *et al.*, 2009).

La conversion des forêts en terres agricoles et autres types d'utilisation du sol accroît la portion de sol nu exposée aux rayons du soleil et donc accroît l'albédo, ce qui diminue la radiation solaire absorbée par la surface et donc l'énergie disponible pour les flux de chaleur sensible et latente.

Considérant ces mécanismes, le rôle de la déforestation, particulièrement dans la région du Bassin du Congo, dans la compréhension du climat africain et du changement climatique a reçu relativement peu d'attention.

À ce jour, dans la région du Bassin du Congo, la recherche, s'est principalement concentrée sur des facteurs « globaux » du climat et des futurs changements, comme le réchauffement de la surface des mers et l'augmentation des émissions de CO_2, et a ignoré la déforestation et les autres facteurs « terres », parce que l'association terre-atmosphère est considérée comme un phénomène fortement localisé (Koster *et al.*, 2004).

De plus, plusieurs incertitudes et biais dans les modèles utilisés pour simuler ces processus peuvent occulter leur importance (Pielke *et al.*, 2007). Ces incertitudes et biais comprennent : (i) la résolution spatiale à laquelle les processus sont modélisés, souvent trop grossière pour appréhender la structure spatiale affinée de la déforestation (Brunsell et Anderson, 2011) ; (ii) l'eau du sol est habituellement ignorée ou simulée en utilisant un modèle simpliste du type « couche » qui ne prend pas suffisamment en compte la saturation du sol ou son influence sur les remontées d'humidité (Ferguson et Maxwell, 2011) ; (iii) chaleur sensible et chaleur latente sont difficiles à distinguer (de Noblet-Ducoudré *et al.*, 2012) ; (iv) des études qui simulent des processus en utilisant un modèle unique du climat global couplé à un modèle de surface des terres au lieu d'un ensemble multi-modèles ; et (v) la déforestation est présumée être un phénomène linéaire ou statique (Pielke *et al.*, 2011). Dès lors, la sensibilité du climat tropical à la conversion des forêts demeure ouverte au débat.

Au niveau régional, l'impact de la déforestation sur le climat est estimé davantage en regard des émissions de carbone, de l'augmentation des températures et de l'équilibre pluviométrique. L'impact de la déforestation sur le climat local est davantage étudié à travers des caractéristiques telles que le flux d'énergie, l'humidité, l'évapotranspiration, les propriétés du sol et l'albédo. Actuellement, il y a de plus en plus de preuves démontrant l'impact de la déforestation sur le climat local dans le Bassin du Congo étendu, tandis que son impact sur le climat régional (africain) est moins clair et que les connexions mondiales sont inconnues (Lawrence et Vandecar, 2015).

4.1 La déforestation et ses effets sur le climat local

L'impact de la suppression de la forêt sur la relation pluviométrie/ruissellement semble dépendre du type de système climat/végétation.

Dans les zones sahélo-soudaniennes, la suppression de la forêt, associée à une augmentation des activités agricoles, induit rapidement une déstructuration des horizons supérieurs du sol dans lesquels la perméabilité décroît et le coefficient de ruissellement augmente (Mahé et Paturel, 2009 ; Descroix *et al.*, 2010). Mais dans les régions tropicales et équatoriales plus humides, une telle correspondance n'est pas observée.

La diminution de la couverture forestière a donc un impact direct sur l'augmentation du ruissellement dans les bassins sahéliens. En régions équatoriales, bien que les régimes des rivières aient été bien étudiés, on doit encore étudier le lien possible entre les changements de la couverture forestière et les changements intra-saisonniers des régimes des rivières équatoriennes.

Les hydrologistes de l'ORSTOM (IRD) ont étudié les régimes de nombreuses rivières durant des décennies depuis les années 50. Les données sont rassemblées dans le système d'information SIEREM (Boyer *et al.*, 2006) (http://www.hydrosciences.org/sierem/) et dans l'observatoire Hybam (http://www.ore-hybam.org) pour le Bassin du Congo. Ces

Photo 3.6 : Si la forêt succède à la forêt dans le processus de production du charbon de bois, le bilan carbone serait proche de zéro

données sont utilisées pour étudier la variabilité des régimes des rivières, qui peuvent être reliés aux changements de la pluviométrie, mais aussi aux changements de la couverture forestière. Les études portant sur l'impact de la coupe des forêts sur les régimes des rivières ne sont pas nombreuses et elles se rapportent souvent à des bassins expérimentaux de très petites dimensions (Fritsch, 1990).

Dans les régions équatoriales humides, l'impact majeur de la conversion des forêts est de réduire l'évapotranspiration locale, donc de réduire la quantité totale de vapeur d'eau disponible à travers le recyclage local des pluies de mousson. À cause du manque de mesures directes, il est très difficile d'estimer les impacts d'une conversion massive des forêts sur la dynamique climatique aussi bien que sur l'évapotranspiration.

La perte de couvert forestier déclenche une augmentation d'albédo et une diminution de l'énergie disponible, conduisant à une diminution de la chaleur latente en faveur de la chaleur sensible. La couverture nuageuse ne change pas significativement, mais la radiation dans la frange basse des longueurs d'onde, elle, augmente comme résultat du réchauffement de l'atmosphère provenant de l'augmentation de la chaleur sensible, qui compense des pertes nettes de radiation dues à l'albédo.

La déforestation peut aussi diminuer la pluviométrie en affaiblissant le couplage direct, le couplage local et le recyclage indirect (Makarieva *et al.*, 2013).

Le couplage direct est le phénomène selon lequel la pluie est recyclée dans l'air par évaporation à partir du sol nu et par transpiration à partir des stomates des plantes (évapotranspiration – équivalent en masse de la chaleur latente). Moins d'arbres signifie moins d'humidité disponible pour ce phénomène.

Avec le couplage local, la déforestation diminue la rugosité de la surface, ce qui peut supprimer la turbulence de la couche de transition durant la journée ainsi que l'instabilité nécessaire pour la formation des nuages (radiation dans la frange basse des longueurs d'onde augmentée) et des pluies (Santanello *et al.*, 2007).

Finalement, avec le recyclage indirect, de grandes masses d'air humide en provenance des océans, et qui autrement auraient été préservées du séchage par l'évapotranspiration des forêts, perdent de l'humidité nécessaire au développement des orages.

4.2 Impact de la déforestation à un niveau régional

Des scénarios multiples sur le climat et les terres indiquent que la déforestation dans la région pourrait conduire à un réchauffement compris entre 2 et 4°C dû à une diminution de l'évapotranspiration (chaleur latente) et de l'ombre, combinée à un forcing accru résultant d'une séquestration plus faible des gaz à effet de serre (Figure 3.4) (Akkermans *et al.*, 2014 ; Nogherotto *et al.*, 2013). Le changement de température est moins sévère sur la face atlantique et la frontière Est de la République démocratique du Congo, car la chaleur latente est considérablement plus élevée dans ces zones et donc moins sensible aux changements de température. Le couplage direct et local d'humidité sous les scénarios sont aussi censés s'affaiblir, ce qui conduit à une diminution de la pluviométrie de 5 à 10 % sur la plus grande partie de la région (Figure 3.5).

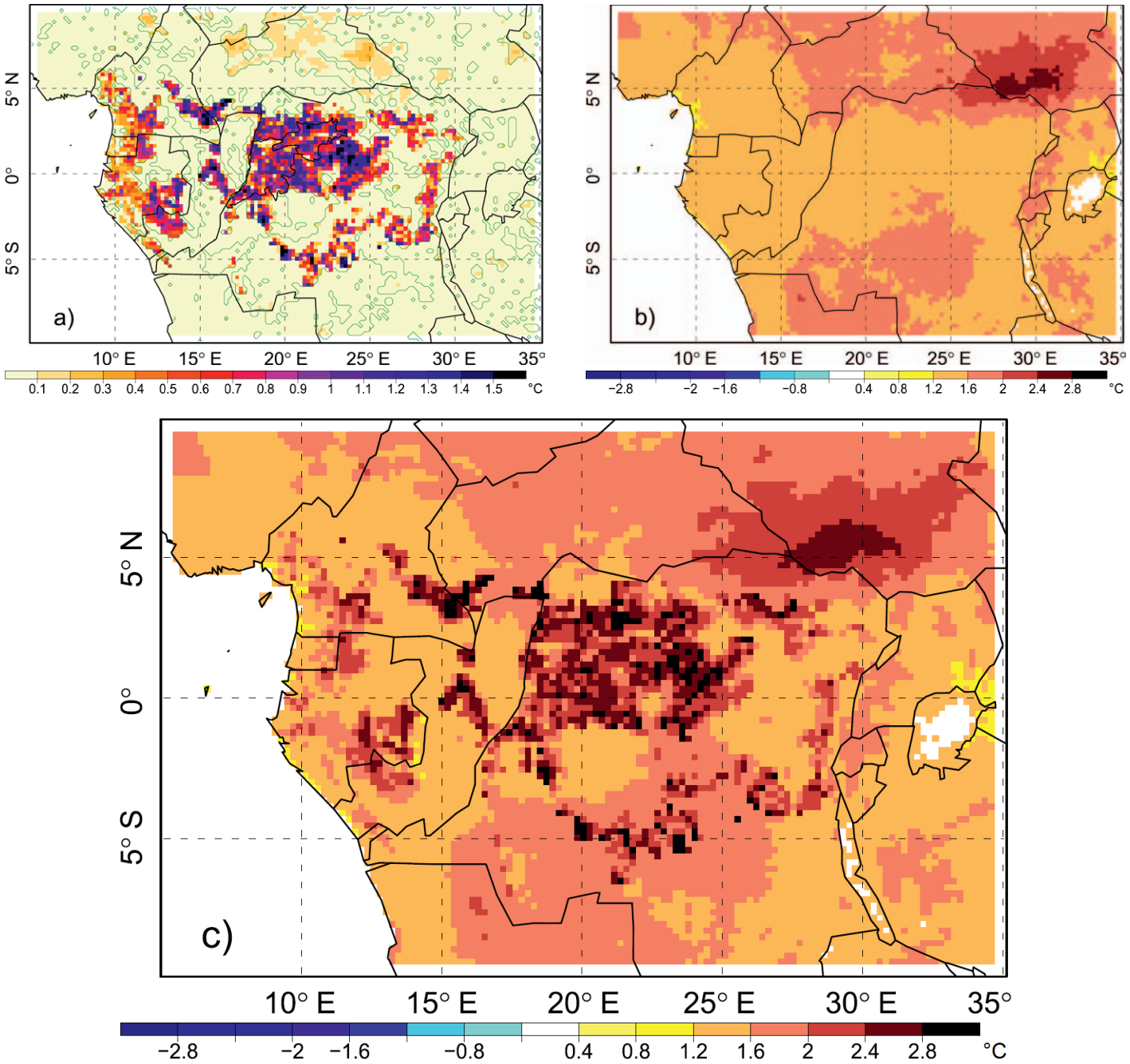

Figure 3.4 : Changement de la température moyenne (°C) dû à la conversion de forêts en d'autres utilisations des terres pour la période 2041-2060 (a) résultant directement de modifications dues à l'eau et à l'équilibre énergétique ; (b) indirectement d'un forcing accru des gaz à effet de serre ; et (c), (a) et (b) combinés

Source : Akkermans et al. (2014).

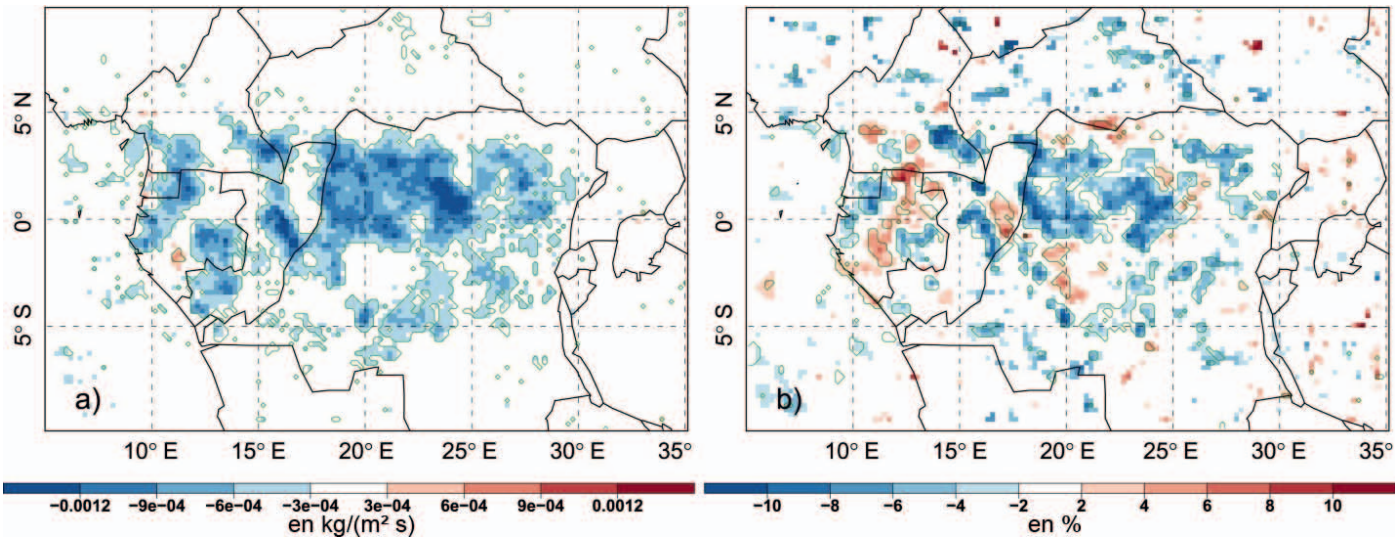

Figure 3.5 : Conséquences des changements occasionnés par la conversion de forêts en parcelles agricoles ou autres formes d'utilisation des terres dans le Bassin du Congo de 2041 à 2060 sur (a) la variation de densité des flux ascendants (en kg.m-2 .s-1)[18] à hauteur de base des nuages et (b) la pluviométrie (en %).

D'après Akkermans et al. (2014).

L'augmentation des températures de surface et la diminution de la pluviométrie vont essentiellement intensifier la convection (basse) dans la région du Bassin du Congo étendu, mais il fera plus chaud et moins humide que maintenant. La convection est supposée intensifier la Mousson Ouest africaine (MOA), ce qui conduira à une augmentation des pluies dans des endroits bien plus distants, tels que le Sahel et les montagnes éthiopiennes (côte guinéenne). Cependant, la pluviométrie basée sur les données de la télédétection (Spracklen *et al.*, 2012) et sur les données isotopiques (Levin *et al.*, 2009) fournit un scénario alternatif. L'humidité de la MOA dans le Sud Soudan et dans les montagnes éthiopiennes (et dans une moindre mesure dans l'Ouest du Sahel) a son origine dans l'océan Atlantique mais doit d'abord passer au-dessus du Bassin du Congo. La couverture forestière et l'évapotranspiration dans la région paraissent agir comme un tampon contre la perte d'humidité lorsque les masses d'air chaud et humide de la MOA se déplacent vers les terres (recyclage indirect). Si les forêts n'étaient pas présentes ou si elles étaient sévèrement dégradées, ces masses d'air s'assècheraient, laissant peu d'humidité pour le développement des orages et des pluies au-dessus de la majeure partie du Sahel et des montagnes éthiopiennes pendant la saison critique de la MOA dans le futur.

18 Cette unité correspond au déplacement d'un fluide de masse volumique ρ exprimée en kg/m^3 (dans ce cas l'air) et de vitesse v exprimée en m/s.