



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 335 (2003) 1179–1198



Géosciences de surface

Effets d'amplification du changement d'usage des terres sur le taux de CO₂ atmosphérique

Vincent Gitz^a, Philippe Ciais^{b,*}

^a CIREN–CNRS/EHESS, 45 bis, av. de la Belle-Gabrielle, 94736 Nogent-sur-Marne, France

^b LSCE–CEA/CNRS, Bât. 709, L'Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France

Reçu le 10 février 2003 ; accepté le 13 octobre 2003

Rédigé à l'invitation du Comité éditorial

Résumé

Nous avons construit un modèle afin d'analyser les interactions entre le changement d'usage des terres et la concentration atmosphérique en CO₂, sur la période 1700–2100. Le premier impact de la conversion de forêts en terres agricoles est l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂, à cause de la perte de biomasse et de carbone du sol en faveur de l'atmosphère. Cette augmentation continuera probablement dans les prochaines décennies, en fonction du scénario d'utilisation des terres envisagé. Nous montrons que cet effet de premier ordre est amplifié par la diminution afférente des puits terrestres de carbone, parce que lorsque les cultures remplacent les forêts, le temps de résidence du carbone dans la biosphère décroît, et avec lui la capacité de séquestration de ces écosystèmes. Cet effet d'amplification se traduit par un supplément de CO₂ atmosphérique pouvant atteindre 100 ppm en 2100. Les incertitudes sur l'amplitude d'un tel effet d'amplification sont grandes, car elles intègrent tant les incertitudes sur le fonctionnement (puits ou source) des écosystèmes terrestres dans le futur que les incertitudes inhérentes à la reconstruction des flux de carbone liés au changement d'affectation des terres. Une telle augmentation supplémentaire de CO₂ est toutefois partiellement limitée par le réservoir océanique et par des puits existant dans les écosystèmes primaires non perturbés par l'homme. Ces résultats impliquent que la conservation de forêts primaires, pour lesquelles la productivité primaire nette et les temps de résidence du carbone sont élevés, est une stratégie efficace de mitigation de l'effet de serre. *Pour citer cet article : V. Gitz, P. Ciais, C. R. Geoscience 335 (2003).*

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Amplification effect of changes in land use and concentration of atmospheric CO₂. A model is presented here, which attempts to determine interactions between change in land use and concentration of atmospheric CO₂ over the 1700–2100 period. The main impact of the conversion of forests to agricultural areas is the increase of atmospheric CO₂ because of the losses of biomass and soil carbon in favour of the atmosphere. This raise will probably increase in the next years, correlated with the proportion of cultivated areas. We show here that this first-order effect is amplified by the correlative decrease of terrestrial sinks of CO₂; in fact, as forests are replaced by cultivated parcels, carbon residence time in biosphere decreases, as well as sequestration ability of these ecosystems. This amplification effect leads to an additional increase in atmospheric CO₂, which could reach 100 ppm in 2100. The uncertainties on the range of such an increase are important since they cumulate both

* Auteur correspondant.

Adresses e-mail : gitz@centre-cired.fr (V. Gitz), ciais@lsce.saclay.cea.fr (P. Ciais).

uncertainties on the behaviour (sink or source) of terrestrial ecosystems in the future and inherent uncertainties of the modeling of carbon fluxes linked to changing land uses. . . Such an additional increase in CO₂ is partially limited by the ocean reservoir and by the existing CO₂ sinks in primary non-anthropologically disturbed ecosystems. The results imply that conservation of primary forests, for which primary productivity and carbon time of residence are high, is an efficient strategy for greenhouse-effect mitigation. **To cite this article:** V. Gitz, P. Ciais, C. R. Geoscience 335 (2003).

© 2003 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : changement d'usage des terres ; taux de CO₂ atmosphérique ; biomasse ; cycle du carbone ; deforestation ; modélisation

Keywords : changes in land use; atmospheric CO₂; carbon cycle; biomass; deforestation; modeling

1. Introduction

Il est aujourd'hui établi que les usages des terres et les changements d'usage des terres contribuent fortement aux émissions anthropiques de gaz à effet de serre vers l'atmosphère. Par ailleurs, année après année, la biosphère terrestre et les écosystèmes non perturbés par l'homme se comportent au niveau global comme un puits de carbone, et contribuent ainsi à atténuer l'impact atmosphérique des émissions anthropiques, tant fossiles que liées au changement d'affectation des terres. Se pose donc la question de l'impact quantitatif des changements d'usage des terres sur les flux biosphériques globaux et, *in fine*, sur le niveau de CO₂ atmosphérique, dans le passé récent et pour le futur.

Une telle question impose de rendre compte des mécanismes de transfert du carbone entre les différents réservoirs terrestres lorsqu'un écosystème est perturbé ou « change d'affectation ». Nous avons aussi besoin de déterminer le devenir du CO₂ émis par ces changements, en particulier la fraction réabsorbée par l'océan, par les écosystèmes non perturbés, et celle qui reste dans l'atmosphère. Les changements d'affectation des terres ont une myriade de conséquences locales, socio-économiques et climatiques, mais nous nous focalisons ici sur les seules conséquences au niveau du cycle du carbone. Contrairement aux émissions fossiles, qui sont soumis à des inventaires par la voie des statistiques énergétiques avec une précision de l'ordre de 10%, les estimations actuelles des flux de carbone vers l'atmosphère dus aux changements d'usage des terres sont sujets à de larges incertitudes [21]. Premièrement, ces incertitudes portent sur l'évaluation des surfaces soumises à de tels changements [18,31]. Deuxièmement, sont également sujets à incertitude tant la perte de carbone de la biomasse vers l'at-

mosphère durant la conversion que les flux dits *différés* sur les terres ayant subi une conversion à une date antérieure. Ces derniers flux, liés à l'établissement éventuel d'une végétation secondaire, ou à un changement des réservoirs du sol, s'étalent sur plusieurs années voire plusieurs décades : quand une forêt est convertie vers l'agriculture par exemple, du carbone du sol est réemis vers l'atmosphère avec des constantes de temps de 10 à 30 ans [33]. Une dernière source d'incertitude, bien plus grande encore, est liée à la prospective des surfaces gagnées et perdues par les différents écosystèmes d'ici à 2100.

Des études récentes de modélisation utilisant des modèles de circulation générale (GCMs) ont souligné l'existence de rétroactions positives entre le cycle du carbone et l'évolution du climat. Ces rétroactions induisent des niveaux de CO₂ atmosphériques encore plus élevés : le supplément de concentration atmosphérique lié à la rétroaction du réchauffement climatique sur le cycle du carbone peut atteindre de 80 à 200 ppm en 2100 [7,13,14]. Cependant, ces études, tout comme les projections actuelles de l'IPCC, ont traité les émissions de CO₂ induites par les changements d'usage des terres de manière identique aux émissions fossiles, les deux flux de CO₂ étant injectés dans l'atmosphère depuis un réservoir considéré comme inerte (ne réagissant pas avec le reste du cycle du carbone). De plus, dans les études précitées, la distribution de la végétation était, soit supposée constante dans le temps [14], soit évoluant en réponse au changement climatique [7], mais pas aux usages des terres. En réalité, les changements d'affectation des terres, consistant principalement en la conversion de forêts vers des cultures ou vers des pâturages, réduisent les temps de résidence globaux du carbone dans le système plante-sol, et par conséquent réduisent la capacité de séquestration de la biosphère. On peut donc an-

ticiper le fait que modéliser de manière interactive le changement d'usage des terres avec le cycle du carbone, conduira à amplifier les niveaux futurs de CO₂ par rapport à ceux prédits par des modèles où la végétation est supposée non perturbée.

Notre objectif est de quantifier les impacts des changements d'usage des terres passés et futurs sur la concentration de CO₂ atmosphérique. Nous avons construit un modèle du cycle global du carbone, où les écosystèmes terrestres et l'océan sont traités d'une manière simplifiée et agrégée, comme dans des études précédentes [10,28,34]. La paramétrisation de la biosphère est dérivée d'un modèle plus complexe et à plus haute résolution spatiale. La principale originalité de notre modèle est liée au fait qu'il calcule, à chaque pas de temps, suite au changement d'affectation des terres, les flux de carbone dans les écosystèmes perturbés, et en parallèle, entre l'atmosphère, l'océan et les autres réservoirs terrestres. Ainsi, le modèle offre une description interactive et cohérente des changements d'usage des terres avec le cycle global du carbone.

Nous regardons particulièrement le fait que la déforestation [31] cause tant une augmentation directe et indirecte du taux de CO₂ atmosphérique, mais qu'elle contribue aussi, indirectement, à stimuler l'absorption de CO₂ par les forêts primaires, ainsi que par les océans. Dans la suite, nous donnons une description de notre modèle du cycle global du carbone et de son module de flux terrestres. Nous forçons ensuite ce modèle par les émissions fossiles prescrites et les données historiques des surfaces soumises à changement d'usage des terres, de manière à calculer l'augmentation du CO₂ atmosphérique entre 1700 et le présent. Ces résultats sont confrontés à l'augmentation observée du CO₂ atmosphérique. Finalement, nous calculons les trajectoires futures de CO₂ atmosphérique pour quatre scénarios de référence de l'IPCC, et évaluons la contribution propre au changement d'usage des terres à la date 2100. Quelques tests de sensibilité sont ensuite effectués par rapport aux principaux paramètres du modèle, de manière à tirer des conclusions plus générales.

2. Méthodes

2.1. Description du modèle de cycle du carbone

Notre modèle du cycle global du carbone consiste (i) en une forme réduite du modèle océanique pour

quantifier les échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère, basé sur une fonction de réponse à couche-mixte [23] (voir Annexe A pour le formalisme), et (ii) en un modèle du cycle terrestre du carbone pour rendre compte des différents flux entre l'atmosphère et la biosphère.

2.1.1. Carte de végétation et cycle terrestre

La distribution de végétation globale dans notre modèle est basée sur une carte de végétation simplifiée. Quatre régions mondiales sont définies comme dans le troisième rapport de l'IPCC (IPCC-TAR) : OCDE-1990, REF, ASIE, ALM (Fig. 1). Chaque région est à son tour divisée en trois zones climatiques (tempérée, tropicale, boréale), à l'intérieur desquelles trois biomes sont définis : forêts, terres agricoles et prairies, ainsi que des écosystèmes en transitions entre ces biomes. Dans un tel schéma, paturages (créés par l'homme) et prairies définissent un seul et même biome. Les déserts chauds et glacés sont exclus du modèle. Les différentes caractéristiques biophysiques des biomes, et leur distribution pré-industrielle dans chaque région, sont spécifiées à partir du modèle biosphérique CASA-SLAVE [11,12].

Sur chaque biome j , d'aire s_j , nous définissons un réservoir de biomasse $B_j(t)$ et un réservoir de carbone du sol $S_j(t)$. En absence de changement d'usage des terres, l'évolution de la biomasse, dans le pas de temps d'une année est :

$$B_j(t+1) - B_j(t) = \eta_j(t)s_j - \mu_j B_j(t) \quad (1)$$

où la mortalité de la biomasse est supposée être une fraction constante μ_j de la biomasse sur pied et la productivité primaire nette (NPP) η_j est fonction de la concentration de CO₂ atmosphérique $C(t)$:

$$\eta_j(t) = \eta_j^{t=0} \left(1 + \beta \log \frac{C(t)}{C(0)} \right) \quad (2)$$

La facteur β , identique pour tous les biomes, sera fixé à $\beta = 0,4$, de manière à ce que le rythme moyen d'augmentation du CO₂ atmosphérique calculé par le modèle soit égal au rythme observé pour les années 1980–2000. En l'absence de changement d'usage des terres, la dynamique du réservoir de carbone du sol est donnée par l'équation suivante, où la respiration hétérotrophe est définie comme une fraction δ_j du réservoir de carbone du sol :

$$S_j(t+1) - S_j(t) = \mu_j B_j(t) - \delta_j S_j(t) \quad (3)$$

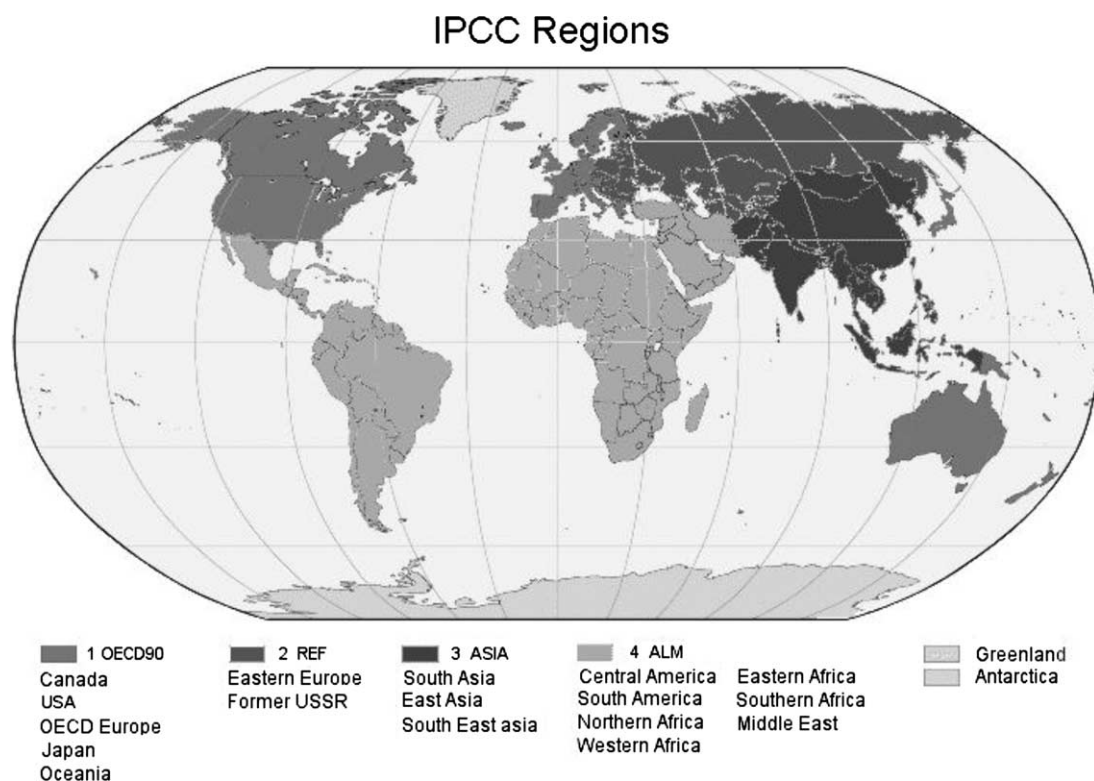


Fig. 1. Régions mondiales définies par l'IPCC. Source : [4].

Fig. 1. World areas defined by IPCC (from [4]).

Parce que nous voulons évaluer séparément le rôle des usages des terres, nous avons supposé un climat constant, ignorant ainsi la réponse de la respiration hétérotrophe et de la productivité primaire nette à une variation de température [6,8].

Pour chaque biome, propre à une région et à un type climatique précis, les trois paramètres biophysiques (η , μ , δ) sont obtenus par moyenne géographique des paramètres équivalents du modèle à point de grille CASA–SLAVE. Ce dernier ne présentant pas de biome agricole, la NPP des terres agricoles dans notre modèle a été fixée partout à la valeur moyenne mondiale déterminée par Goudriaan et al. [16] à partir de statistiques agricoles ($334 \text{ g/m}^2/\text{an}$). L'utilisation de valeurs distinctes pour la NPP des cultures régionales aurait nécessité de connaître le type de culture concerné par les transitions, ce qui n'est pas documenté chez [19]. Toutefois, ceci n'aurait pas changé grandement les résultats, car Goudriaan et al. [16] ont reporté des différences inférieures à 20% parmi la NPP

des sept plus grands types de cultures mondiaux, représentant 81% de la surface récoltée. Nous avons supposé que 70% de la production agricole était oxydée dans l'année, les 30% restants étant délivrés au réservoir du sol. Le temps de résidence δ^{-1} du carbone dans le sol (Éq. (3)), est un des paramètres parmi les plus incertains, en raison de l'hétérogénéité de ce réservoir. Le taux de respiration hétérotrophe δ des sols agricoles a été fixé égal à celui des prairies, tiré de CASA–SLAVE. Cette hypothèse donne donc une valeur raisonnable de δ^{-1} pour les terres en culture, de l'ordre de 10–20 ans, en accord avec la littérature [1, 2,17].

La donnée des paramètres biophysiques détermine les stocks de carbone pré-industriels, correspondant à un équilibre (Éqs. (1)–(3)) du système plante–sol avec une concentration atmosphérique stabilisée à 280 ppmv. Le modèle agrégé et le modèle original CASA–SLAVE diffèrent par moins de 10% au niveau régional, et par moins de 5% pour les stocks

Tableau 1

Correspondance entre (a) biomes dans notre modèle et dans CASA–SLAVE, (b) conversions entre biomes dans notre modèle et chez Houghton [18–21], et (c) zones géographiques dans notre modèle et chez Houghton [18–21]

Table 1

Correspondence between (a) biomes in our model and in CASA–SLAVE, (b) conversion between biomes in our models and in [18–21], (c) geographic areas in our models and in [18–21]

(a) <i>Biomes</i>	
<i>Modèle</i>	<i>CASA–SLAVE</i>
forêts tempérées	forêts décidues
forêts boréales	forêts de conifères
forêts tropicales	forêts tropicales saisonnières et sempervirentes
prairies tempérées	prairies C3
toundra	toundra
prairies tropicales	prairies C4 et savanes
(b) <i>Conversions entre biomes</i>	
<i>Modèle</i>	<i>Houghton (appellation dépendant de la région)</i>
forêts tempérées vers cultures tempérées	forêts tempérées sempervirentes/décidues/ à feuilles larges forêts de conifères tropicales: déforestation vers l'agriculture
prairies tempérées vers forêts tempérées	abandon vers forêts tempérées
forêts boréales vers cultures	déforestation de forêts boréales vers l'agriculture
toundra vers forêts boréales	abandon vers forêts boréales
forêts tropicales vers cultures tropicales	déforestation de forêts tropicales humides/ouvertes/fermées/saisonnières/équatoriales
afforestation de prairies/savannes tropicales	plantation de forêts tropicales saisonnières
(c) <i>Régions</i>	
<i>Modèle</i>	<i>Houghton</i>
OCDE 90	Canada, États-Unis, Europe, région développée du Pacifique
ASIE	Chine, Mongolie, Asie du Sud et du Sud-Est
REF	Ex-URSS
ALM	Amérique du Sud et centrale, Amérique du Nord, Moyen Orient, Afrique tropicale

globaux (Annexe B), et sont proches dans leur valeur de productivité nette globale à l'état pré-industriel (58 GtC/an pour notre modèle contre 61 GtC/an pour CASA–SLAVE).

2.1.2. Module d'usage des terres

Chaque année, dans chaque région et à l'intérieur de chaque zone climatique, la déforestation cause une augmentation des surfaces cultivées au détriment des forêts, et l'abandon de terres agricoles réduit les surfaces de prairies en faveur des surfaces en forêt. Le modèle est forcé par les données annuelles de conversions de surfaces, pour ces deux transitions. Pour la période historique, les données publiées par Houghton et Hackler [20] ont été agrégées à notre niveau de définition des biomes et régions, comme montré dans le Tableau 1.

Le module calculant les flux liés au changement d'affectation des terres définit des cohortes de classes

d'âge croissantes après chaque perturbation, de manière à garder la trace des écosystèmes convertis, année après année, et à calculer les flux immédiats et différés qui en résultent. Suite à une conversion de forêt vers l'agriculture, une fraction de la biomasse sur pied est oxydée dans l'année, une partie est dirigée vers le sol, et le reste, est récolté sous forme de produits du bois de différentes durées de vie. Les coefficients de répartition de la biomasse détruite entre ces réservoirs varient selon les régions et les biomes forestiers, suivant la spécification de Houghton et Hackler [20], selon laquelle, typiquement, près de 30% de la biomasse sur pied va dans les réservoirs de produits du bois après déforestation. Une terre nouvellement convertie se voit assignée les paramètres biophysiques (η , μ , δ) correspondant au nouveau biome. La source liée au changement d'usage des terres est définie comme la somme (*i*) des pertes immédiates de carbone de la végétation touchée, (*ii*) des flux nets vers

l'atmosphère sur les surfaces en transition et (iii) des flux vers l'atmosphère provenant de l'oxydation des produits du bois. Les détails du calcul sont donnés dans l'Annexe C.

Du fait des incertitudes sur le devenir du carbone sur les terres en pâturage, très lié à des questions de gestion agricole (récolte de fourrage, charge en bétail, abandon des pâturages), dont le traitement est particulièrement difficile à notre niveau agrégé, nous avons décidé de ne pas inclure, dans cette analyse, la conversion des forêts vers les pâturages. Des simulations incluant ce type de conversion, qui touche principalement l'Amérique latine, conduisent à des émissions liées au changement d'usage des terres jusqu'à 30% plus élevées que celle de la Fig. 2a, pour la période historique, et à un effet d'amplification jusqu'à 30% plus élevé en 2100 [15].

La gestion forestière et les cultures itinérantes, présentes dans le modèle de Houghton, n'ont pas été prises en compte par simplicité : étant de façon permanente compensées par la repousse, nous avons supposé qu'elles n'induisent pas un grand flux net de ou vers l'atmosphère.

2.2. Validation du modèle

2.2.1. Source liée au changement d'usage des terres

Sur la période historique, le flux modélisé lié au changement d'usage des terres est comparé à celui trouvé par Houghton. Les deux modèles sont forcés par les mêmes changements d'aires (Fig. 2), mais calculent indépendamment des flux de CO₂ (Fig. 2). Globalement, ces deux flux sont en bon accord au niveau global, avec un écart maximal inférieur à 0,2 GtC/an sur l'intervalle 1700–1990 (Fig. 2a). Une telle différence est nettement inférieure à la marge d'incertitude sur la reconstruction de la source liée au changement d'affectation des terres, évaluée à 30% selon Houghton. Au niveau régional, notre modèle sous-estime systématiquement, d'environ 0,3 GtC/an, la source dans les régions à dominante tempérée (OCDE + REF) entre 1700 et 1960, mais surestime d'une quantité équivalente la source dans les zones à dominante tropicale (ASIE + ALM), comme le montre la Fig. 2b et c. Ces écarts sont directement liés aux différents contenus en carbone des biomes à l'équilibre dans les deux modèles.

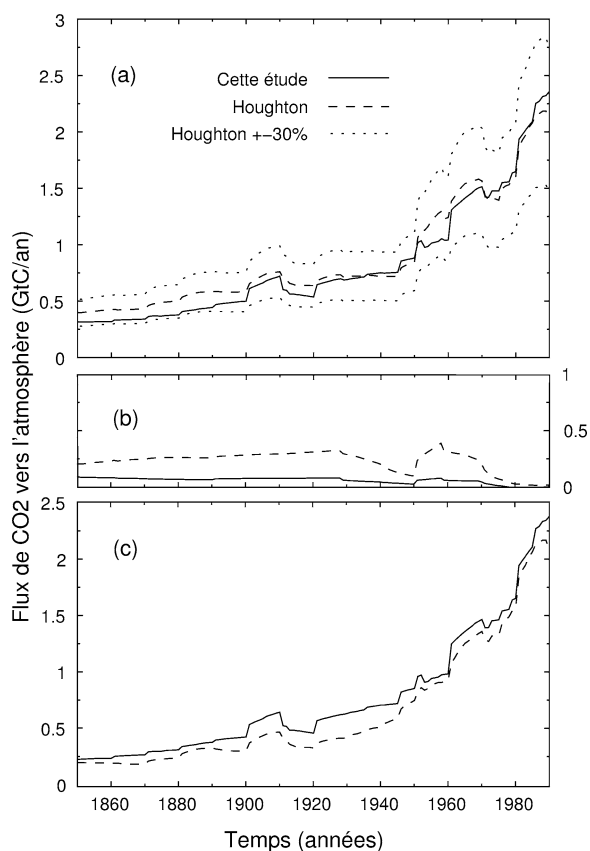


Fig. 2. Flux net de CO₂ vers l'atmosphère, lié au changement d'utilisation des terres comparé à celui de Houghton et Hackler [20]. (a) Flux global; (b) régions OCDE et REF à dominante tempérée; (c) régions ASIE et ALM à dominante tropicale.

Fig. 2. Net CO₂ flux toward atmosphere connected to changing land use as compared to that of Houghton and Hackler [20]. (a) Global flux; (b) OCDE and REF regions; (c) ASIA and ALM regions.

2.2.2. Composants du bilan carbone sur la période historique

Le modèle, forcé par les émissions de CO₂ d'origine fossile (en GtC/an) et par les changements d'aires spécifiés par Houghton (en ha/an), calcule (i) la source nette liée au changement d'usage des terres, (ii) la séquestration de carbone liée au délai temporel entre l'augmentation de la productivité primaire nette et celle de la respiration hétérotrophe sur les écosystèmes non perturbés (iii) le puits océanique et (iv) la concentration atmosphérique de CO₂ résultante. La Fig. 3 montre l'évolution temporelle de ces composants du bilan carbone sur la période 1700–1990.

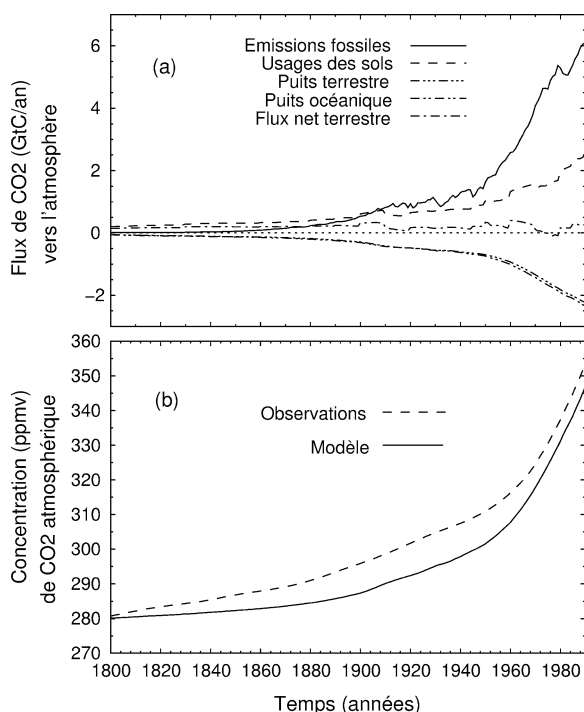


Fig. 3. (a) Changements du bilan carbone : période historique (par convention les sources sont positives et les puits sont négatifs) et (b) concentration atmosphérique en CO_2 résultante pour la période 1800–1990.

Fig. 3. (a) Changes in carbon balance: historical period (sources are conventionally positive and sinks are negative); (b) resulting CO_2 atmospheric concentration over the 1800–1990 period.

L'augmentation modélisée du CO_2 atmosphérique entre 1700 et 1990 est de 73,7 ppm, proche des observations (75,4 ppm). Ce résultat dépend de la calibration du facteur $\beta = 0,4$ dans l'Éq. (2). L'accord en concentration entre la sortie du modèle et les observations est cependant moins bon entre 1800 et 1970, période durant laquelle le modèle sous-estime le contenu atmosphérique d'environ 10 ppm. Mais il a été démontré que l'utilisation d'une valeur unique de β rend difficile la reproduction de la courbure de la courbe traçant l'évolution historique de la concentration atmosphérique en CO_2 [11,12]. La fertilisation par le CO_2 n'est en effet pas le seul phénomène susceptible d'avoir une influence sur la productivité primaire nette d'un écosystème : les redépôts d'azote sur les continents industrialisés et la variabilité climatique peuvent aussi contribuer à moduler la séquestration de carbone dans la biosphère

terrestre [5]. Des études de modélisation récentes [25] indiquent que les effets des trajectoires climatiques et de leur variabilité durant le siècle passé sont peu clairs : selon le modèle de biosphère utilisé, ces effets se traduisent, soit par un puits, soit par une source de carbone additionnelle vers l'atmosphère. De la même manière, une variation de la circulation océanique entre 1800 et 1970, non prise en compte dans le modèle, peut expliquer la différence de courbure. Il est aussi finalement possible que tant les calculs de Houghton que les nôtres pour l'estimation de la source liée au changement d'usage des terres conduisent à la sous-estimer sur la période 1800–1970, ce que de nouvelles estimations faites par Houghton [19] et House et al. [22] suggèrent.

Le Tableau 2 compare le bilan carbone pour la décennie 1980 telle que calculé par le modèle avec les estimations de l'IPCC-TAR [27]. La biosphère est presque neutre (source de 0,21 GtC/an), indiquant que les émissions dues au changement d'usage des terres sont approximativement compensées par une séquestration dans la biosphère à d'autres endroits. Ce résultat est en accord avec l'IPCC-TAR pour les années 1980, mais pas pour les années 1990, durant lesquelles la biosphère s'avère en réalité être un puits plus fort [27]. En fait, le renforcement observé des puits terrestres dans les années 1990 est la conséquence d'effets de variabilité climatique, liés notamment au refroidissement de l'hémisphère nord par l'éruption du mont Pinatubo en 1991 [9], un effet qui n'est pas présent dans notre modèle. Concernant les bilans cumulés, notre modèle donne des changements de stocks depuis l'ère préindustrielle, en très bon accord avec ceux du rapport spécial de l'IPCC sur les changements d'affectation des terres et la foresterie [3], restant dans leurs « barres d'erreur », un résultat qui est bien sûr dépendant de notre paramétrisation du facteur β .

2.3. Scénarios futurs d'usage des terres

Pour la période 1990–2100, plusieurs modèles simplifiés climat-carbone-économie, appelés modèles d'évaluation intégrée, ont été comparés et rapportés dans le rapport spécial de l'IPCC sur les scénarios d'émission [26]. Nous avons forcé notre modèle avec les émissions fossiles (GtC/an) et les changements d'aires (ha/an) prédits selon le modèle IMAGE 2.2 [4], pour les scénarios IPCC A1F, A2, B1, B2, pour les

Tableau 2

Bilan carbone moyen pour la décennie 1980 (gauche) et bilan cumulé sur la période 1850–1998 (droite) dans notre modèle et selon les estimations de l'IPCC–TAR et l'IPCC–SRLULUCF. Convention : les sources sont positives et les puits sont négatifs

Table 2

Average carbon balance for the 1980-decade (left) and cumulated balance for the 1850–1998 period (right) in our model and according to the estimations of IPCC–TAR and IPCC–SRLULUCF. Conventionally, sources are positive and sinks are negative

	Flux moyens 1980–1989 (GtC/an)		Bilan cumulé 1850–1998 (GtC)	
	Modèle	IPCC–TAR	Modèle	IPCC–SRLULUCF
Augmentation du CO ₂ atmosphérique	3,24	3,3 ± 0,1	157	160
Émissions fossiles	5,45	5,4 ± 0,3	269	270 ± 30
Puits océanique	–2,01	–1,9 ± 0,6	–116	–120 ± 50
Source terrestre	0,21	–0,2 ± 0,7	29	26 ± 60
<i>répartie comme suit</i>				
Changement d'affectation des terres	2,22	1,7 (0,6 à 2,5)	139	136 ± 55
Puits terrestre	–2,00	–1,9 (–3,8 à 0,3)	–110	–110 ± 80

quatre régions considérées, à notre niveau d'aggrégation des biomes.

Il faut noter que les scénarios produits par IMAGE 2.2 résultent déjà d'une approche intégrée et que les variations de surface peuvent comporter une part due au changement climatique. Cette part est certainement marginale par rapport à celle due à l'homme, étant donné l'évolution corrélée des surfaces forestières et agricoles dans les scénarios.

3. Résultats

Notre approche de modélisation permet de quantifier les effets du changement d'usage des terres sur le taux de CO₂ atmosphérique. Tout comme pour la combustion d'énergie fossile, l'impact évident de tels changements d'affectation des terres est d'augmenter le niveau de CO₂ atmosphérique, étant donné la perte de biomasse forestière et du carbone du sol, lorsque des cultures sont progressivement établies sur d'anciennes forêts. Nous montrons ici qu'un effet additionnel est présent, que nous appelons « amplificateur », qui conduit à une augmentation *supplémentaire* du CO₂, parce que la conversion de forêts en cultures a aussi pour conséquence de diminuer la capacité de séquestration de la biosphère, en diminuant le temps de résidence moyen du carbone. Finalement, cette augmentation *additionnelle* est limitée, parce que toute augmentation *supplémentaire* du carbone atmosphérique résultant de cet effet « d'amplificateur » stimule pour sa part la séquestration de carbone par les océans

et les écosystèmes non perturbés sujets à la fertilisation par le CO₂.

Afin de quantifier l'effet d'amplification, nous avons effectué trois simulations pour la période 1700–2100 pour différents scénarios futurs d'émissions fossiles et de changement d'usage des terres. La première expérience, appelée E1, est une simulation standard du modèle, où les changements d'affectation des terres modifient la distribution de la végétation primaire, et où les flux sur les surfaces perturbées sont calculés interactivement avec les puits biosphériques sur les écosystèmes restants. Ainsi, l'expérience E1 contient tous les effets. La seconde expérience, E2, enlève l'effet lié à la réduction des temps de résidence présente dans E1. Dans E2, une source « changement d'usage des terres » identique à celle de E1 est injectée dans l'atmosphère, la distribution des biomes étant maintenue à son état d'origine préindustriel. En d'autres mots, dans E2, les émissions du changement d'usage des terres sont traitées comme des émissions fossiles, comme dans les calculs de l'IPCC–TAR. On peut anticiper le fait que, dans E2, les écosystèmes terrestres sont plus efficaces à absorber le CO₂ que dans E1, de telle façon que, in fine, la concentration atmosphérique en CO₂ sera moindre. La troisième expérience, appelée E3, enlève la partie additionnelle des puits liée à l'augmentation *supplémentaire* du CO₂ atmosphérique dans E1, *due au traitement interactif du changement d'usage des terres*. Dans E3, le changement d'usage des terres prend place interactivement comme dans E1, mais l'océan et la biosphère terrestre fonctionnent *comme si* la trajectoire atmosphérique était

celle de E2. On peut donc anticiper le fait que, dans E3, la concentration atmosphérique en CO₂ sera la plus élevée de toutes.

La différence (E1) – (E2) rend compte de l'effet net d'amplification lié au changement d'usage des terres : elle montre comment la courbe de concentration atmosphérique en CO₂ de E2 est modifiée, lorsqu'on inclut le traitement interactif du changement d'usage des terres. La différence (E3) – (E2) évalue la borne supérieure de la sous-estimation du CO₂ atmosphérique futur calculé comme dans l'IPCC-TAR, lorsque l'on écarte l'action stabilisatrice des puits océaniques et terrestres à l'intérieur de l'amplificateur.

3.1. Effet d'amplification pour le scénario IPCC A2

Nous nous proposons ici d'analyser les effets pour un scénario futur (A2) de l'IPCC, avec des changements d'aires donnés par le modèle IMAGE 2.2 [4]. Le scénario A2 reflète un monde hétérogène avec de grandes disparités régionales de revenu et une forte croissance démographique dans certaines régions, conduisant à une plus forte exploitation des ressources naturelles que dans d'autres scénarios de l'IPCC [26]. Ce scénario prédit une perte de surface forestière de 1180 millions d'hectares (Mha) entre 1990 et 2100, à comparer aux 929 Mha déjà perdus entre 1700 et 1990 selon Houghton.

Pour le scénario A2, la concentration atmosphérique en CO₂ atteint 882 ppm en 2100 dans l'expérience « standard » (E1), soit 46 ppm de plus que dans E2, où le changement d'usage des terres est traité comme une « source externe » de même nature que les énergies fossiles, et où la biosphère terrestre est maintenue à son état préindustriel. D'un autre côté, dans l'expérience E3, la concentration atmosphérique en CO₂ en 2100 est plus élevée de 22 ppm par rapport à E1 (Fig. 4).

3.1.1. Effet d'amplification net

L'effet d'amplification (E1) – (E2) constaté sur la Fig. 4 se traduit par la présence de 98 GtC supplémentaires dans l'atmosphère en 2100. Ce surplus s'explique par un puits biosphérique 24% plus faible dans E1 (de 125 GtC sur la période 1700–2100), malgré un puits océanique plus fort dans E1 (de 27 GtC sur la même période). Le temps de résidence du carbone dans la biosphère (34,3 ans en 1700), est réduit à 30,0

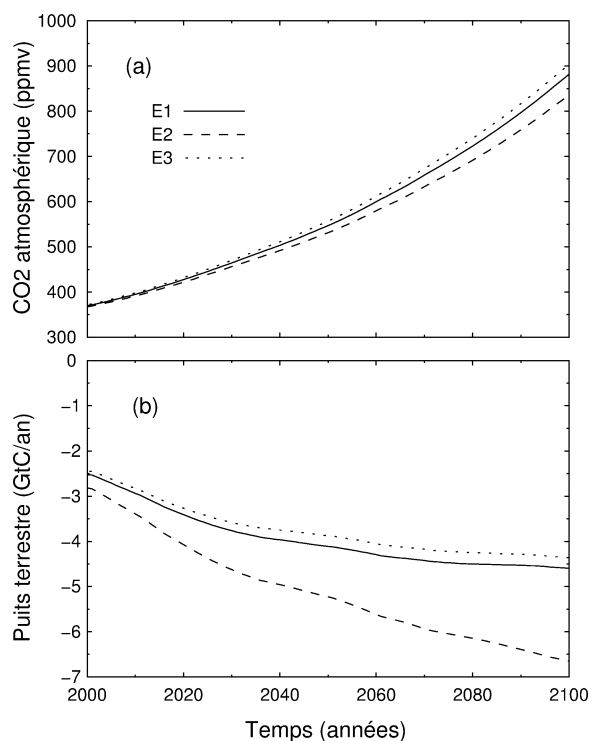


Fig. 4. (a) Effets d'amplification lié au changement d'affectation des terres sur les taux futurs de CO₂ atmosphérique. (b) Puits terrestre sur les écosystèmes primaires dans les expériences E1–E2–E3 avec les changements d'aires et les émissions fossiles du scénario IPCC A2.

Fig. 4. (a) Amplification effects connected to changing land-use upon future atmospheric CO₂ contents; (b) terrestrial sink on primary ecosystems in the E1–E2–E3 experimentations, given prescribed land-use area change and fossil emissions from IPCC A2 scenario.

ans en 2100 dans l'expérience E1, alors qu'il passe à 34,9 ans dans E2. La proportion de carbone dans la biomasse relative au total du carbone terrestre (36,0% en 1700) diminue jusqu'à 32,0% en 2100 dans E1, principalement, parce que les cultures agricoles ne permettent pas la constitution de stocks importants de biomasse. Dans E2, cette fraction au contraire est portée à 37,3% en 2100. Au niveau global, dans E1 comparativement à E2, il y a donc moins de carbone dans la végétation, et ce carbone y réside moins longtemps. Le Tableau 3 résume le bilan carbone de l'atmosphère, de l'océan et des différents biomes pour les trois expériences.

Comme attendu, les forêts tropicales bénéficient le plus d'être préservées : celles-ci rendent compte

Tableau 3

Flux cumulés (1700–2100) pour les trois expériences de modélisation décrites dans le texte, pour le scénario IPCC A2. Dans l'expérience E2, les émissions liées au changement d'affectation des terres sont traitées comme des émissions fossiles, et sont donc incluses dans les totaux fossiles. Convention : les sources sont positives, les puits sont négatifs

Table 3

(1700–2100) cumulated fluxes for the three tentative models as described in the text for the IPCC A2 scenario. In E2, emissions connected to changing land use are handled as fossil emissions and thus are included in fossil totals. Conventionally, sources are positive and sinks are negative

	E1	E2	E3	E1 – E2	E1 – E3
Augmentation du CO ₂ atmosphérique	1282	1184	1328	98	–46
Emissions fossiles	1936	2478	1936	–542	0
Puits océanique	–658	–632	–632	–27	–27
Flux terre–air	22	–645	44	668	–23
<i>réparti comme suit:</i>					
Changement d'affectation des terres	543	0	542	543	1
Puits terrestre	–520	–645	–498	125	–22
<i>réparti comme suit:</i>					
Forêts tempérées	–146	–168	–140	+21,7	–6,5
Forêts boréales	–85	–82	–81	–3,2	–3,0
Forêts tropicales	–82	–193	–79	+110,5	–0,5
Prairies tempérées	–28	–31	–26	+3,2	–3,9
Toundra	–10,2	–9,8	–9,8	–0,4	–1,2
Prairies tropicales	–169	–162	–161	–7,1	–7,7

pour 110 GtC du puits terrestre cumulé supplémentaire dans E2 (22 GtC seulement pour les forêts tempérées). De manière intéressante, les forêts boréales, non perturbées par le changement d'usage des terres, sont moins efficaces à absorber le carbone dans E2 que dans E1, du fait d'un taux réduit de concentration atmosphérique en CO₂.

Globalement, sur la période 1700–2100, le flux net terre–air (cumulé +22 GtC dans E1, –102 GtC dans E2), somme de la source liée au changement d'usage des terres et des puits à d'autres endroits, est nettement inférieur au puits océanique net (658 GtC dans E1, 632 GtC dans E2).

3.1.2. Effet d'amplification maximal

Dans E1, comparativement à E2, la biosphère terrestre « primaire » est progressivement pillée, mais la partie restante et les océans sont, de leur côté, stimulés par le CO₂ atmosphérique. La différence (E3) – (E1) quantifie ce rôle compensateur des puits à l'intérieur de l'effet d'amplification net. Dans E3, tout se passe comme dans E1, à l'exception du fait que l'océan et la biosphère terrestre réagissent à une concentration « virtuelle » de CO₂, qui est celle de E2. Donc, dans E3, la biosphère ne profite pas du surplus de CO₂ atmosphérique trouvé en E1, *lié au traitement interac-*

tif de l'usage des terres. En termes de flux cumulés, ceci se traduit par un surplus de 23 GtC séquestré dans les écosystèmes terrestres dans E1 par rapport à E3. Le puits océanique dans E3 est lui égal à celui de E2, étant calculé sur la même trajectoire de concentration atmosphérique en CO₂. E3 – E2 rapporte la valeur maximale de l'effet d'amplification, égale à 68 ppm en 2100. Traiter les émissions du changement d'affectation des terres de manière identique aux émissions fossiles peut conduire à sous-estimer de ce montant les concentrations atmosphériques, lorsque le cycle du carbone évolue à climat constant.

3.2. Effet pour les quatre scénarios IPCC

Nous comparons maintenant l'effet d'amplification du changement d'usage des terres sur le CO₂ atmosphérique, pour quatre scénarios contrastés de l'IPCC : A1F, A2, B1, B2 (Tableau 4). Les scénarios d'émissions sont reportés sur la Fig. 5 avec nos calculs de la source liée au changement d'usage des terres. A1F possède la plus grande source fossile cumulée sur la période 1700–2100 (2298 GtC), à l'opposé de B1 (1212 GtC). Du côté du changement d'affectation des terres, A2 est le scénario le plus fort (source cumulée de 543 GtC) et B1 le plus faible (62 GtC). Pour

Tableau 4

(a) Budget carbone cumulé incluant les effets d'amplification (E1) pour les quatre scénarios IPCC considérés. (b) Amplitude de l'effet d'amplification

Table 4

(a) Cumulated carbon budget including the amplification effects for the four IPCC scenarios considered. (b) Range of amplification effect

	A1F	A2	B1	B2
Évolution des surfaces forestières (10 ⁶ ha)	25	–1909	413	–527
(a) Flux cumulés (GtC) 1700–2100 pour l'expérience E1				
Augmentation du CO ₂ atmosphérique	1197	1282	472	703
Émissions fossiles	2298	1936	1212	1382
Puits océanique	–649	–658	–446	–527
Flux terre–air	–440	22	–294	–148
<i>réparti comme suit:</i>				
Changement d'affectation des terres	117	543	62	271
Puits terrestre	–557	–520	–356	–420
(b) Effet d'amplification (ppm) en 2100				
CO ₂ atmosphérique en 2100 (ppm)	842	882	500	609
Différence E3 – E2 (ppm)	51	68	28	40
Différence E3 – E1 (ppm)	19	22	15	18
Amplification nette E1 – E2 (ppm)	32	46	13	22

tous les scénarios, le niveau maximum du CO₂ atmosphérique est atteint en 2100, allant de 500 ppm pour B1 à 882 ppm pour A2. Ces chiffres reflètent avant tout les hypothèses de consommation d'énergie fossile des différents scénarios. L'effet d'amplification net (E1) – (E2) est le plus fort pour A2 (46 ppm), le plus faible pour B1 (13 ppm). La diminution relative du puits terrestre cumulé (E1 – E2)/E1 varie de –12 à –24% selon les scénarios.

Tous les scénarios, sauf A2, présentent la particularité d'arrêter la déforestation vers 2030 (Fig. 5d), les changements d'usage des terres induisant un puits net après cette date (Fig. 5b), lié aux reboisements. Dans chaque scénario, le puits terrestre sur les écosystèmes primaires sature vers la fin du XXI^e siècle, et diminue même pour A2, parce que l'augmentation du CO₂ atmosphérique décroît CO₂ (Éqs. (1)–(3)). Bien que comportant l'établissement de plantations massives, le scénario A1F présente un effet d'amplification de 32 ppm : ceci est dû au fait que les programmes de reboisement de ce scénario ne sont pas encore significatifs lorsque le taux de croissance du CO₂ atmosphérique est à son maximum, instant où la présence de forêts est la plus profitable pour l'atmosphère. En d'autres termes, pour que l'effet d'amplification soit amoindri par des reboisements, ces derniers doivent

s'effectuer relativement tôt, avant que le signal atmosphérique ne soit important.

Dans tous les cas, l'effet d'amplification apparaît de manière tardive (Fig. 5). En effet, son amplitude dépend avant tout du signal atmosphérique : c'est seulement quand le taux de CO₂ atmosphérique commence à augmenter de manière significative qu'il s'avère préférable, pour limiter l'effet de serre, d'avoir conservé des forêts primaires (E2) plutôt que de les avoir déforestées (E1). Cet avantage, lié à la préservation de forêts primaires, sera conservé dans le futur, tant que le CO₂ continue d'augmenter ou tant que des programmes de boisement précoce ne sont pas implémentés. En résumé, les effets indirects du changement d'affectation des terres sont premièrement sensibles au taux d'augmentation du CO₂ atmosphérique, puis à l'état initial de la biosphère quand ce signal atmosphérique apparaît, enfin aux changements d'affectation futurs qui peuvent restreindre ou élargir le puits terrestre.

3.3. Non-équivalence atmosphérique des émissions fossiles et des émissions liées au changement d'affectation des terres

Le fait que le changement d'usage des terres amplifie la concentration atmosphérique en CO₂ signifie

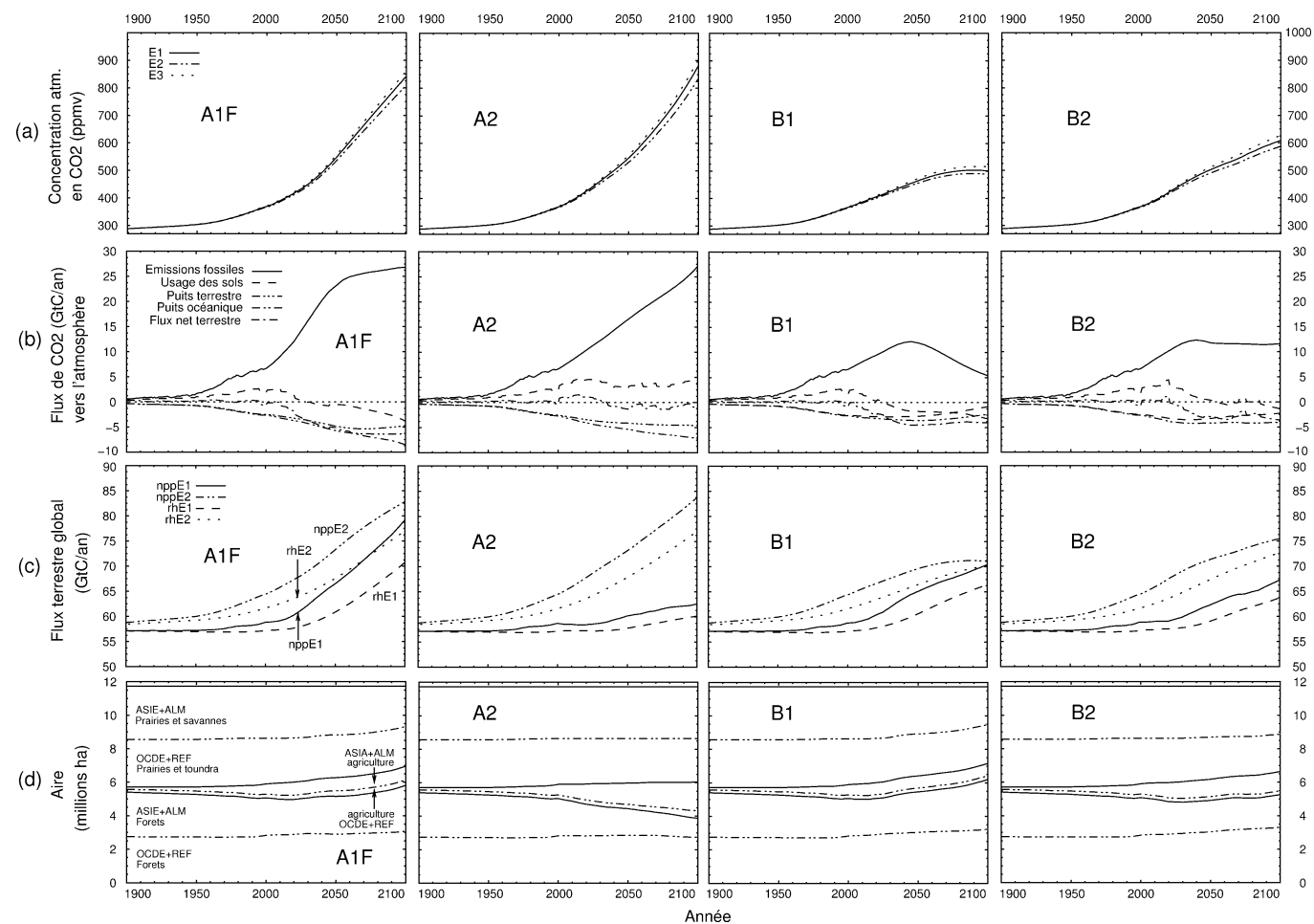


Fig. 5. (a) Trajectoires futures de CO₂ atmosphérique dans les expériences E1–E2–E3, pour les quatre scénarios IPCC. (b) Flux correspondants vers l'atmosphère. (c) Productivité primaire nette et respiration hétérotrophe dans E1 et E2. (d) Évolution des surfaces des biomes.

Fig. 5. (a) Future paths of atmospheric CO₂ in the E1–E2–E3 experimentations of the four IPCC scenarios. (b) Corresponding fluxes toward atmosphere. (c) Net primary productivity and heterotroph breathing in E1 and E2. (d) Evolution of biomes' areas.

Tableau 5

Contribution du changement d'affectation des terres à l'augmentation du CO₂ atmosphérique. Cette contribution (ligne 3) est définie comme la différence de contenu atmosphérique en 2100 entre la simulation « standard » E1 (ligne 1) et une simulation où les changements d'affectation des terres n'ont pas lieu (ligne 2). La contribution « équivalent-fossile » (ligne 4) est égale à l'augmentation atmosphérique du CO₂ dans E1, que multiplie la part des émissions cumulées liées au changement d'affectation des terres dans le total des émissions cumulées anthropiques

Table 5

Contribution of changing assignment of lands to the increase of atmospheric CO₂. This contribution (line 3) is defined as the content difference in 2100 between the 'standard' E1 simulation and a simulation in which the changing land assignments do not occur (line 2). The 'fossil-equivalent' contribution (line 4) is equal to atmospheric CO₂ increase in E1, multiplied by the part of the cumulated emissions connected to changing land assignment in the total of anthropic cumulated emissions

	A1F	A2	B1	B2
Augmentation du CO ₂ atmosphérique 2100–1700 (E1)	564	604	222	331
Augmentation du CO ₂ atmosphérique 2100–1700 sans changement d'affectation des terres	518	423	212	261
Contribution du changement d'affectation des terres	46	181	11	70
Contribution « équivalent fossile » du changement d'affectation des terres (E1)	27	132	10	54

qu'une GtC émise via des changements d'affectation des terres contribue plus à l'augmentation du CO₂ atmosphérique qu'une GtC de CO₂ émise via les énergies fossiles. Cette contribution supplémentaire peut atteindre 70% pour A1F (Tableau 5). Vu sous un autre angle, les changements d'usage des terres conduisent à augmenter la fraction des émissions fossiles destinées à rester à terme dans l'atmosphère. Cette fraction est de 6 à 8% plus grande quand les effets indirects du changement d'affectation des terres sont pris en compte (E1) que lorsqu'ils ne le sont pas (E2). Un tel effet ne peut pas apparaître dans les modèles qui considèrent la biosphère non perturbée dans sa capacité de séquestration, et qui, de ce fait, traitent les émissions nettes issues de la végétation et du sol comme des émissions fossiles. Ceci montre l'importance d'une approche intégrée pour traiter des conséquences atmosphériques du changement d'affectation des terres : si, en effet, l'amplificateur (46 ppm pour A2) peut paraître faible vis-à-vis de l'augmentation totale du CO₂ atmosphérique (602 ppm), il ne l'est pas en regard de la contribution globale du changement d'affectation des terres à cette augmentation (181 ppm, amplificateur compris).

3.4. Analyse de sensibilité (scénario A2)

D'une manière générale, un écosystème se comporte comme un puits de carbone, si les flux sortants par respiration hétérotrophe sont inférieurs aux flux entrants par photosynthèse. Or, en première approximation, la respiration hétérotrophe à un instant t donné

est égale à la NPP produite à l'instant $t - \tau$, si τ est le temps de résidence du carbone dans l'écosystème. Lorsque la NPP augmente, par exemple en réponse à l'augmentation du CO₂ atmosphérique, la respiration hétérotrophe augmente, mais avec un temps de retard : un tel déséquilibre des flux de photosynthèse de respiration conduit à une augmentation effective des stocks de carbone dans les écosystèmes considérés. On comprend donc, comme décrit dans la référence [32], que la réponse d'un écosystème à une augmentation du taux de CO₂ atmosphérique dépend principalement de trois paramètres : le facteur β contrôlant l'augmentation de la productivité primaire nette (NPP), le temps de résidence du carbone dans la végétation et dans les sols, et la NPP initiale des biomes. En particulier, toutes choses égales par ailleurs, une réduction du temps d'immobilisation d'un excès de carbone dans la biosphère terrestre réduit le déséquilibre entre photosynthèse et respiration, et donc limite le volume de carbone séquestré dans les réservoirs concernés.

Les effets (directs et indirects) des changements d'affectation des terres sont donc potentiellement dépendant du choix de ces trois paramètres biophysiques, fixés pour chaque écosystème. La sensibilité de l'effet d'amplification à ces paramètres est montrée sur la Fig. 6, en prenant le scénario A2 comme illustration. L'effet augmente effectivement avec la NPP initiale moyenne de la biosphère, avec le facteur β et avec le temps de résidence moyen du carbone dans la biosphère pré-industrielle, puisque la fonction « puits de carbone » des écosystèmes non perturbés est alors plus importante [24]. Les temps de résidence ont été modi-

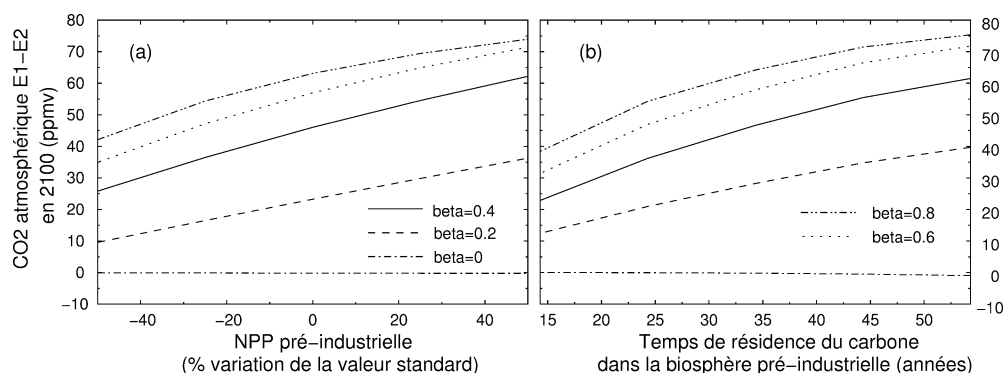


Fig. 6. Effet d'amplification défini par la différence de CO_2 atmosphérique entre E1 et E2 : (a) Sensibilité au facteur β en fonction de la NPP pré-industrielle. (b) Sensibilité au facteur β et au temps de résidence moyen du carbone dans la biosphère terrestre.

Fig. 6. Amplification effect as defined by the difference in atmospheric CO_2 between E1 and E2: (a) sensitivity to factor β vs. pre-industrial NPP; (b) sensitivity to factor β and to average carbon residence time in terrestrial biosphere.

Tableau 6

CO_2 atmosphérique en 2100 en fonction du devenir des produits forestiers suite à la conversion vers l'agriculture. Dans le cas « long terme », les produits du bois ont un temps de vie moyen de 100 ans (1 an pour le cas « court terme »). Les chiffres concernent le scénario A2

Table 6

Atmospheric CO_2 in 2100, as related to the conversion of forests to agricultural parcels. In the 'long-term' case, the wood products have an average lifetime of 100 years (1 year in the short-term case). The values correspond to the A2 scenario

	Contrôle (E1)	Long terme	Court terme
CO_2 atmosphérique en 2100 (ppm)	882	846	884

fiés en faisant varier les taux de respiration des sols δ et les taux de mortalité μ dans la biomasse, pour chacun des biomes, en proportion de leurs valeurs pré-industrielles. Ceci permet de garder constant le ratio des temps de résidence dans les sols et dans la végétation, tout en modifiant le temps cumulé.

3.5. Effets de la gestion des produits du bois et des pratiques agricoles

Nous avons vu que la destruction des forêts au profit de cultures présente des effets directs et indirects sur le contenu de carbone de l'atmosphère [31]. Une partie de la biomasse retirée de ces forêts est utilisée en tant que bois, ce qui permet d'en différer l'oxydation. En gérant le temps de vie de ces produits, une partie de

la source liée à la déforestation peut être différée. Nous avons étudié les conséquences atmosphériques d'une modification de la durée de vie des produits du bois en répétant l'expérience E1 dans deux cas précis : un cas « long terme », où tous les produits du bois ont une durée de vie de 100 ans, et un cas « court terme », où les produits du bois sont immédiatement oxydés. Dans le cas « long terme », la concentration atmosphérique en 2100 est plus faible de 38 ppm par rapport au cas « court terme », donnant une indication de l'impact potentiel de stratégies de gestion des produits du bois en terme de CO_2 atmosphérique (Tableau 6). Cependant, de telles stratégies extrêmes n'ont pas d'influence sur l'effet d'amplification, puisqu'elles concernent uniquement la perte directe du stock de carbone lié à la conversion.

Une seconde option de gestion concerne l'établissement de cultures : le rendement des cultures est presque entièrement contrôlé par les pratiques agricoles (engrais, sélection d'espèces, irrigation, labour, récolte d'une large fraction de la NPP qui n'est pas délivrée aux sols). Au final, l'impact du seul taux de CO_2 atmosphérique sur la productivité des cultures est probablement mineur en ce qui concerne la gestion des stocks de carbone agricoles. De futurs changements de pratiques agricoles peuvent cependant contribuer à allonger le temps de résidence du carbone dans les sols agricoles. Nous avons testé une valeur haute et basse pour ce temps de résidence : dans le cas « court », ce temps est réduit de 20,8 ans (valeur moyenne du modèle pour les sols agricoles) à 15,8 ans, tandis que dans

Tableau 7

CO₂ atmosphérique en 2100 en fonction du temps de résidence moyen du carbone dans les sols agricoles, scénario IPCC A2. La troisième ligne reporte le flux cumulé lié au changement d'usage des terres sur la période 1700–1990

Table 7

Atmospheric CO₂ 2100 as related to average residence time in agricultural soils, in the IPCC A2 scenario. The third line records the cumulated flux as connected to changing land use over the 1700–1990 period

	Cas court (15,8 ans)	Cas long (35,8 ans)
CO ₂ atmosphérique en 2100 (E1, ppm)	899	873
Effet d'amplification E1 – E2 (ppm)	47,0	45,6
Changement d'usage des terres (E1 et E2, GtC)	604	507

le cas long, ce temps est porté à 35,8 ans. Une conséquence directe de l'augmentation de ces temps de résidence est une baisse substantielle de la source liée à la déforestation, puisque, la quantité de biomasse annuellement délivrée au sol étant constante par ailleurs, les stocks d'équilibre des sols agricoles sont plus importants. En revanche, l'effet indirect d'amplification n'est que peu influencé par une modification du temps de résidence dans les sols agricoles, comme le montre le Tableau 7. Ceci s'explique par le fait que, selon nos hypothèses, 70 % du carbone entrant par photosynthèse sur des terres agricoles est exporté du biome pour être oxydé dans l'année, sans être concerné par une modification du temps de résidence dans les sols agricoles.

4. Conclusions

Nous avons construit un modèle agrégé du cycle du carbone de façon à étudier les interactions entre les changements d'affectation des terres et le contenu de CO₂ atmosphérique. Basé sur un nombre limité de biomes répartis dans de grandes régions géographiques, ce modèle est certes plus simple que les modèles biosphériques « à point de grille », mais il est plus sophistiqué pour ce qui est de la modélisation des interactions plante–sol–atmosphère–océan en réponse à un changement d'affectation des terres. Les transferts de carbone dans les écosystèmes ayant subi une perturbation (conversion de forêts à l'agriculture

par exemple) sont explicitement modélisés, ainsi que ceux ayant lieu dans les écosystèmes « primaires » restants, et entre l'atmosphère et l'océan. Le changement d'affectation des terres conduit à une perte du stock de carbone situé dans les écosystèmes préexistants, conduisant directement à l'augmentation du CO₂ atmosphérique. Nous avons montré que cet effet direct était secondé d'un effet indirect : le temps de résidence du carbone dans la biosphère terrestre diminuant à la suite des perturbations anthropiques, la biosphère devient progressivement moins efficace à absorber l'excès de CO₂ anthropique. Un tel effet indirect conduit à amplifier l'augmentation du CO₂ atmosphérique en réponse au changement d'usage des terres. Cet effet d'amplification n'a pas été pris en compte précédemment dans les évaluations de l'IPCC, et dépend du scénario prescrit (sources fossiles et conversion de biomes), ainsi que des paramètres internes au modèle, contrôlant les puits biosphériques et océaniques. L'effet d'amplification se traduit par 20 à 70 ppm de CO₂ supplémentaires dans l'atmosphère en 2100. Ces résultats suggèrent qu'il y aurait un double bénéfice à conserver de grands stocks de carbone sous forme de forêts à l'état primaire, tant que ces écosystèmes sont capables de séquestrer du carbone atmosphérique [29] : cela limiterait la source liée à la déforestation [30] et préserverait la capacité de séquestration de ces écosystèmes. À première vue, les forêts primaires et l'océan ont un rôle stabilisateur, intégré à l'effet et limitant son amplitude. Si l'absorption de carbone dans des forêts primaires ou dans les océans venait à saturer dans le futur, ou si elle était compromise par le changement climatique, alors l'effet additionnel d'amplification lié au changement d'usage des terres pourrait se traduire par 100 ppm de plus dans l'atmosphère en 2100 (valeur obtenue lorsque le rôle compensateur des puits dans l'effet s'effondre). La croissance du taux de CO₂ atmosphérique lié à la conversion des forêts peut toutefois (i) être différée en augmentant la durée de vie des produits du bois récoltés suite à la déforestation, ou (ii) être limitée en augmentant le temps de résidence du carbone dans les sols agricoles après conversion, par exemple en changeant de pratiques agricoles (labour réduit, enfouissement des pailles).

Annexe A. Description du modèle d'échange de CO₂ océan–atmosphère

Nous avons utilisé l'approche par fonction de réponse impulsionnelle [23], pour le modèle HILDA, à température moyenne de surface constante $T = 18,2^\circ\text{C}$. Le flux océan–atmosphère est calculé en résolvant simultanément les Éqs. (A.1)–(A.4). La notation Δ signifie que la variable est exprimée en différence par rapport à sa valeur dans l'état pré-industriel, où la concentration atmosphérique de CO₂ est fixée à $C = 280$ ppm. La variation en carbone inorganique dissous, $\Delta\Sigma$ (en $\mu\text{C}/\text{kg}$), relativement à l'état d'équilibre pré-industriel dans l'océan est donnée par :

$$\Delta\Sigma = \frac{c}{h} \sum_{t'=t_0}^t f_{\text{as}}(t') r_s(t-t') dt' \quad (\text{A.1})$$

où $h = 75$ m est la profondeur de la couche de surface de l'océan en mètres et $c = 1,722 \times 10^{17} \mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ est un facteur de conversion. Le flux net air–mer par unité de surface est donné par $f_{\text{as}}(t)$ (en $\text{ppm}\cdot\text{an}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$) :

$$f_{\text{as}}(t) = k_g(\Delta C - \Delta C_s) \quad (\text{A.2})$$

où $k_g = 1/9,06 \text{ an}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$ est un coefficient d'échange, ΔC est la concentration atmosphérique en CO₂ et ΔC_s est la concentration de CO₂ dissous dans l'océan de surface en ppm, les deux dernières quantités étant exprimées en différence de l'état pré-industriel. La fonction de réponse $r_s(t)$ du modèle HILDA gouverne le transport du carbone inorganique dissous dans la couche de surface vers l'océan profond :

$$\begin{aligned} \forall t \in [0, 2] \\ r_s(t) = & 0,12935 + 0,21898 \exp(-t/0,034569) \\ & + 0,17003 \exp(-t/0,26936) \\ & + 0,24071 \exp(-t/0,96083) \\ & + 0,24093 \exp(-t/4,9792) \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

$$\begin{aligned} \forall t \in [2, +\infty] \\ r_s(t) = & 0,022936 + 0,24278 \exp(-t/1,2679) \\ & + 0,13963 \exp(-t/5,2526) \\ & + 0,089318 \exp(-t/18,601) \\ & + 0,037820 \exp(-t/68,736) \\ & + 0,035549 \exp(-t/232,30) \end{aligned}$$

Dans les eaux de surface, l'équilibre chimique entre le carbone inorganique dissous $\Delta\Sigma$ et l'excès de concentration de CO₂ est donné par :

$$\begin{aligned} \Delta C_s = & (1,5568 - 1,3993 \times 10^{-2} T) \Delta\Sigma \\ & + (7,4706 - 0,20207 T) \times 10^{-3} (\Delta\Sigma)^2 \\ & - (1,2748 - 0,12015 T) \times 10^{-5} (\Delta\Sigma)^3 \\ & + (2,4491 - 0,12639 T) \times 10^{-7} (\Delta\Sigma)^4 \\ & - (1,5468 - 0,15326 T) \times 10^{-10} (\Delta\Sigma)^5 \end{aligned} \quad (\text{A.4})$$

Annexe B. Calibration du modèle de biosphère terrestre

Le Tableau 8 résume les paramètres utilisés pour chaque région et biome, déterminés à partir du modèle CASA–SLAVE, et l'équilibre résultant des stocks pré-industriels de biomasse et de carbone des sols.

Annexe C. Description analytique du modèle de changement d'affectation des terres

Chaque région de l'IPCC (indiquées par $k = 1 \dots 4$) est divisée en trois zones climatiques $l = 1 \dots 3$, à l'intérieur desquelles ont lieu des transitions entre trois types de biomes : forêts, cultures et prairies. La structure du modèle calculant les flux de carbone terre–atmosphère est identique pour chacune des 12 sous-régions (k, l), et les équations ci-dessous sont donc valables à l'intérieur d'une sous-région quelconque.

Nous définissons des cohortes (de pas de temps annuel) de terres en transition entre les trois types de biomes, jusqu'à ce que les terres en transition puissent être considérées comme « en équilibre » avec leur biome de destination. Trois « temps de retour à l'équilibre » sont donc définis : τ_f pour les nouvelles forêts, τ_a pour les terres nouvellement converties à l'agriculture, et τ_p pour les nouvelles prairies. Un biome en transition ayant atteint l'ultime classe d'âge τ_x , $x \in \{f, a, p\}$, rejoint l'année suivante la classe d'âge considérée « à l'équilibre », non perturbée, et notée u . En l'absence de mécanisme créant une augmentation de la NPP, le bilan carbone de ces surfaces indiquées u est nul.

Tableau 8

Paramètres tirés de CASA–SLAVE moyennés sur chaque région et importés dans notre modèle. $\eta^{t=0}$ est la productivité primaire nette, $\mu^{t=0}$ est la mortalité de la biomasse et $\delta^{t=0}$ est le taux de respiration du sol pour les conditions pré-industrielles

Table 8

Parameters from CASA–SLAVE as averaged for each area and set in our model. $\eta^{t=0}$ is the net primary productivity, $\mu^{t=0}$ is the biomass mortality and $\delta^{t=0}$ is the soil breathing rate in pre-industrial conditions

		Paramètres				Résultats (GtC)			
		Surface	$\eta^{t=0}$	$\mu^{t=0}$	$\delta^{t=0}$	Biomasse		Sols	
biomes	région	10 ⁶ ha	g/m ² /an	%/an	%/an	CS	modèle	CS	modèle
forêts tempérées	OCDE	600	593	7,47	5,16	48	44	69	69
	REF	212	451	11,25	5,79	8	8	17	16
	ASIE	408	671	5,92	4,15	46	44	66	63
	ALM	625	1000	5,75	3,88	109	102	161	155
	monde	1845	732	6,40	4,32	211	197	312	302
forêts boréales	OCDE	778	460	9,38	5,18	38	35	69	65
	REF	1249	275	14,69	6,83	23	20	50	47
	ASIE	114	829	5,90	3,26	16	15	29	28
	ALM	61	564	3,51	2,08	10	9	17	17
	monde	2201	377	9,50	5,04	87	79	165	157
forêts tropicales	OCDE	52	884	12,84	9,42	4	4	5	2
	ASIE	455	884	6,05	5,25	67	62	77	73
	ALM	1127	1000	6,09	4,38	185	174	257	243
	monde	1634	964	6,18	4,65	255	239	339	318
	prairies tempérées	OCDE	511	266	33,99	4,44	4	3	31
REF		722	98	10,66	2,31	7	6	31	30
ASIE		513	221	38,69	4,96	3	2	23	22
monde		1746	183	23,57	3,81	14	10	84	81
toundra		OCDE	513	58	6,92	1,57	4	4	19
	REF	514	83	30,17	6,27	1	1	7	6
	ASIE	43	305	21,81	3,60	1	1	4	4
	monde	1070	80	13,50	2,90	6,3	6	30	28
	prairies tropicales	OCDE	625	253	37,20	15,39	4	10	10
ASIE		309	519	8,89	4,40	18	9	37	35
ALM		2308	570	9,13	4,84	144	121	272	259
monde		3242	504	9,82	5,13	166	165	319	302
tous biomes		monde	11738	494	7,83	4,64	740	697	1248

C.1. Évolution des surfaces

Soit $s_{x,\tau}$ l'aire du biome $x \in \{f, a, p\}$ dans la classe d'âge $\tau \in \{1, 2, \dots, \tau_x, u\}$. Nous notons $ds_{x2y}(t)$ la surface convertie durant l'année t du biome $x \in \{f, a, p\}$ vers le biome $y \in \{f, a, p\}$, $y \neq x$. Notez que dans la version du modèle présentée dans cette étude, seules deux transitions f2a et p2f ont été considérées. Dans les équations qui suivent, y et z sont des éléments génériques de $\{f, a, p\}$, différents de $x \in \{f, a, p\}$, de telle sorte que $\sum_{y \in \{f, a, p\}, y \neq x}$ sera écrit \sum_y par souci de simplicité. Entre t et $t + 1$, l'évolution des surfaces des différentes classes d'âge des biomes

$x \in \{f, a, p\}$ est donnée par :

$$\begin{aligned}
 s_{x,1}(t + 1) &= \sum_y ds_{y2x}(t) \\
 \forall \tau \in [2, \tau_x], \quad s_{x,\tau}(t + 1) &= s_{x,\tau-1}(t) \\
 s_{x,u}(t + 1) &= s_{x,u}(t) + s_{x,\tau_x}(t) - \sum_z ds_{x2z}(t) \quad (C.1)
 \end{aligned}$$

Les changements d'affectation des terres sont donc « gardés en mémoire » sur une période allant jusqu'à τ_x années après la transition, d'où le terme utilisé pour caractériser ce type de modèle (*book-keeping* ou « inventaire »).

C.2. Évolution des stocks de biomasse

Soit $B_{x,\tau}(t)$ la biomasse résidente sur chaque surface $s_{x,\tau}$ de classe d'âge $\tau \in \{1, 2, \dots, \tau_x, u\}$, et $\eta_{x,\tau}$ la productivité primaire nette, fonction de la concentration de CO₂ atmosphérique $C(t)$:

$$\eta_{x,\tau}(t) = \eta_{x,\tau}^{t=0} \left(1 + \beta \log \frac{C(t)}{C(0)} \right) \quad (\text{C.2})$$

où β est une valeur globale, comme $C(t)$. La mortalité est supposée être une fraction μ_x constante du stock de biomasse. L'évolution de $B_{x,\tau}(t)$ est donnée par :

$$\begin{aligned} B_{x,1}(t+1) &= (1 - \mu_x) \eta_{x,1} \sum_y ds_{y2x}(t) \\ \forall \tau \in [2, \tau_x] \\ B_{x,\tau}(t+1) &= (1 - \mu_x) [B_{x,\tau-1}(t) + \eta_{x,\tau} s_{x,\tau}(t+1)] \\ B_{x,u}(t+1) &= (1 - \mu_x) \left[B_{x,\tau_x}(t) + \eta_{x,u} s_{x,u}(t+1) \right. \\ &\quad \left. + B_{x,u}(t) \left(1 - \frac{\sum_z ds_{x2z}(t)}{s_{x,u}(t)} \right) \right] \end{aligned} \quad (\text{C.3})$$

Pendant la transition $x2y$, une fraction α_{x2y} de la biomasse détruite est laissée sur place, dirigée vers le réservoir du carbone du sol. Le reste est oxydé dans l'année et retourne à l'atmosphère. Pour la destruction de forêts, une fraction ω_{f2y} de la biomasse détruite n'est pas immédiatement oxydée, mais est dirigée vers des réservoirs de produits du bois.

C.3. Évolution des stocks de carbone du sol

Le stock de carbone du sol $S_{x,\tau}(t)$ «suit» le changement de surface. Il est affecté par le changement d'affectation des terres, tant (i) immédiatement, car une partie de la biomasse détruite est laissée sur place, que (ii) de manière différée, parce que le taux de respiration $\delta_{x,\tau}$ du carbone du sol est modifié dans le nouveau biome, tout comme l'export annuel de biomasse vers le sol. L'évolution des cohortes de réservoirs de carbone du sol est donnée par :

$$\begin{aligned} S_{x,1}(t+1) &= (1 - \delta_{x,1}) \left[\sum_y \left(\alpha_{y2x} B_{y,u}(t) + S_{y,u}(t) \right) \frac{ds_{y2x}(t)}{s_{y,u}(t)} \right. \\ &\quad \left. + \mu_x \eta_{x,1} \sum_y ds_{y2x}(t) \right] \\ \forall \tau \in [2, \tau_x] \\ S_{x,\tau}(t+1) &= (1 - \delta_{x,\tau}) [S_{x,\tau-1}(t) + \mu_x \eta_{x,\tau} s_{x,\tau}(t+1)] \\ S_{x,u}(t+1) &= (1 - \delta_{x,u}) \left[S_{x,\tau_x}(t) + S_{x,u}(t) \left(1 - \sum_z \frac{ds_{x2z}(t)}{s_{x,u}(t)} \right) \right. \\ &\quad \left. + \mu_x \eta_{x,u} s_{x,u}(t+1) \right] \end{aligned} \quad (\text{C.4})$$

C.4. Évolution des réservoirs de produits du bois

Lors de la déforestation, une fraction ω_{f2y}^{10} (resp. ω_{f2y}^{100}), $y \in \{a, p\}$ de la biomasse forestière détruite et non laissée sur place est récoltée et dirigée vers un réservoir de bois W^{10} (resp. W^{100}) de 10 ans (resp. 100 ans) de temps de décroissance exponentielle, dont l'évolution du contenu carbone est donnée par :

$$\begin{aligned} W^{10}(t+1) &= \frac{9}{10} W^{10}(t) \\ &\quad + \sum_y \omega_{f2y}^{10} (1 - \alpha_{f2y}) \frac{ds_{f2y}(t)}{s_{f,u}(t)} B_{f,u}(t) \\ W^{100}(t+1) &= \frac{99}{100} W^{100}(t) \\ &\quad + \sum_y \omega_{f2y}^{100} (1 - \alpha_{f2y}) \frac{ds_{f2y}(t)}{s_{f,u}(t)} B_{f,u}(t) \end{aligned} \quad (\text{C.5})$$

C.5. Flux terrestres de carbone

Chaque année, sur chaque sous région, nous définissons ainsi une source « instantanée » $\phi_i(t)$ liée au changement d'affectation des terres, due à l'oxydation (brûlis) d'une partie de la biomasse lors de la perturbation :

$$\begin{aligned} \phi_i(t) &= \sum_{y \neq f} (1 - \omega_{f2y}^{10} - \omega_{f2y}^{100}) (1 - \alpha_{f2y}) \frac{ds_{f2y}(t)}{s_{f,u}(t)} B_{f,u}(t) \end{aligned}$$

$$+ \sum_{(x,y), x \neq y, x \neq f} (1 - \alpha_{x2y}) \frac{ds_{x2y}(t)}{s_{x,u}(t)} B_{x,u}(t) \quad (C.6)$$

Une source «différée» $\phi_d(t)$ est définie comme la somme (i) du flux net résultant du déséquilibre entre la NPP et la respiration hétérotrophe sur les terres en transition, ainsi que sur les cultures, et (ii) du flux provenant de l'oxydation des produits du bois :

$$\begin{aligned} \phi_d(t) = & \sum_{x=f,a,p} \sum_{\tau=1,\dots,\tau_x} (S_{x,\tau}(t)\delta_{x,\tau} - \eta_{x,\tau}S_{x,\tau}(t)) \\ & + S_{a,u}(t)\delta_{a,u} - \eta_{a,u}S_{a,u}(t) \\ & + \frac{1}{10}W^{10}(t) + \frac{1}{100}W^{100}(t) \end{aligned} \quad (C.7)$$

Enfin, le «puits terrestre résiduel» $\phi_{au}(t)$ (terres non perturbées) est égal au bilan carbone des forêts et des prairies non perturbées :

$$\begin{aligned} \phi_{au}(t) = & s_{f,u}(t)\eta_{f,u} - \delta_{f,u}S_{f,u}(t) \\ & + s_{g,u}(t)\eta_{g,u} - \delta_{g,u}S_{g,u}(t) \end{aligned} \quad (C.8)$$

C.6. Évolution du compartiment atmosphérique

Au total, l'évolution du CO₂ atmosphérique entre t et $t + 1$ (un an) est donnée par :

$$\begin{aligned} C(t+1) - C(t) &= E(t) - s_{oc}\phi_{as}(t) \\ &+ \sum_{k=1}^4 \sum_{l=1}^3 (\phi_i^{k,l}(t) + \phi_d^{k,l}(t) - \phi_{au}^{k,l}(t)) \end{aligned} \quad (C.9)$$

où $E(t)$ est le flux global égal aux émissions fossiles de l'année t , $s_{oc} = 3,62 \times 10^{14} \text{ m}^2$ est l'aire totale des océans, et ϕ_{as} est le flux net air-mer par unité de surface dans l'année t .

Références

- [1] J. Balesdent, A. Mariotti, Measurement of soil organic matter turnover using ¹³C natural abundances, in: *Mass Spectrometry of Soils*, Marcel Dekker Inc., New York, 1996.
- [2] J. Balesdent, S. Recous, Les temps de résidence du carbone et le potentiel de stockage de carbone dans quelques sols cultivés français, *Can. J. Soil Sci.* 77 (1997) 187–193.
- [3] B. Bolin, R. Sukumar, Global perspective, in: *IPCC Special Report Land-Use, Land-Use Change and Forestry*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2001, pp. 23–51.
- [4] J. Bollen, et al., The IMAGE 2.2 implementation of the SRES scenarios: a comprehensive analysis of emissions, climate change and impacts in the 21st century, CD ROM publication 481508018, RIVM, Bilthoven, The Netherlands, 2001.
- [5] M.G. Cannell, Relative importance of increasing atmospheric CO₂, N deposition and temperature in promoting European forest growth, in: T. Karjalainen, H. Spiecker, O. Laroussinie (Eds.), *Causes and Consequences of Accelerating Tree Growth in Europe*, EFI Proceedings N.27, 1999.
- [6] M. Cao, F.I. Woodward, Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change, *Nature* 393 (1998).
- [7] P.M. Cox, R.A. Betts, C.D. Jones, S.A. Spall, I.J. Totterdell, Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model, *Nature* 408 (2000) 184–187.
- [8] W.A. Cramer, et al., Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models, *Global Change Biol.* 7 (2001) 357–373.
- [9] E.G. Dutton, J.R. Christy, Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower tropospheric cooling the eruption of El Chichon and Pinatubo, *Geophys. Res. Lett.* 19 (1992) 2313–2316.
- [10] I.G. Enting, T.M. Wigley, M. Heimann, Future emissions and concentrations of carbon dioxide: key ocean/atmosphere/land analyses, Rapport technique, CSIRO, 1994, CSIRO Austr. Div. Atmos. Res. Tech. Pap. 31, pp. 1–118.
- [11] P. Friedlingstein, Modélisation du cycle du carbone biosphérique et étude du couplage biosphère-atmosphère, thèse, Institut d'aéronomie spatiale de Belgique, 1995.
- [12] P. Friedlingstein, I. Fung, E. Holland, J. John, G. Brasseur, D. Erickson, D. Schimel, On the contribution of CO₂ fertilisation to the missing biospheric sink, *Global Biogeochem. Cycles* 9 (1995) 541–556.
- [13] P. Friedlingstein, L. Bopp, P. Ciais, J.-L. Dufresne, L. Fairhead, H. LeTreut, P. Monfray, J. Orr, Positive feedback between future climate change and the carbon cycle, *Geophys. Res. Lett.* 28 (2001) 1543–1546.
- [14] P. Friedlingstein, J. Dufresne, P. Cox, P. Rayner, On the magnitude of positive feedback between climate change and the carbon cycle, *Geophys. Res. Lett.* 29 (2002).
- [15] V. Gitz, P. Ciais, Conversion of forests to cropland and pasture act to amplify atmospheric CO₂ levels in response to fossil fuel emission, *Climatic Change* (in press).
- [16] J. Goudriaan, J.J.R. Goot, P.W.J. Uithol, Productivity of agroecosystems, in: J. Roy, B. Saugier, H.A. Mooney (Eds.), *Terrestrial Global Productivity*, Academic Press, 2001.
- [17] K.G. Harrison, W.S. Broecker, G. Bonani, The effect of changing land use on soil radiocarbon, *Science* 262 (1993) 725–726.
- [18] R.A. Houghton, The annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use 1850–1990, *Tellus* 50B (1999) 298–313.
- [19] R.A. Houghton, Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management, *Tellus* (in press).
- [20] R.A. Houghton, J.L. Hackler, Carbon flux to the atmosphere from land-use change, Rapport technique, ORNL/CDIAC,

- 2001, disponible à l'adresse : <http://cdiac.esd.ornl.gov/ndps/ndp050.html>.
- [21] R.A. Houghton, D.L. Skole, C.A. Nobre, J.L. Hackler, K.T. Lawrence, W.H. Chomentowski, Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon, *Nature* 403 (2000) 301–304.
- [22] J.J. House, I.C. Prentice, M. Heimann, R.A. Houghton, Uncertainties in the global terrestrial CO₂ sink, in: Contributions of the MPI for Biogeochemistry to the 6th International CO₂-Conference, Sendai, Japon, 2001.
- [23] F. Joos, M. Bruno, R. Fink, U. Siegenthaler, T.F. Stocker, C.L. Quere, J.L. Sarmiento, An efficient and accurate representation of complex oceanic and biospheric models of anthropogenic carbon uptake, *Tellus* 48B (1996) 397–417.
- [24] D.W. Kicklighter, et al., A first-order analysis of the potential role of CO₂ fertilization to affect the global carbon budget: a comparison of four terrestrial biosphere models, *Tellus* (1999) 343–366.
- [25] A.D. McGuire, et al., Carbon balance of the terrestrial biosphere in the twentieth century: analyses of CO₂, climate and land-use effects with four process-based ecosystem models, *Global Biogeochem. Cycles* 15 (2001) 183–206.
- [26] N. Nakicenovic, R. Swart, An overview of scenarios, in: IPCC Special Report on Emissions Scenarios, Cambridge University Press, New York, 2001.
- [27] I.C. Prentice, The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide, in: IPCC third Scientific Assessment Report of Climate Change, Cambridge University Press, New York, 2001, pp. 183–237.
- [28] D. Schimel, D. Alves, I. Enting, M. Heimann, F. Joos, D. Raynaud, T. Wigley, CO₂ and the Global Carbon Cycle, in: *Climate Change 1995: The science of climate change*, contribution of WGI to the 2nd assessment report of the IPCC, Cambridge University Press, New York, 1996, pp. 76–86.
- [29] E.D. Schulze, C. Wirth, M. Heimann, Managing forests after Kyoto, *Science* 289 (2000) 2058–2059.
- [30] E.D. Schulze, R. Valentini, M.J. Sanz, The long way from Kyoto to Marrakesh: implications of the Kyoto protocol negotiations for global ecology, *Global Change Biol.* 8 (2002) 505–518.
- [31] D. Skole, C. Tucker, Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon: satellite data from 1978 to 1988, *Science* 260 (1993) 1905–1910.
- [32] M.V. Thompson, J.T. Randerson, C.M. Malmstrom, C.B. Field, Change in net primary production and heterotrophic respiration: how much is necessary to sustain the terrestrial carbon sink?, *Global Biogeochem. Cycles* 10 (1996) 711–726.
- [33] S.E. Trumbore, E.A. Davidson, P.B. de Camargo, D.C. Nepstad, L.A. Martinelli, Belowground cycling of carbon in forests and pastures of Eastern Amazonia, *Global Biogeochem. Cycles* 9 (1995) 515–528.
- [34] T.M.L. Wigley, Implications of recent CO₂ emission-limitation proposals for stabilization of atmospheric CO₂ concentrations, *Nature* 390 (1997) 267–270.