

Autres gaz à effet de serre

Après avoir développé le modèle de cycle du carbone d'OSCAR, et après l'avoir utilisé lors de nos premiers exercices d'attribution (Gasser et al., *in rev.*), il s'est rapidement avéré que prendre en compte comme seul gaz à effet de serre anthropique le CO₂, bien qu'il soit le plus important en termes de réchauffement, était insuffisant. Il fut alors décidé d'intégrer à OSCAR l'ensemble des gaz à effet de serre émis, ou dont la teneur atmosphérique est modifiée, par l'Homme. Pour se convaincre de l'intérêt de cette démarche, il suffit de regarder les forçages radiatifs attribués, en 2005, à ces gaz à effet de serre “secondaires”. Alors que l'excès de CO₂ atmosphérique produit un forçage d'environ 1.66 W m⁻², on estime que l'augmentation de l'ozone (O₃) troposphérique induit un forçage de 0.35 W m⁻², celle du méthane (CH₄) atmosphérique de 0.48 W m⁻², celle du protoxyde d'azote (N₂O) de 0.16 W m⁻², celle de l'ensemble des composés halogénés (e.g. HFC, PFC) de 0.34 W m⁻², et enfin celle de l'ozone stratosphérique de -0.05 W m⁻² (Forster et al., 2007). Globalement non-négligeables, ces composés sont donc modélisés dans OSCAR selon des formulations que nous allons expliciter dans ce chapitre ; certaines de ces formulations étant très largement inspirées par le modèle MAGICC (Meinshausen et al., 2011a).

2.1 Ozone troposphérique

2.1.1 Émissions de précurseurs de l'ozone (E_{NO_x} , E_{CO} , E_{VOC})

L'ozone est un gaz à effet de serre qui n'est pas directement émis par l'Homme, mais dont l'équilibre chimique au sein de la troposphère a été altéré par les émissions de quatre types de composés d'origine anthropique : le méthane, les oxydes d'azote (NO et NO₂, notés NO_x), le monoxyde de carbone (CO), et les composés organiques volatiles non-méthaniques (*non-methane Volatile Organic Compounds*, notés VOC). Pour l'instant, nous ne nous intéressons qu'aux trois derniers types de composés, ensemble baptisés “précurseurs de l'ozone”. NO_x et CO sont avant tout émis lors de la combustion imparfaite de carburants, qu'ils soient fossiles ou biogéniques ;

le secteur des transports étant la source première des oxydes d'azote. Les VOC sont également produits lors de la combustion de carburants, mais une part non-négligeable est aussi due à la production et à l'usage de produits (solvants) chimiques, et aux déchets organiques d'origine humaine. Dans OSCAR, à l'instar de ce qui est fait pour les émissions fossiles, on prescrit les émissions de précurseurs de l'ozone à partir d'inventaires nationaux issus de statistiques économiques. Cependant, on retire de ces inventaires les émissions dues à la combustion de biomasse puisque celles-ci sont calculées de manière endogène par le modèle (cf. section suivante).

Concernant les données historiques que nous utilisons, sur la période 1970–2008, elles proviennent de la base de données EDGAR (EC-JRC/PBL, 2012). Entre 1850 et 1970, elles sont basées sur les travaux de Lamarque et al. (2010), sachant que les valeurs annuelles globales sont ensuite modifiées (linéairement) afin qu'il y ait correspondance avec les estimations d'EDGAR en 1970 et qu'elles soient égales à $2/3$ de leur propre valeur en 1850. Ce facteur d'échelle est identique à celui utilisé pour le méthane (cf. section 2.2.3) et, bien qu'on ne le justifie que pour le CH_4 , nous avons choisi de l'appliquer à tous les jeux de données issus de cette étude. Avant 1850, les émissions sont extrapolées afin d'atteindre zéro en 1750. La figure 2.1 montre l'intégralité des forçages anthropiques finalement obtenus ; les transports aériens et maritimes (*bunkers*) étant significatifs dans le cas des NO_x .

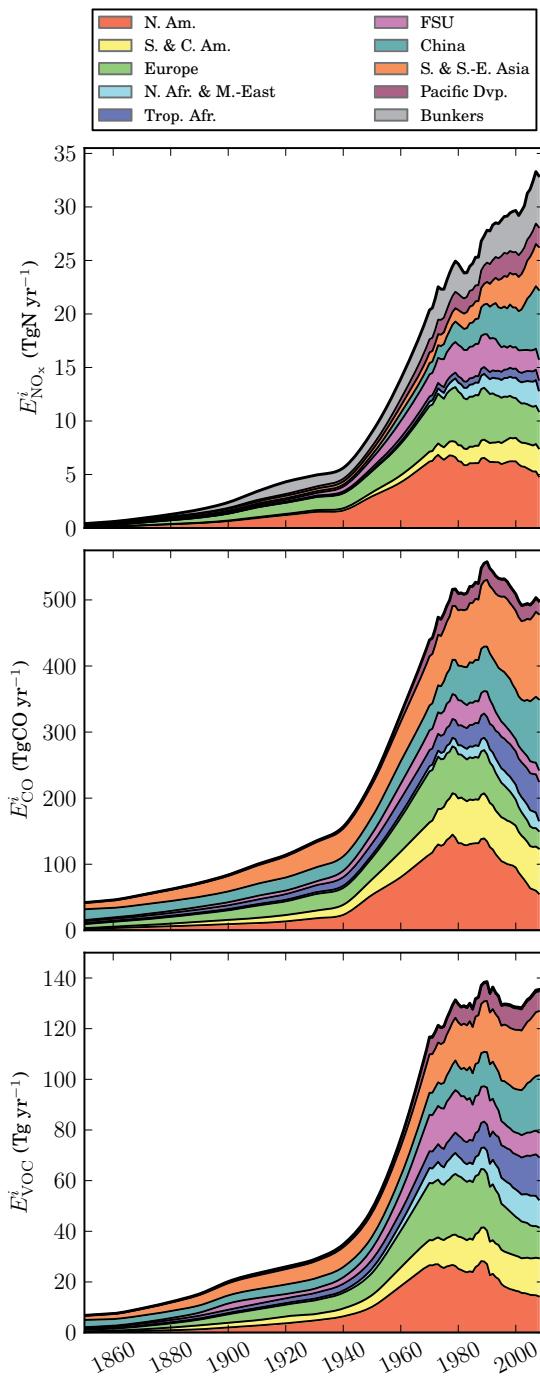


FIGURE 2.1 – Émissions anthropiques de précurseurs de l'ozone : oxydes d'azote [haut], monoxyde de carbone [centre] et composés organiques volatiles [bas].

2.1.2 Émissions dues à la combustion de biomasse (E_{BB})

Description Dans OSCAR, pour l'ensemble des composés X (que ce soient les précurseurs de l'ozone qui nous intéressent maintenant, ou d'autres composés dont nous discuterons plus loin), les émissions dues à la combustion de biomasse (*biomass burning*) sont couplées aux émissions liées aux usages des sols. Nous avons vu en section 1.3.3 que toutes les activités liées aux usages des sols créent des produits du bois qui sont ensuite oxydés au fil du temps. On suppose que l'oxydation due aux deux premiers types d'usage du bois, c'est-à-dire la combustion instantanée (E_{W_0}) et le bois-combustible (E_{W_1}), correspondent exactement aux émissions de CO₂ dues à la combustion de biomasse anthropique. Les émissions de composé X sont alors prises proportionnelles à celles-ci :

$$E_{BB,X}^i = \sum_b \alpha_{BB}^{X,b} (E_{W_0}^{i,b} + E_{W_1}^{i,b}) \quad (2.1)$$

Les coefficients de proportionnalité entre émissions de CO₂ et émissions de composé X (α_{BB}^X) sont déterminés sur la base des travaux de [Andreae et Merlet \(2001, table 1\)](#), et leurs valeurs sont données en table [2.A](#).

Discussion La figure 2.2 présente l'ensemble des reconstitutions du flux historique lié à la combustion de biomasse, tel que modélisé par OSCAR et exprimé en CO₂. Sans surprise, on y voit un ensemble de courbes très proches de celles des émissions liées aux usages des sols (figure 1.11). Ainsi, toute notre discussion de la section 1.3.3 reste valable ici, en particulier celle sur les feux naturels qui ne sont pas modélisés

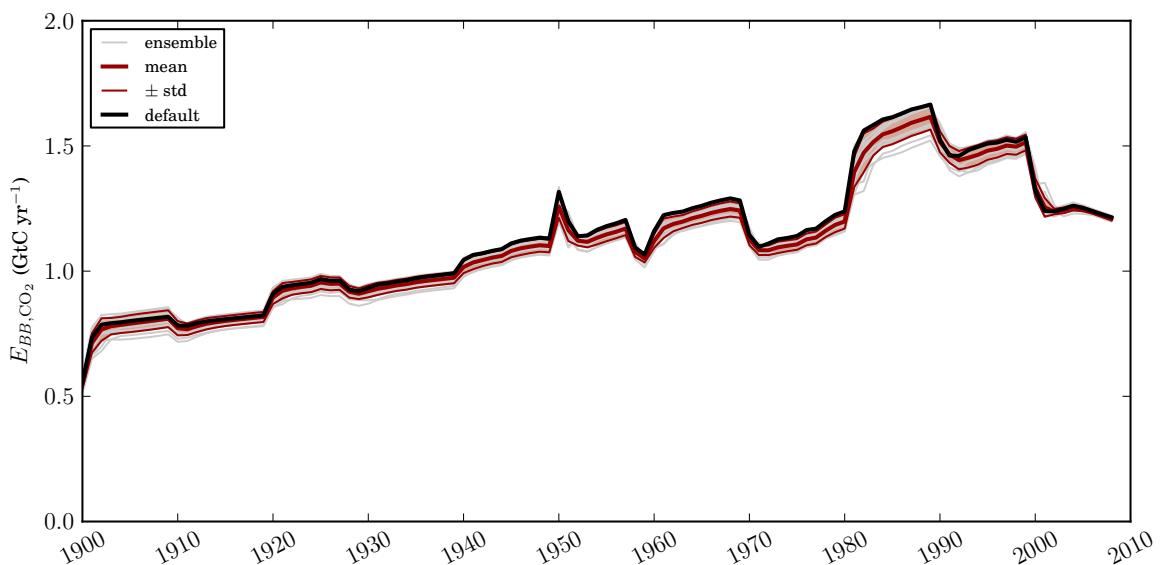


FIGURE 2.2 – Ensemble des reconstitutions des émissions historiques liées à la combustion de biomasse anthropique (uniquement liées au *land-use* dans OSCAR).

dans notre modèle. De plus, la perturbation CCN a bien un effet sur ces émissions dues à la combustion de biomasse à travers la modification de la densité carbone de la végétation. Enfin, insistons sur le fait que nos émissions dues à la combustion de biomasse ne sont pas directement comparables aux résultats des modèles de feux, puisque ceux-ci ne distinguent pas explicitement les feux naturels et anthropiques (e.g. [Mouillot et Field, 2005](#)), et puisque nous y incluons les émissions liées à l'usage de bois-combustible (précédemment retirées des inventaires d'émissions).

2.1.3 Bilan troposphérique ($[O_3]_t$)

Description Sur la base de l'inter-comparaison de modèles de chimie atmosphérique baptisée “OxComp”, [Ehhalt et al. \(2001\)](#) proposent une formulation simple de la variation globale en ozone troposphérique en fonction de la variation globale de la concentration atmosphérique en méthane ($[CH_4]$), et des émissions annuelles des trois précurseurs de l'ozone :

$$\Delta [O_3]_t = \chi_{O_3}^{CH_4} \ln\left(1 + \frac{\Delta [CH_4]}{[CH_4]_0}\right) + \sum_{X \in \{NO_x, CO, VOC\}} \chi_{O_3}^X (E_X + E_{BB,X}) \quad (2.2)$$

De cette même référence ([Ehhalt et al., 2001](#), table 4.11), nous avons déduit les valeurs des paramètres de sensibilité chimique (χ_{O_3}) de quatre modèles, ainsi que de la moyenne de l'ensemble des modèles ayant participé à OxComp. Ces paramètres sont retracés en table [2.B](#)

Discussion La figure [2.3](#) montre, pour l'ensemble des 5 paramétrisations possibles, la concentration troposphérique en O_3 simulée lorsqu'OSCAR est forcé par les émissions de précurseurs de l'ozone présentées en section [2.1.1](#), par la concentration historique observée en méthane, et pour des émissions dues à la combustion de biomasse égales à celles calculées par la paramétrisation par défaut. Les valeurs annuelles de CH_4 sont celles recommandées pour CMIP5 ([IIASA, 2012a](#)) de 1765 à 1986, et celles mesurées par [AGAGE \(2012\)](#) de 1987 à 2008. La moyenne de notre ensemble parvient, en 2000, à être très proche de la moyenne des estimations de [Gauss et al. \(2006\)](#), sans pour autant reproduire la même dispersion. La paramétrisation par défaut d'OSCAR (basée sur la moyenne d'OxComp) donne quant à elle un résultat un peu inférieur à notre référence.

Bein qu'identique à celle de [Meinshausen et al. \(2011a\)](#), notre modélisation de l'ozone troposphérique est plutôt simpliste. En premier lieu, et c'est sûrement son défaut le plus important, notre modélisation n'est que globale alors que l'ozone est un composé à faible durée de vie. Il faudrait donc raisonner au moins au niveau de chaque région émettrice, ce qui permettrait de prendre en compte la chimie hautement non-linéaire du système ([Dodge, 1977](#)). En second lieu, notre approche n'intègre aucune rétroaction climatique, alors que plusieurs éléments laissent penser que celle-ci existe et est positive ([Forster et al., 2007](#)). De plus, il manque à notre modèle

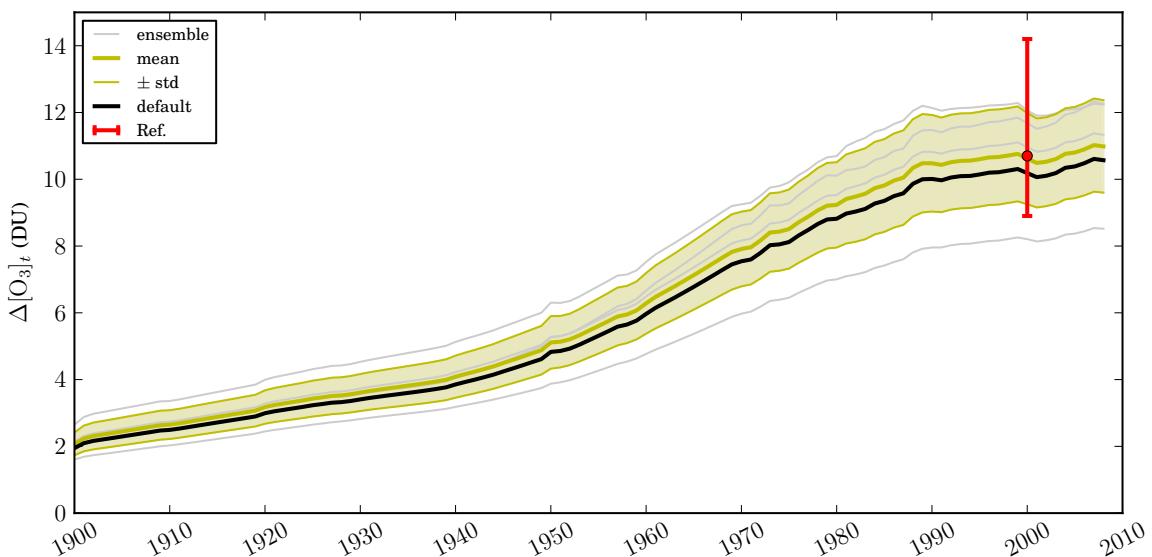


FIGURE 2.3 – Ensemble des reconstitutions des variations de concentration historique de l'ozone troposphérique, comparées aux estimations de [Gauss et al. \(2006\)](#). Une unité Dobson (DU) correspond à une colonne d'ozone qui aurait une épaisseur de $10 \mu\text{m}$ dans les CNTP (soit une concentration de $0.4462 \text{ mmolO}_3 \text{ m}^{-2}$).

un couplage permettant l'échange entre ozone troposphérique et stratosphérique (cf. section 2.5). Enfin, il est important de noter qu'on fait ici l'hypothèse implicite que les sources naturelles de précurseurs de l'ozone restent constantes. Or, on sait que les orages, et la foudre plus particulièrement, sont une source non-négligeable d'oxydes d'azote qui pourrait varier à l'avenir en fonction du changement climatique ([Denman et al., 2007](#)). Les émissions de VOC (isoprène et terpènes) par la végétation sont un autre exemple, puisque celles-ci sont altérées par le changement climatique et l'augmentation du CO_2 atmosphérique (e.g. [Lathière et al., 2005](#)), phénomène que nous ne prenons pas en compte ici.

2.2 Méthane

2.2.1 Puits chimiques (F_{CH_4})

Description Le méthane est un gaz relativement instable à l'échelle temporelle du système climatique, et il existe plusieurs processus conduisant à la destruction de cette molécule. À l'origine d'environ 90% de la disparition du méthane à tout instant ([Denman et al., 2007](#)), le premier de ces puits est la destruction troposphérique de la molécule de CH_4 par le radical hydroxyle (OH^\bullet). Les autres puits de moindre importance sont les destructions chimique et photochimique du méthane dans la stratosphère, son oxydation biochimique par des bactéries méthanotrophes dans les

sols secs, et son oxydation par la molécule de chlore (Cl) dans la couche limite située au-dessus de l'océan (Denman et al., 2007). Dans OSCAR, étant donné sa proéminence, on cherche à modéliser les changements d'intensité du puits OH induits par les changements en CH₄ atmosphérique, en température de l'air à la surface (T_{AS}), et par les émissions des précurseurs de l'ozone (qu'on notera, dans leur ensemble, E_{OP}). Les autres puits sont quant à eux supposés d'intensité constante.

Sur cette base, on peut mettre en équation la variation par rapport au pré-industriel du puits global de méthane, ce en fonction des concentrations en méthane atmosphérique et stratosphérique, ainsi que de la fonction f_{OH} décrivant l'évolution de l'intensité du puits OH (et détaillée ci-après). Ce qui donne :

$$\Delta F_{\downarrow CH_4} = -\frac{\alpha_{atm}^{CH_4}}{\tau_{OH}} [CH_4]_0 \left((1 + \frac{\Delta[CH_4]}{[CH_4]_0}) f_{OH}(\Delta[CH_4], \Delta T_{AS}, E_{OP}) - 1 \right) - \frac{\alpha_{atm}^{CH_4}}{\tau_{strato}} \Delta[CH_4]_s - \frac{\alpha_{atm}^{CH_4}}{\tau_{soils}} \Delta[CH_4] - \frac{\alpha_{atm}^{CH_4}}{\tau_{Cl}} \Delta[CH_4] \quad (2.3)$$

Les paramètres τ décrivent, pour chaque puits, le temps caractéristique de la réaction de destruction du méthane au pré-industriel. Les valeurs choisies pour les trois puits secondaires sont de 120, 160 et 200 ans, pour τ_{strato} , τ_{soils} et τ_{Cl} respectivement (Denman et al., 2007). On fixe la valeur de la constante du puits OH (τ_{OH}) à 7.8 ans, afin que la durée de vie moyenne du CH₄ dans les années 2000 soit à peu près de 8.4 ans (Denman et al., 2007). En équation (2.3), l'indice "s" appliqué au taux de méthane pour le puits stratosphérique dénote la concentration en CH₄ de la stratosphère, qui est à peu près égale à celle de l'atmosphère mais avec un retard de l'ordre de 3 ans (cf. section 2.3.1).

La fonction f_{OH} , décrivant la variation relative de l'intensité du puits OH, peut être formulée de deux manières distinctes dans OSCAR. La première, comme pour la chimie de l'ozone vue en section 2.1.3, provient des travaux de Ehhalt et al. (2001), modifiés afin d'y ajouter une sensibilité climatique :

$$f_{OH} = \exp \left(\chi_{OH}^{CH_4} \ln \left(1 + \frac{\Delta[CH_4]}{[CH_4]_0} \right) + \sum_{X \in \{NO_x, CO, VOC\}} \chi_{OH}^X (E_X + E_{BB,X}) \right) + \gamma_{OH} \Delta T_{AS} \quad (2.4)$$

Tout comme pour l'ozone, on dispose des valeurs des paramètres de sensibilité chimique (χ_{OH}) des résultats moyens de OxComp, ainsi que de quatre modèles y ayant participé (Ehhalt et al., 2001, table 4.11). Celles-ci sont données en table 2.C. La valeur de la sensibilité du puits OH au climat (γ_{OH}) est fixée à +3.16 % °C⁻¹ quel que soit le modèle émulé (Meinshausen et al., 2011a). Alternativement, nous avons adapté une formulation de f_{OH} issue de travaux cherchant à reproduire l'exercice Ox-Comp mais avec des modèles de chimie atmosphérique plus récents (Holmes et al., 2013). En particulier, la sensibilité climatique de la réactivité du radical hydroxyle est explicitée en fonction de deux observables. La première est la température moyenne de la troposphère (T_t), dont la variation absolue est supposée proportionnelle à celle de la température de l'air en surface (T_{AS}). La seconde est la quantité de vapeur

d'eau dans la troposphère (Q_t), dont la variation relative est supposée proportionnelle à celle de la pression de vapeur saturante (variant avec T_{AS}). On a alors :

$$\begin{aligned} \mathbf{f}_{\mathbf{OH}} = \exp & \left[\chi_{\mathbf{OH}}^{\text{CH}_4} \ln \left(1 + \frac{\Delta[\text{CH}_4]}{[\text{CH}_4]_0} \right) + \sum_{\substack{\mathbf{X} \in \{\text{NO}_x \\ \text{CO, VOC}\}}} \chi_{\mathbf{OH}}^{\mathbf{X}} (E_{\mathbf{X}} + E_{BB,\mathbf{X}}) \right. \\ & \left. + \chi_{\mathbf{OH}}^T \ln \left(1 + \kappa_T \frac{\Delta T_{AS}}{T_{t,0}} \right) + \chi_{\mathbf{OH}}^Q \ln \left(1 + \kappa_Q \mathbf{f}_{\mathbf{sat}}(\Delta T_{AS}) \right) \right] \end{aligned} \quad (2.5)$$

Comme précédemment, nous disposons de plusieurs jeux de paramètres de sensibilités chimiques : ceux de trois nouveaux modèles, ainsi que ceux adoptés par défaut par Holmes et al. (2013). Ils sont donnés en table 2.C. Sur la base d'observations, on adopte les facteurs de proportionnalité suivants : $\kappa_T = 0.94$ et $\kappa_Q = 1.5$; et la température de la troposphère au pré-industriel ($T_{t,0}$) est prise égale à 251 K (Prather et al., 2012). Enfin, la fonction $\mathbf{f}_{\mathbf{sat}}$, relative à la pression de vapeur saturante, est donnée par Jacobson (2005, équation 2.61) et est retranscrite en table 2.D.

Discussion On conduit à nouveau un ensemble de simulations avec les 9 paramétrisations possible du puits OH, afin d'évaluer le comportement de notre modèle. Les résultats sont visible en figure 2.4, pour l'ensemble du puits chimique, lorsque le modèle est forcé par les données historiques, comme en section 2.1.3. Sur cette figure, on peut voir une dispersion relativement limitée, principalement du fait que le premier *driver* du puits est le taux de CH₄ atmosphérique lui-même, et donc que la fonction $\mathbf{f}_{\mathbf{OH}}$ est de second ordre, en particulier tant que le changement clima-

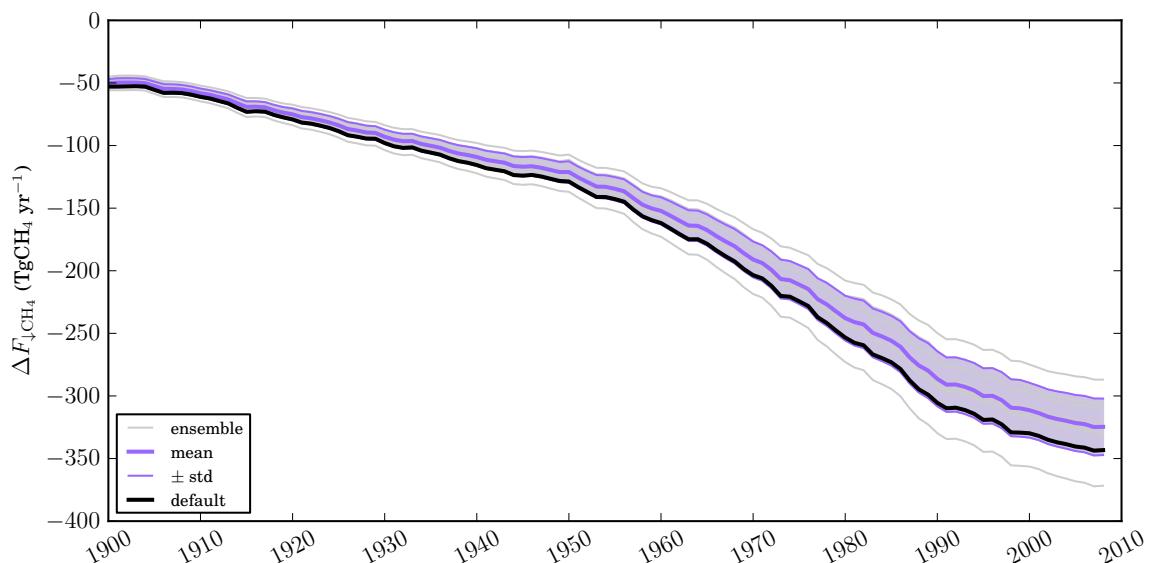


FIGURE 2.4 – Ensemble des reconstitutions de la variation historique de la somme des puits chimiques du méthane.

tique n'est pas significativement élevé. Bien que simulant un puits relativement fort, notre paramétrisation par défaut est ici calquée sur celle par défaut de [Holmes et al. \(2013\)](#).

Par rapport à cette étude de [Holmes et al. \(2013\)](#), on peut cependant noter avoir fait deux approximations principales. Premièrement, notre puits OH n'est pas influencé par les changements d'ozone stratosphérique, alors que la disparition de ce dernier entraîne une augmentation d'un rayonnement solaire génératrice de radicaux OH. Secondelement, nous ne faisons pas de distinction fondée sur le lieu d'émission des précurseurs de l'ozone (en particulier, de distinction entre émissions sur les continents, les océans, ou directement dans les airs). En effet, comme précédemment pour l'ozone troposphérique, les équilibres chimiques à l'origine du radical hydroxyle sont locaux. Cependant, puisque ce radical réagit avec le méthane, qui est relativement bien mélangé dans l'atmosphère, on attend moins d'erreur due à ce point que pour l'ozone troposphérique. Toujours comme pour l'ozone, le puits OH n'est pas affecté, dans OSCAR, par un éventuel changement des émissions naturelles de NO_x ou de VOC, puisque celles-ci sont implicitement supposées constantes. Concernant les autres puits, soulignons que l'intensité du puits stratosphérique devrait elle aussi être modifiée en fonction du rayonnement solaire disponible (i.e. en fonction de la teneur de la stratosphère en ozone), et que le puits fourni par les sols secs est très certainement affecté par l'usage des sols. Cependant, à l'heure actuelle très peu de modèles incluent une modélisation explicite des processus de méthanoléphie et de comment ceux-ci sont affectés par les activités humaines portant sur les sols.

2.2.2 Émissions des zones humides (E_{wet})

Description Les zones humides (*wetlands*) sont la principale source naturelle de méthane à l'échelle globale ([Denman et al., 2007](#)). Cependant, la modélisation précise de ces émissions nécessite une représentation explicite du cycle de l'eau, que nous n'avons pas dans OSCAR. Nous avons alors cherché à développer un modèle simple permettant d'estimer les émissions des zones humides à partir de variables endogènes d'OSCAR. Nous avons choisi de représenter la variation de cette source en établissant simplement des lois de variation régionale du flux surfacique d'émissions des zones humides (e_{wet}) et de la surface de ces zones humides (S_{wet}). Ainsi, les émissions totales (E_{wet}) sont couplées au cycle du carbone par le biais du flux surfacique, et au climat par celui des surfaces de zones humides.

Comme OSCAR n'inclus pas de biome "zones humides" à proprement parler, on suppose que celles-ci sont constituées de forêts (exposant " \mathcal{F} ") et de prairies (exposant " \mathcal{G} "), dans des proportions invariantes au cours du temps mais spécifiques à chaque région. Les émissions surfaciques sont alors supposées proportionnelles au CO_2 issu de la respiration hétérotrophe du stock de carbone rapide de la biosphère terrestre, ce qui est proche du choix de modélisation de [Wania et al. \(2010\)](#). L'évolution des surfaces est supposée déterminée par les changements en température locale de surface (T_{LS}), en précipitations locales (P_L), et le taux de CO_2 atmosphérique. En

effet, cette dernière variable a un effet dit “anti-transpirant” : l’ouverture stomatale diminue si le dioxyde de carbone est plus aisément disponible dans l’air, entraînant une diminution de la transpiration de la plante, et donc une augmentation de la quantité d’eau restant au sol. Le module est ainsi décrit :

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta e_{wet}^i = e_{wet,0}^i \frac{\pi_{wet,\mathcal{F}}^i \Delta rh_F^{i,b=\mathcal{F}} + (1 - \pi_{wet,\mathcal{F}}^i) \Delta rh_F^{i,b=\mathcal{G}}}{\pi_{wet,\mathcal{F}}^i rh_{F,0}^{i,b=\mathcal{F}} + (1 - \pi_{wet,\mathcal{F}}^i) rh_{F,0}^{i,b=\mathcal{G}}} \\ \Delta S_{wet}^i = S_{wet,0}^i (\gamma_{wet_T}^i \Delta T_{LS}^i + \gamma_{wet_P}^i \Delta P_L^i + \gamma_{wet_C}^i \Delta [\text{CO}_2]) \\ \Delta E_{wet}^i = \Delta e_{wet}^i S_{wet,0}^i + e_{wet,0}^i \Delta S_{wet}^i + \Delta e_{wet}^i \Delta S_{wet}^i \end{array} \right. \quad (2.6)$$

Les valeurs pré-industrielles des émissions surfaciques ($e_{wet,0}$), de la surface ($S_{wet,0}$), ainsi que de la proportion de zones humides forestières ($\pi_{wet,\mathcal{F}}$) sont calculées à partir d’une simulation à l’équilibre de la version d’ORCHIDEE intégrant un sous-modèle dédié aux émissions naturelles de méthane (Ringeval et al., 2010). Cette simulation sert de simulation de contrôle dans l’exercice d’inter-comparaison WETCHIMP (Melton et al., 2013), et a donc été faite sur la période 1901–1931. Comme en section 1.2, on corrige le biais dû à l’effet du CO₂ sur les émissions surfaciques (elles sont multipliées par un facteur $[\text{CO}_2]_0/[\text{CO}_2]_{1901-1931} \approx 92\%$). Les valeurs des trois sensibilités (γ_{wet_T} , γ_{wet_P} et γ_{wet_C} ; cette dernière étant l’effet anti-transpirant) de la surface de zones humides sont déterminées sur la base de cette même étude, grâce à trois autres simulations prises à l’équilibre mais où chacun des trois forçages climatiques a été significativement augmenté (cf. Melton et al., 2013). On fait donc l’hypothèse que les étendues de zones humides s’ajustent quasi-instantanément par rapport au pas de temps caractéristique de notre modèle (qui est l’année). Les valeurs régionales de ces six paramètres sont données en table 2.E.

Toujours grâce à l’inter-comparaison WETCHIMP, on dispose de valeurs des émissions des zones humides à l’échelle globale et de leur étendue à une période fixée, pour sept modèles différents (incluant ORCHIDEE) et pour la moyenne de ces modèles. En supposant que la variation inter-modèles sur cette période est la même qu’au pré-industriel, ceci nous permet d’ajouter à OSCAR une gamme de sensibilités représentant les incertitudes liées à la modélisation des émissions des zones humides, de façon similaire à ce que nous avons fait avec l’inter-comparaison C⁴MIP (cf. section 1.2). En rappelant qu’ORCHIDEE est notre modèle de référence, on peut alors émuler le pré-industriel d’autres modèles (exposant “ M ”) par les équations suivantes :

$$\left\{ \begin{array}{l} e_{wet,0}^{M,i} = e_{wet,0}^i \left(\frac{E_{wet,0}^M}{E_{wet,0}^{\text{ORCHIDEE}}} \frac{S_{wet,0}^{M=\text{ORCHIDEE}}}{S_{wet,0}^M} \right) \\ S_{wet,0}^{M,i} = S_{wet,0}^i \left(\frac{S_{wet,0}^M}{S_{wet,0}^{M=\text{ORCHIDEE}}} \right) \end{array} \right. \quad (2.7)$$

Cette même inter-comparaison renseigne également les sensibilités globales $\tilde{\gamma}_{wet}$ des étendues de zones humides aux trois conditions environnementales que nous modélisons ; ce pour six modèles (ORCHIDEE compris). On peut donc également émuler

ces sensibilités des modèles de WETCHIMP, de façon indépendante du cas pré-industriel présenté en équation (2.7), grâce à la formule suivante :

$$\gamma_{wet}^{M,i} = \gamma_{wet}^i \left(\tilde{\gamma}_{wet}^M / \tilde{\gamma}_{wet}^{M=\text{ORCHIDEE}} \right) \quad (2.8)$$

La table 2.F fournit les valeurs liées à WETCHIMP, pour le pré-industriel et les sensibilités aux conditions environnementales, utilisées dans OSCAR.

Discussion L’inter-comparaison nous offre donc un ensemble de 56 paramétrisations possibles du module d’émissions des zones humides, dont les résultats sont présentés en figure 2.5 lorsque le module est forcé par le CO₂ atmosphérique historique, et par les températures et précipitations du CRU+NCEP (Viovy, 2012). Si la dispersion y reste limitée, malgré les écarts importants entre modèles complexes (cf. table 2.F), c’est parce que notre approche perturbationnelle rend plus importants les facteurs environnementaux que les paramètres pré-industriels. Notons qu’ici le module biosphérique est fixé à sa configuration par défaut, et que la dispersion serait plus élevée, du fait du couplage à travers la respiration hétérotrophe rapide, si nous faisions également varier ce module. Notre paramétrisation par défaut est dérivée de la moyenne des modèles de WETCHIMP.

Le couplage avec la respiration permet de mettre en avant une augmentation des émissions surfaciques induite par l’effet de fertilisation du CO₂ sur le cycle du carbone biosphérique. Cependant, Melton et al. (2013) met en garde contre ce qui semble être un artéfact de modélisation dû à l’absence de biome spécifique pour les *wetlands*, puisque les plantes typiques trouvées dans ces zones ont un comportement

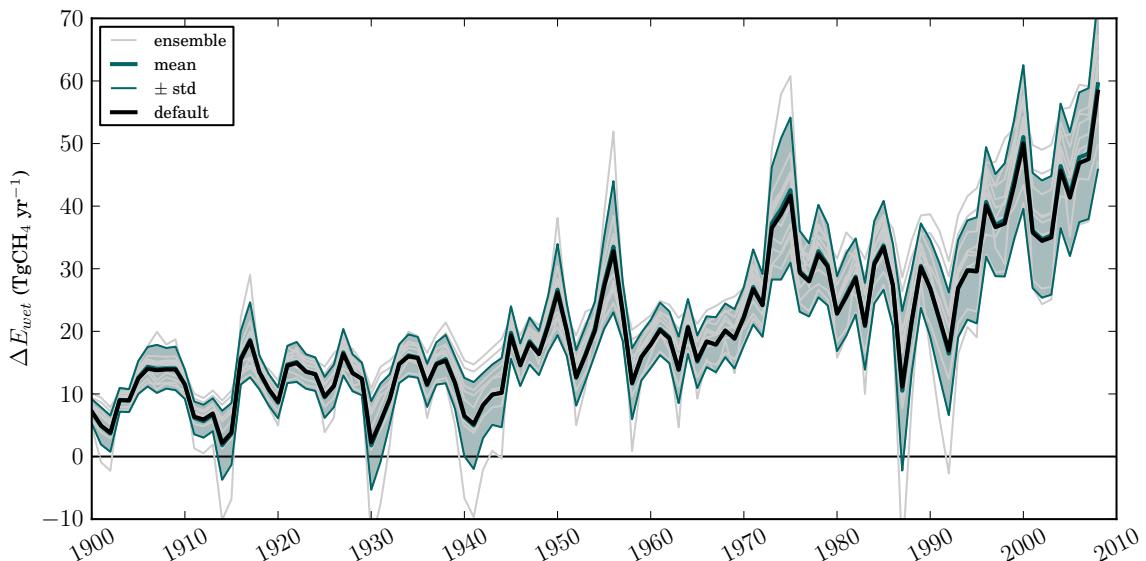


FIGURE 2.5 – Ensemble des reconstitutions de la variation historique des émissions des zones humides. Les émissions pré-industrielles sont renseignées en table 2.F

incertain relativement à cet effet (e.g. [Boardman et al., 2011](#)). Un facteur supplémentaire qui devrait être pris en compte est le dépôt de soufre (dû aux émissions anthropiques de SO₂, cf. section 3.1.2), qui modifie l'équilibre d'oxydo-réduction des zones humides, et tend ainsi à réduire leurs émissions de méthane ([Gauci et al., 2004](#)). Concernant l'étendue des *wetlands*, notre modèle est sûrement trop simple. En particulier, la formulation linéaire en fonction des trois facteurs environnementaux devrait être contre-balancée avec un quatrième terme, non-linéaire, capable de saisir l'effet conjoint des trois facteurs. De plus, notre module ignore un forçage anthropique direct, très peu renseigné dans la littérature, qu'est l'asséchage (*drainage*) intentionnel de zones humides, effectué dans le but de les transformer en surface cultivable ou constructible.

2.2.3 Émissions anthropiques (E_{CH_4})

Mis à part les émissions dues à la combustion de biomasse (cf. section 2.1.2), les émissions de méthane anthropique sont prescrites dans OSCAR par des inventaires nationaux. Ces émissions peuvent être d'origine soit fossile, soit biologique. Les principales sources de méthane fossile sont les émissions dites “fugitives”, c'est-à-dire les fuites lors du transport et du stockage de gaz naturel, et l'échappement involontaire de gaz lors de l'extraction de charbon. Une source moindre de CH₄ d'origine fossile est liée à la combustion incomplète de carburants fossiles. Principale source anthropique, le méthane biogénique est produit par voie bactérienne en tout milieu anaérobie. Il est principalement dû à la riziculture (i.e. aux *wetlands* anthropiques) et à l'élevage intensif de ruminants, du fait de la fermentation entérique et de la gestion des déjections (*manure*) ; mais également à l'ensemble des déchets organiques produits par l'Homme, s'ils ne sont pas brûlés (e.g. décharges à ciel ouvert, eaux usagées).

Les données que nous utilisons sont celles provenant de la base de données EDGAR ([EC-JRC/PBL, 2012](#)), de 1970 à 2008. Entre 1850 et 1970, elles sont basées sur les travaux de [Lamarque et al. \(2010\)](#), mais les valeurs annuelles globales en sont modifiées (linéairement) afin qu'il y ait correspondance avec les estimations d'EDGAR en 1970 et qu'elles soient égales à 2/3 de leur valeur en 1850. Ce facteur d'échelle vient de nos premiers essais pour reconstituer les observations de CH₄ atmosphérique, lors desquels la valeur si-

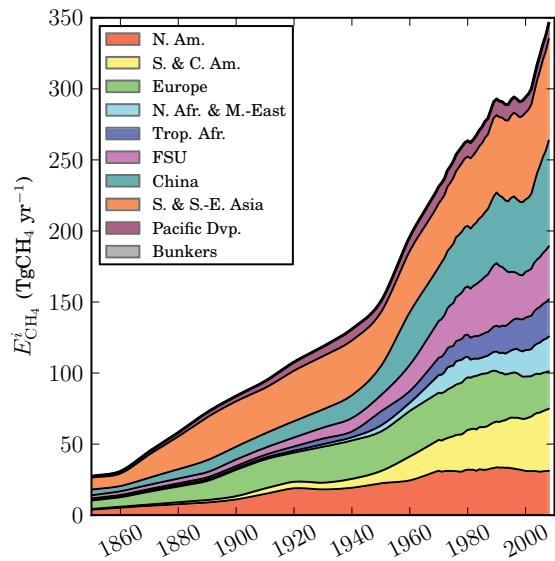


FIGURE 2.6 – Émissions anthropiques de méthane.

mulée, sur la période 1850–1900, semblait trop forte et augmenter trop lentement. Or, il est improbable que ce soit le puits chimique qui explique ce comportement. En effet, la théorie (Raupach, 2013) affirme que si les émissions croissent exponentiellement (ou presque), c'est leur taux de croissance qui détermine la vitesse de changement de composition de l'atmosphère, et non le temps caractéristique du puits. On a donc choisi d'appliquer un facteur *ad hoc* afin de corriger des estimations d'émissions historiques *a priori* incompatibles avec les observations. Avant 1850, les émissions sont extrapolées afin d'atteindre zéro en 1750. La figure 2.6 présente le jeu de données final.

2.2.4 Bilan atmosphérique ($[\text{CH}_4]$)

Description Comme pour le CO_2 , on procède par conservation de la matière pour établir la variation annuelle du taux atmosphérique de méthane :

$$\alpha_{\text{atm}}^{\text{CH}_4} \frac{d\Delta[\text{CH}_4]}{dt} = E_{\text{CH}_4} + E_{\text{BB,CH}_4} + \Delta E_{\text{wet}} + \Delta F_{\downarrow\text{CH}_4} \quad (2.9)$$

On remarquera que les émissions naturelles ($E_{\text{nat,CH}_4}$), autres que celles liées aux zones humides, sont absentes de cette équation. Donc, selon notre cadre de modélisation perturbationnel, ceci revient à faire l'hypothèse que ces émissions sont restées invariantes au fil du temps. Enfin, notons qu'on prend une concentration pré-industrielle en CH_4 égale à 700 ppb (Ramaswamy et al., 2001).

Discussion Grâce aux ensembles de simulations précédemment effectuées, on dispose de 6 048 reconstructions de l'évolution temporelle du CH_4 atmosphérique. Sur la figure 2.7, on peut voir cet ensemble présentant une dispersion assez importante. On ne dispose pas de mesure remontant assez loin dans le passé pour bien comparer cet ensemble avec les observations. Cependant, lorsque comparé à AGAGE (2012), il semble que seules les premières années en sont raisonnablement simulées par OSCAR. Après 1990, deux phénomènes principaux se superposent. Premièrement, dans les années 90 et jusqu'au début des années 2000, les émissions des zones humides simulées par OSCAR sont en constante augmentation alors que Bousquet et al. (2006) estiment (par inversion) qu'elles ont en fait diminué. Ceci expliquerait la stagnation de notre flux à cette période, alors que les observations montrent une diminution de celui-ci. Secondelement, nous émettons quelques doutes sur la date de reprise (et peut-être l'intensité de celle-ci) des émissions anthropiques d'EDGAR au début des années 2000, puisque c'est ce qui crée l'augmentation très rapide du flux simulé visible dès 2003 alors que les observations tendent à montrer que c'est seulement en 2005/2006 que le CH_4 atmosphérique repart à la hausse. Notons malgré tout que les incertitudes quant aux causes du plateau de concentration observé à cette période restent nombreuses (Forster et al., 2007).

Par souci de complémentation, listons à nouveau les phénomènes absents de notre modèle et pouvant – mais pas nécessairement – expliquer une part marginale de

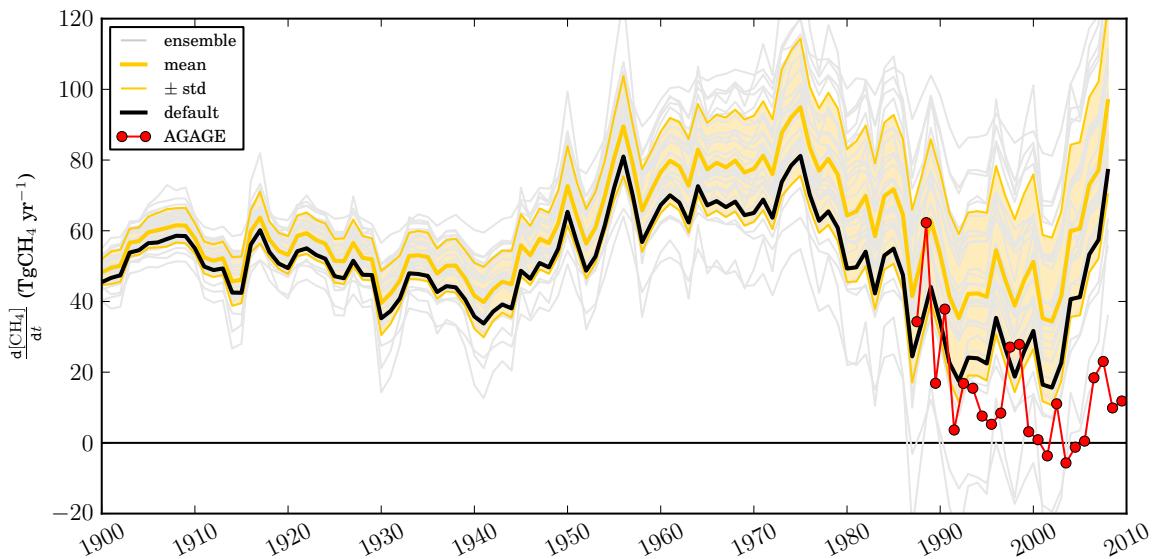


FIGURE 2.7 – Ensemble des reconstitutions du bilan annuel historique du CH₄ atmosphérique, comparé aux observations de AGAGE (2012). Seul un deux-centième de l'ensemble est représenté.

la différence entre nos résultats et les observations. D'abord, nous ne prenons pas en compte les modifications dues à l'Homme de certaines sources naturelles. Par exemple, les étendues d'eau douce et les embouchures de fleuves ont vu changer leurs apports en nutriments, altérant leurs cycles biochimiques et les émissions qui y sont liées (CH₄ et N₂O, en particulier). Ensuite, nous l'avons déjà évoqué en section 1.5, la fonte du *permafrost* entraînera sûrement à l'avenir, et à pu entraîner par le passé, le relargage de méthane initialement piégé dans ces types de sol. Enfin, des hydrates de méthane sont également piégés dans les sédiments océaniques profonds et sur les talus continentaux. Or, si la température des océans augmente, ou si la circulation océanique est altérée, il est possible que ces hydrates libèrent à leur tour du CH₄. *A priori*, ceci se déroulerait cependant sur des échelles de temps géologiques (O'Connor et al., 2010).

2.3 Protoxyde d'azote

2.3.1 Puits photochimique ($F_{\downarrow N_2O}$)

Description À l'inverse du méthane, le protoxyde d'azote est un gaz relativement stable, qui est quasi-exclusivement détruit par photolyse dans la stratosphère. L'intensité de ce puits photochimique n'est pas linéaire par rapport à la teneur stratosphérique en N₂O. En effet, la destruction de N₂O dans la stratosphère produit un composé radicalaire catalysant la destruction de l'ozone stratosphérique, qui en

disparaissant laissera place à plus de rayonnement UV, qui eux-mêmes favoriseront la destruction du protoxyde d'azote (Prather, 1998). Cette rétroaction positive est mise en équation de la façon suivante :

$$\Delta F_{\downarrow \text{N}_2\text{O}} = -\frac{\alpha_{atm}^{\text{N}_2\text{O}}}{\tau_{photo}} [\text{N}_2\text{O}]_0 \left(\left(1 + \frac{\Delta[\text{N}_2\text{O}]_s}{[\text{N}_2\text{O}]_0} \right)^{1-\chi_{\text{N}_2\text{O}}^{\text{N}_2\text{O}}} - 1 \right) \quad (2.10)$$

Pour les valeurs de la constante de temps caractéristique de la photolyse au pré-industriel (τ_{photo}) et du coefficient de rétroaction chimique ($\chi_{\text{N}_2\text{O}}^{\text{N}_2\text{O}}$), on dispose à nouveau des résultats de quatre modèles de chimie atmosphérique (Ehhalt et al., 2001, table 4.5), du choix par défaut de cette étude, ainsi que d'une paramétrisation issue d'une étude plus récente (Prather et al., 2012). Toutes les valeurs sont données en table 2.G.

Pour calculer ce puits photochimique, il est nécessaire d'évaluer la concentration stratosphérique en N_2O . Dans OSCAR, pour tout composé X autre que l'ozone, la concentration stratosphérique de X (notée $[X]_s$) est calculée comme une sous-composante de la concentration atmosphérique totale [X], s'équilibrant avec un certain décalage temporel (τ_{BD}) choisi égal à 3 ans, et représentant le bilan net de la circulation Brewer-Dobson ; ce qui, mis en équation, donne :

$$\frac{d\Delta[X]_s}{dt} = +\frac{\Delta[X]}{\tau_{BD}} - \frac{\Delta[X]_s}{\tau_{BD}} \quad (2.11)$$

Cette formulation est l'équivalent linéaire de l'équation à retard fréquemment utilisée (e.g. Daniel et al., 2007; Meinshausen et al., 2011a) : $[X]_s(t) = [X](t - \tau_{BD})$.

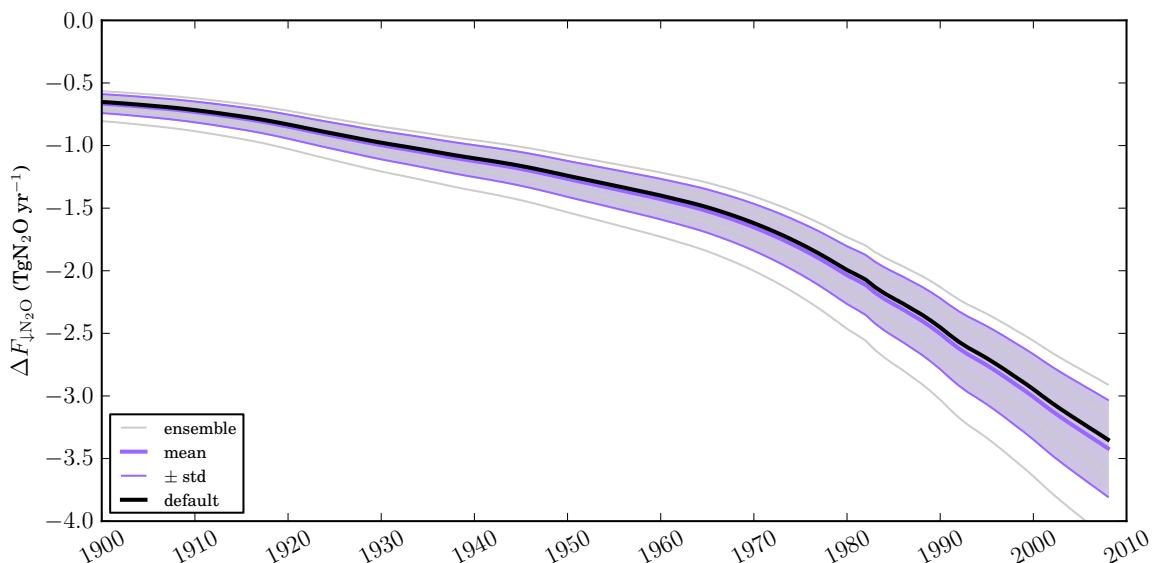


FIGURE 2.8 – Ensemble des reconstitutions de la variation historique du puits photochimique du protoxyde d'azote.

Discussion L'ensemble des simulations avec les 6 paramétrisations possibles est présenté en figure 2.8 ; notre paramétrisation par défaut étant celle fournie par le TAR (Ehhalt et al., 2001). Le peu de conclusions que l'on peut tirer de cette figure porte sur la dispersion relativement faible et l'absence de la moindre variabilité inter-annuelle. Ce dernier point vient de nos hypothèses de modélisation n'incluant aucune forme de rétroaction climatique. De plus, la rétroaction modélisée par le facteur $\chi_{\text{N}_2\text{O}}^{\text{N}_2\text{O}}$ n'est pas complètement satisfaisante, puisqu'elle ne fait pas dépendre de notre estimation de l'ozone stratosphérique (section 2.5) un processus qui, physiquement, en dépend. Enfin, nos équations modélisant l'échange troposphère-stratosphère sont très simples, en particulier nous ne prenons pas en compte le fait que la circulation Brewer-Dobson s'accélérera vraisemblablement avec le réchauffement climatique (e.g. Butchart et Scaife, 2001).

2.3.2 Émissions anthropiques ($E_{\text{N}_2\text{O}}$)

On prescrit l'ensemble des émissions anthropiques de protoxyde d'azote, sauf celles issues de la combustion de biomasse, à partir d'inventaires nationaux. Les sources principales de N_2O sont biologiques : la gestion du fumier (*manure*), dont la quantité est corrélée à l'élevage intensif, et l'usage d'engrais azotés pour l'agriculture en sont deux exemples majeurs. La combustion de carburants fossiles est aussi à l'origine de la formation de protoxyde d'azote. Enfin, notons que l'industrie du nylon rejette également des quantités de N_2O non-négligeables.

Comme précédemment, on utilise les données d'EDGAR (EC-JRC/PBL, 2012), de 1970 à 2008. L'établissement du jeu de données entre 1860 et 1970 se fait en trois étapes. Premièrement, entre 1890 et 1970, on se base sur les données régionalisées d'EDGAR-HYDE (van Aardenne et al., 2001), puis de 1860 à 1890 on suppose que les émissions sont strictement égales à celles de 1890. Deuxièmement, les valeurs globales de 1860 à 1970 sont annuellement modifiées afin qu'elles correspondent aux estimations récentes de Davidson (2009), ce sans changer les proportions relatives de chaque région. Troisièmement, on redimensionne linairement ces nouvelles données afin qu'elles correspondent en 1970 à la valeur globale d'EDGAR, et à leur propre valeur en 1860. Avant 1860, les émissions sont extrapolées linairement jusqu'à zéro en 1750. Le tout est visible en figure 2.9.

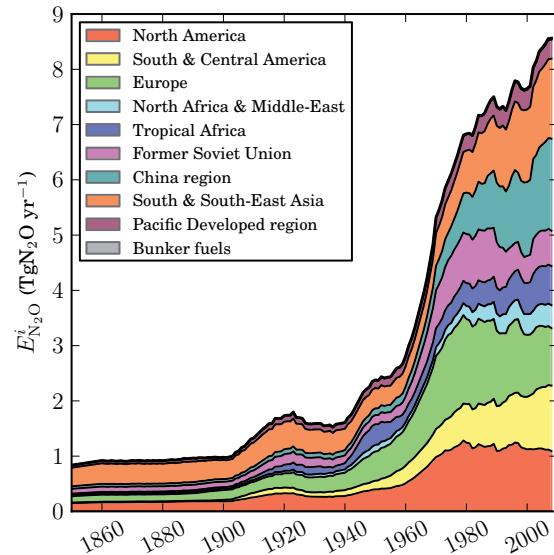


FIGURE 2.9 – Émissions anthropiques de protoxyde d'azote.

2.3.3 Bilan atmosphérique ($[N_2O]$)

Description Sur la base des équations développées dans cette section, toujours par conservation de la matière, l'équation bilan du N_2O s'écrit comme :

$$\alpha_{atm}^{N_2O} \frac{d\Delta[N_2O]}{dt} = E_{N_2O} + E_{BB,N_2O} + \Delta F_{\downarrow N_2O} \quad (2.12)$$

A nouveau, on notera l'absence d'émissions naturelles dans cette équation, puisque celles-ci sont supposées constantes au cours du temps dans cette version du modèle. La concentration pré-industrielle de protoxyde d'azote est supposée égale à 270 ppb (Ramaswamy et al., 2001).

Discussion Au final, OSCAR propose 72 paramétrisations possibles liées au protoxyde d'azote. Les résultats de la reconstitution du bilan atmosphérique historiques sont illustrés en figure 2.10. On peut y voir une dispersion assez faible, et un modèle moyen qui reproduit plutôt bien la tendance de l'accroissement de N_2O atmosphérique observée par AGAGE (2012). Par contre, OSCAR ne reproduit aucunement la variabilité inter-annuelle observable. Nous avons déjà vu que ceci était partiellement dû à l'absence d'influence du climat sur le puits photochimique dans notre modèle. Mais le manque de représentation des processus biologiques liés au cycle de l'azote, que ce soit dans les sols agricoles (ici, inclus dans E_{N_2O}), les sols naturels (absents) ou l'océan (absent), fortement affectés par la variabilité climatique et les changements d'usage des sols (Denman et al., 2007), en est une autre cause. Ainsi, il

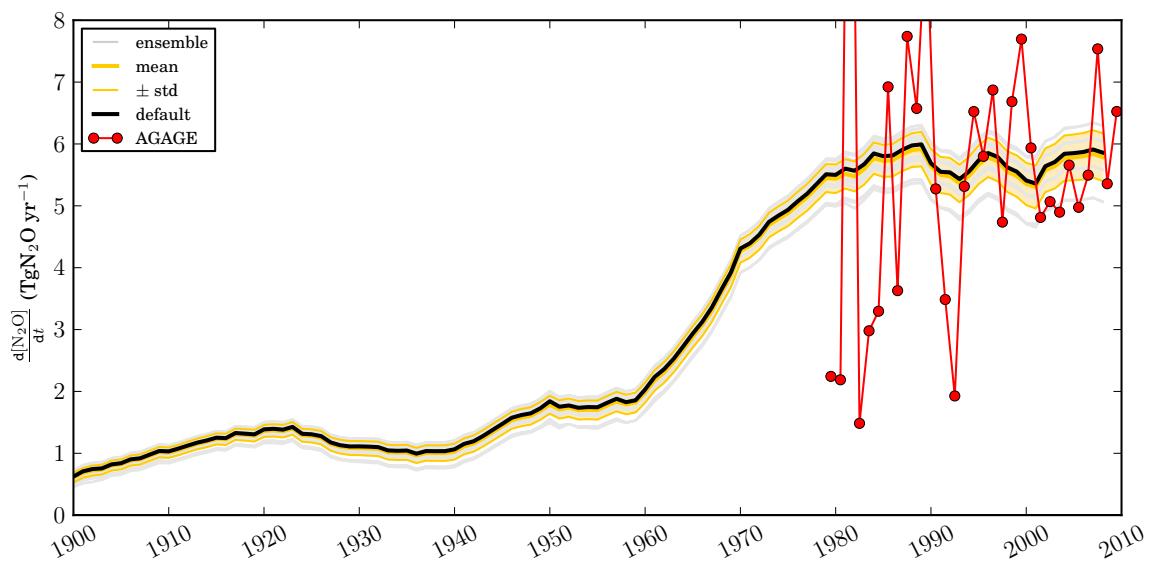


FIGURE 2.10 – Ensemble des reconstitutions du bilan annuel historique du N_2O atmosphérique, comparé aux observations de AGAGE (2012). Seule la moitié de l'ensemble est représentée.

manque à OSCAR une représentation du cycle de l'azote qui permettrait de quantifier nos propres émissions de protoxyde d'azote (mais également d'oxydes d'azote et d'ammoniaque), que ce soit en lien avec la biosphère terrestre (e.g. Stocker et al., 2013) ou la biosphère marine, et ce d'autant plus que les émissions anthropiques d'azote réactif (i.e. NO_x et NH_3), ont perturbé ce cycle.

2.4 Composés halogénés

2.4.1 Puits chimiques ($F_{\downarrow\text{Halo}}$)

Formellement, les puits des composés halogénés sont identiques à ceux du méthane. En fonction de la nature et de la réactivité de chaque composés, celui-ci sera potentiellement oxydé par le radical OH dans la troposphère, ou bien photolysé dans la stratosphère, ou encore détruit par certains puits secondaires de surface (e.g. océan, sols). On pourra cependant noter quelques tendances générales : les HFC et les HCFC, du fait de la disponibilité de l'hydrogène sur la molécule, sont facilement oxydables par OH. A l'inverse, les PFC et les CFC étant saturés de liaisons fortes, ils ne sont affectés, sur le long terme, que par la photolyse stratosphérique. Ainsi, nous avons développé pour OSCAR un cadre générique de modélisation applicable à tout composé halogéné (X), adapté de l'équation (2.3) :

$$\Delta F_{\downarrow X} = -\frac{\alpha_{atm}^X}{\tau_{OH}^X} \left(([X]_0 + \Delta[X]) \mathbf{f}_{OH}(\Delta[\text{CH}_4], \Delta T_{AS}, E_{OP}) - [X]_0 \right) - \frac{\alpha_{atm}^X}{\tau_{strato}^X} \Delta[X]_s - \frac{\alpha_{atm}^X}{\tau_{other}^X} \Delta[X] \quad (2.13)$$

La fonction \mathbf{f}_{OH} est la même que pour le méthane (cf. section 2.2.1). Les constantes de temps des réactions au pré-industriel sont issues de la compilation de Montzka et al. (2011). Les constantes liées au puits OH ont toutefois été redimensionnées proportionnellement aux valeurs, relatives au méthane et au méthyl-chloroforme, fournies par le TAR (Ehhalt et al., 2001) et par la WMO (Montzka et al., 2011). Toutes les valeurs des trois constantes de temps sont données en table 2.H.

2.4.2 Émissions anthropiques (E_{Halo})

Les composés halogénés sont usuellement classés en différentes familles. Parmi celles-ci, on a : les HFC (Hydro-Fluoro-Carbures), qui ont remplacés les CFC (Chloro-Fluoro-Carbures) et les HCFC (Hydro-Chloro-Fluoro-Carbures) depuis la ratification du Protocole de Montréal ; les PFC (Per-Fluoro-Carbures), auxquels on ajoute parfois le SF_6 et le NF_3 ; et les ODS (*Ozone Depleting Substances*), composés à l'origine de la dégradation de la couche d'ozone et incluant, entre autres, CFC, HCFC et Halons (des composés bromés). En lien avec leurs propriétés physico-chimiques (e.g. grande capacité thermique, stabilité), tous ces composés peuvent être utilisés comme liquide réfrigérant, expulseurs aérosols, isolants, extincteurs d'incendie, ou

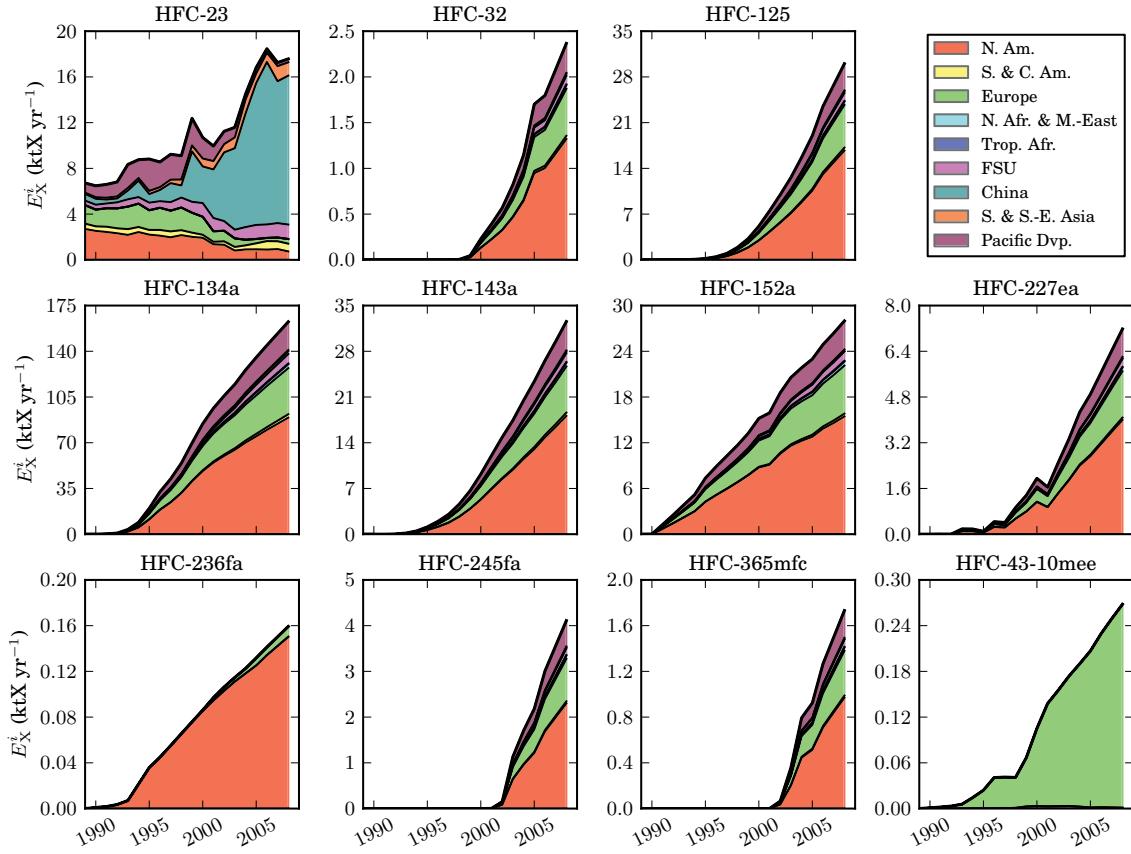
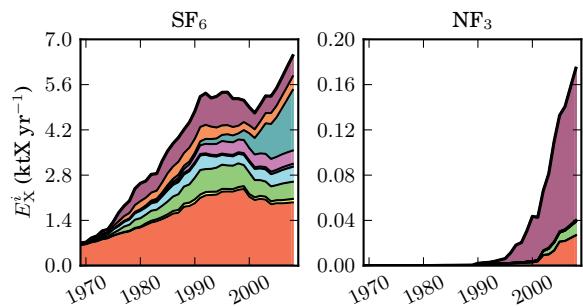


FIGURE 2.11 – Émissions anthropiques de HFC.

encore nettoyants industriels. Dans notre modèle, leurs émissions sont prescrites sur la base d'inventaires nationaux ou internationaux, rendus difficiles à tenir du fait que ces composés sont stockés parfois plusieurs années avant d'être utilisés.

Pour les HFC et les PFC, nous utilisons les inventaires nationaux fournis sur la période 1970-2008 par EDGAR (EC-JRC/PBL, 2012). Ceux-ci sont alors extrapolés linéairement à zéro en 1950, sauf dans le cas de certains composés pour lesquels on suppose des dates de début d'émission différentes (HFC-23 en 1940, HFC-143a en 1960, SF₆ en 1940, CF₄ en 1920, et C₂F₆ en 1900). Ces dates viennent de la base de données de IIASA (2012a). Pour les ODS, nous utilisons les estimations d'émissions globales (donc

FIGURE 2.12 – Émissions anthropiques de SF₆ et NF₃. (Légende en figure 2.11.)

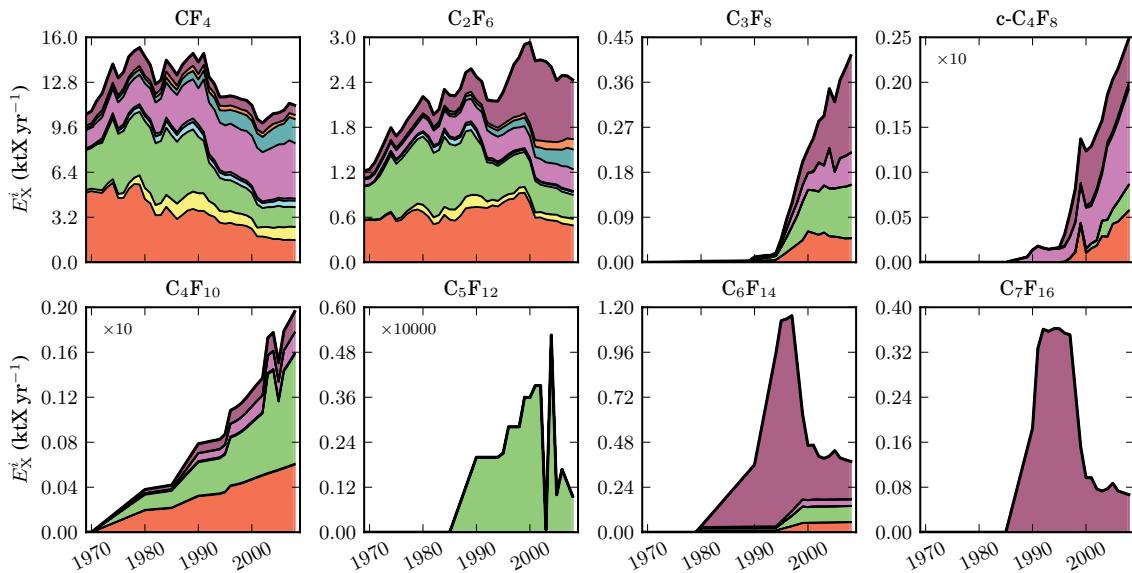


FIGURE 2.13 – Émissions anthropiques de PFC. Les échelles du c-C₄F₈ et du C₄F₁₀ ont été multipliées par 10, et celle du C₅F₁₂ par 10 000. (Légende en figure 2.11.)

non-régionalisées) de Meinshausen et al. (2011b) allant jusqu'en 2005, et leur extension, commune à tous les scénarios RCP (IIASA, 2012a) de 2005 à 2008. Seuls le HCFC-141b et le HCFC-142b sont ensuite régionalisés sur la base des données d'EDGAR (EC-JRC/PBL, 2012). Ces émissions sont présentées en figure 2.11 pour les HFC, en figure 2.12 pour SF₆ et NF₃, en figure 2.13 pour les PFC, et en figure 2.14 pour les ODS.

2.4.3 Bilans atmosphériques ([Halo])

Le bilan atmosphérique des composés halogénés est obtenu par simple équilibre des sources anthropiques et des puits chimiques :

$$\alpha_{atm}^X \frac{d\Delta[X]}{dt} = E_X + \Delta F_{\downarrow X} \quad (2.14)$$

Parmi l'ensemble des composés halogénés modélisés dans OSCAR, seuls trois ont des concentrations au pré-industriel non-nulles : le tétrafluorure de carbone (40 ppt), le bromure de méthyle (5.8 ppt) et le chlorure de méthyle (480 ppt) (Ramaswamy et al., 2001; Meinshausen et al., 2011b). On suppose alors que les émissions naturelles de ces trois composés (à l'origine de ces concentrations pré-industrielles) restent constantes. Enfin, nous ne comparons pas ici l'ensemble des concentrations simulées en composés halogénés. Cependant, nous verrons au chapitre 3 que notre simulation du forçage radiatif dû à l'ensemble de ces gaz est très satisfaisante, suggérant que leur représentation dans notre modèle est correcte.

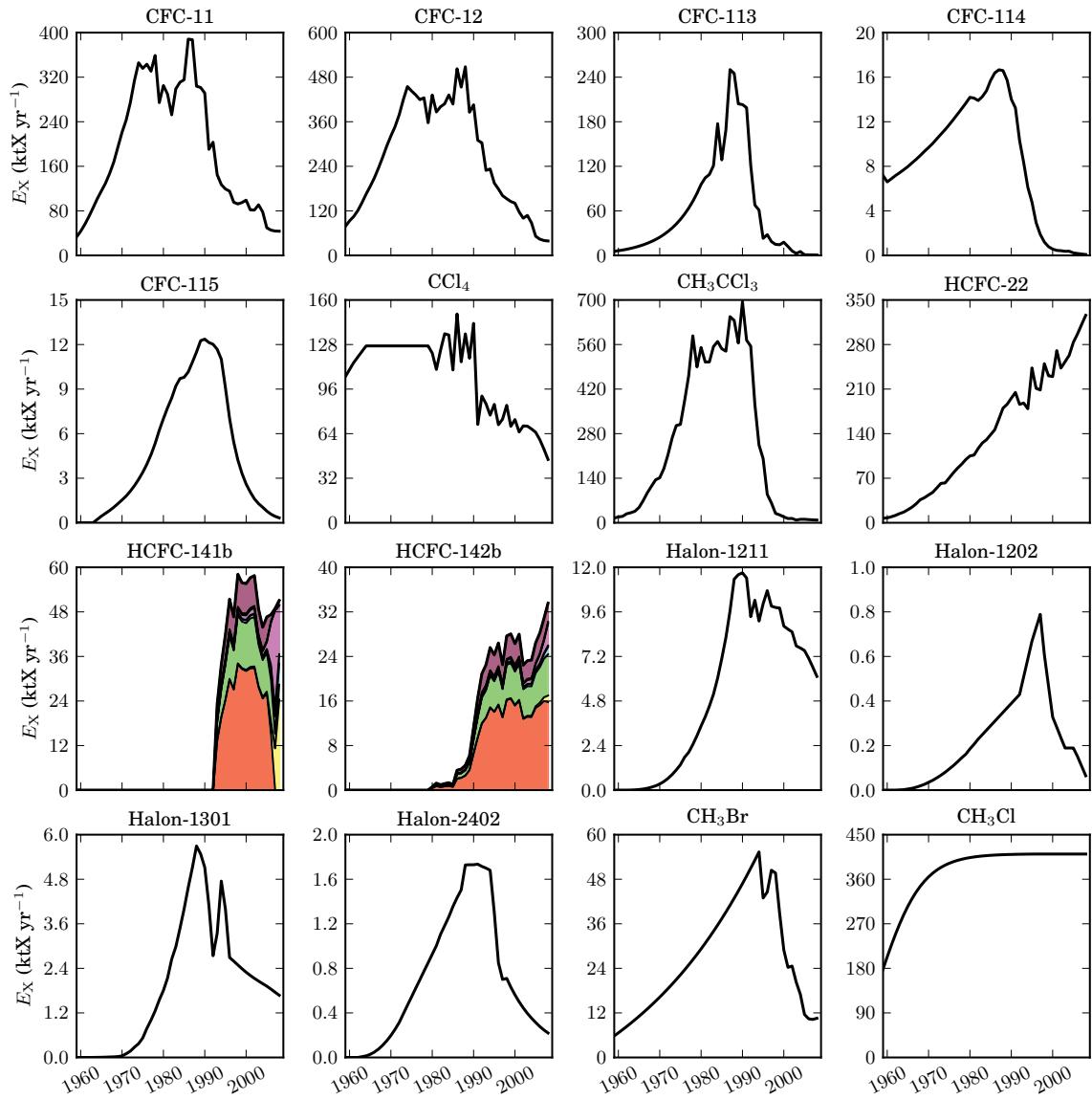


FIGURE 2.14 – Émissions anthropiques des ODS. (Légende en figure 2.11.)

2.5 Ozone stratosphérique ($[O_3]_s$)

Description Nous l'avons vu, certains composés halogénés sont des substances détruisant la couche d'ozone. Afin d'estimer l'impact de l'augmentation de la concentration stratosphérique de ces substances, on passe par une grandeur globale représentant la quantité de molécules de chlore et de brome actives dans les cycles de chimie radicalaire induisant la destruction de l'ozone. Cette quantité équivalente de chlore actif dans la stratosphère (*Equivalent Effective Stratospheric Chlorine, EESC*)

est calculée en fonction des concentrations stratosphériques des différents ODS par la formule suivante (e.g. [Newman et al., 2007](#)) :

$$\Delta EESC = \sum_{X \in \text{Halo}} \pi_{rel}^X (n_{\text{Cl}}^X + \alpha_{\text{Cl}}^{\text{Br}} n_{\text{Br}}^X) \Delta[X]_s \quad (2.15)$$

Elle dépend du nombre d'atomes de chlore (n_{Cl}) et de brome (n_{Br}) du composé X, mais également de la probabilité moyenne qu'une molécule du composé relâche un de ses atomes (π_{rel}). Les valeurs adoptées pour cette dernière viennent de l'étude de [Newman et al. \(2007\)](#), avec un choix par défaut d'un âge moyen de l'air stratosphérique de 3 ans (i.e. correspondant à la circulation Brewer-Dobson, cf. section 2.3.1) ; celles-ci étant données en table 2.H. La valeur de l'efficacité relative du brome par rapport au chlore ($\alpha_{\text{Cl}}^{\text{Br}}$) est fixée à 60, conformément aux recommandations de [Daniel et al. \(2007\)](#).

Une fois déterminée la quantité équivalente de chlore actif dans la stratosphère, on adopte une modélisation linéaire semi-empirique afin de calculer la variation globale de la quantité d'ozone stratosphérique. En effet, si l'on observe les courbes d'EESC et de variation d'ozone global, on constate qu'elles sont quasi-linéaires sur la période 1979–1989 ([Shipperfield et al., 2007](#)). On modélise alors la variation d'ozone stratosphérique par :

$$\Delta[\text{O}_3]_s = \chi_{\text{O}_3}^{EESC} \Delta EESC \quad (2.16)$$

Le coefficient de sensibilité $\chi_{\text{O}_3}^{EESC}$ est fixé à $-1.03 \cdot 10^{-2} \text{ DU ppt}^{-1}$, en se basant sur notre formulation de l'EESC avec laquelle on calcule une augmentation d'environ 495 ppt sur la période 1979–1989, ainsi que sur l'étude de [Stolarski et al. \(2006, table 1\)](#) où on redimensionne à l'ensemble du globe la diminution décadaire observée de l'ozone stratosphérique entre les latitudes 60°N et 60°S.

Discussion La figure 2.15 montre les reconstitutions de la concentration stratosphérique en O_3 obtenues avec les 9 paramétrisations du puits OH d'OSCAR. On constate immédiatement que l'impact de ces paramétrisations, qui était déjà faible en section 2.2.1, l'est encore plus dans le cas de l'ozone stratosphérique. La valeur moyenne de la diminution d'ozone globale est bien dans la zone d'incertitude de l'étude de [Gauss et al. \(2006\)](#). Précisons cependant que des études récentes simulent une diminution de l'ozone stratosphérique supérieure à notre référence (cf. [Cionni et al., 2011](#)). De plus, il faut admettre que notre formulation de l'ozone stratosphérique est simpliste : de nombreux phénomènes sont ici négligés, et il est possible que notre simulation soit correcte du fait de divers biais qui se compensent les uns les autres. Par exemple, l'échange entre troposphère et stratosphère, qui tend à rééquilibrer chacun des réservoirs, puisque de l'ozone anthropique est créé dans le premier et détruit dans le second, est absent d'OSCAR. Ensuite, certains proposent une modélisation quadratique, et non linéaire, de l'effet destructeur des halocarbures ([Daniel et al., 1995](#)). On sait également que des polluants autres que les composés halogénés entrent en jeu. Nous avons déjà évoqué le N_2O stratosphérique catalysant

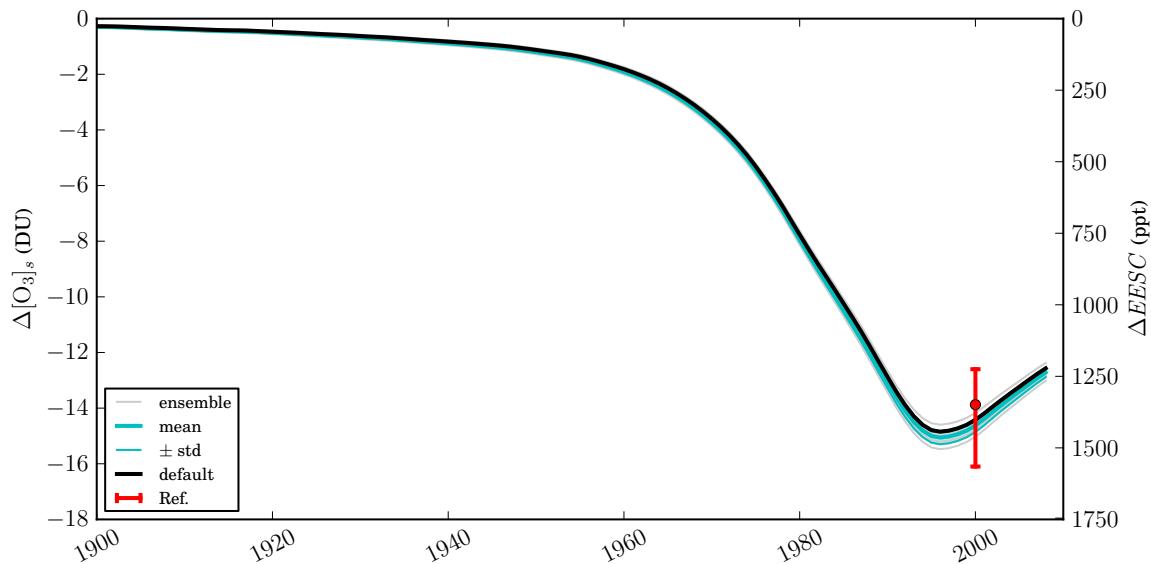


FIGURE 2.15 – Ensemble des reconstitutions des variations de concentration historique de l'ozone stratosphérique, comparées aux estimations de [Gauss et al. \(2006\)](#).

la destruction de O_3 ([Ravishankara et al., 2009](#)), mais il y a également les composés soufrés (issus des volcans, principalement) qui en font de même, ou encore l'intensité de l'activité solaire qui modifie sa production à partir du dioxygène (e.g. [Stolarski et al., 2006](#)). Enfin, soulignons que notre approche s'intéresse à la quantité d'ozone stratosphérique globale, dans l'optique de calculer le forçage radiatif induit par son changement. La formulation que nous utilisons n'est pas adaptée à l'étude du trou (antarctique) de la couche d'ozone, pour laquelle d'autres indicateurs ont été proposés (e.g. [Newman et al., 2006](#)).

2.A Annexe

TABLE 2.A – Coefficients d'émission lors de la combustion de biomasse.

	NO _x	CO	VOC	CH ₄	N ₂ O	SO ₂	NH ₃	OC	BC
(\mathcal{F})	2.50	246	16.1	13.4	0.54	0.91	2.59	16.7	1.42
(\mathcal{G})	4.14	148	7.7	5.2	0.48	0.40	1.97	7.7	1.09
(\mathcal{C})	2.82	223	16.9	6.5	0.17	0.48	2.59	8.0	1.67

Biomes (b) : (\mathcal{F}) Forêt, (\mathcal{G}) Prairie/Pâture, (\mathcal{C}) Culture.

Unités : $\alpha_{BB}^{NO_x}$, $\alpha_{BB}^{NH_3}$ (TgN GtC⁻¹); α_{BB}^{CO} (TgCO GtC⁻¹); α_{BB}^{VOC} , α_{BB}^{OC} , α_{BB}^{BC} (Tg GtC⁻¹); $\alpha_{BB}^{CH_4}$ (TgCH₄ GtC⁻¹); $\alpha_{BB}^{N_2O}$ (TgN₂O GtC⁻¹); $\alpha_{BB}^{SO_2}$ (TgS GtC⁻¹).

Source : [Andreae et Merlet \(2001\)](#).

TABLE 2.B – Paramètres des sensibilités chimiques de l'ozone troposphérique.

	$\chi_{O_3}^{CH_4}$	$\chi_{O_3}^{NO_x}$	$\chi_{O_3}^{CO}$	$\chi_{O_3}^{VOC}$
Moy. OxComp	+5.00	+0.125	+1.1 10 ⁻³	+3.3 10 ⁻³
IASB	+5.16	+0.093	+0.2 10 ⁻³	+1.2 10 ⁻³
UCI	+5.39	+0.125	+1.5 10 ⁻³	+3.6 10 ⁻³
UIO	+3.98	+0.191	+1.2 10 ⁻³	+4.8 10 ⁻³
ULAQ	+6.64	+0.073	+3.2 10 ⁻³	+5.1 10 ⁻³

Unités : $\chi_{O_3}^{CH_4}$ (DU); $\chi_{O_3}^{NO_x}$ (DU [TgN yr⁻¹]⁻¹); $\chi_{O_3}^{CO}$ (DU [TgCO yr⁻¹]⁻¹); $\chi_{O_3}^{VOC}$ (DU [Tg yr⁻¹]⁻¹).

Source : [Ehhalt et al. \(2001\)](#).

TABLE 2.C – Paramètres des sensibilités chimiques du puits OH.

	$\chi_{OH}^{CH_4}$	$\chi_{OH}^{NO_x}$	χ_{OH}^{CO}	χ_{OH}^{VOC}	χ_{OH}^T	χ_{OH}^Q
Moy. OxComp	-0.32	+4.2 10 ⁻³	-1.1 10 ⁻⁴	-3.1 10 ⁻⁴	—	—
UCI	-0.34	+4.2 10 ⁻³	-1.2 10 ⁻⁴	-4.2 10 ⁻⁴	—	—
UIO	-0.33	+5.4 10 ⁻³	-0.9 10 ⁻⁴	-3.2 10 ⁻⁴	—	—
UKMO	-0.31	+4.4 10 ⁻³	-0.8 10 ⁻⁴	-2.9 10 ⁻⁴	—	—
ULAQ	-0.29	+4.6 10 ⁻³	-1.7 10 ⁻⁴	-3.3 10 ⁻⁴	—	—
Déf. réf. n°2	-0.31	+4.3 10 ⁻³	-0.6 10 ⁻⁴	-2.7 10 ⁻⁴	+3.0	+0.32
UCI-CTM	-0.36	+4.6 10 ⁻³	-0.6 10 ⁻⁴	†	+3.9	+0.32
Oslo-CTM3	-0.31	+3.1 10 ⁻³	-0.5 10 ⁻⁴	†	+2.8	+0.29
GEOS-Chem	-0.27	+4.9 10 ⁻³	-0.6 10 ⁻⁴	†	+2.2	+0.34

† : [Holmes et al. \(2013\)](#) prennent ces valeurs égales à la valeur par défaut de l'étude.

Unités : $\chi_{OH}^{CH_4}$, χ_{OH}^T , χ_{OH}^Q (–); $\chi_{OH}^{NO_x}$ ([TgN yr⁻¹]⁻¹); χ_{OH}^{CO} ([TgCO yr⁻¹]⁻¹); χ_{OH}^{VOC} ([Tg yr⁻¹]⁻¹).

Sources : [Ehhalt et al. \(2001\)](#); [Holmes et al. \(2013\)](#).

TABLE 2.D – Expression analytique de la fonction \mathbf{f}_{sat} .

\mathbf{f}'_{sat}	$= 6.112 \exp\left(6816 \left(\frac{1}{273.15} - \frac{1}{T_{t,0} + \kappa_T \Delta T_{AS}}\right) + 5.1309 \ln\left(\frac{273.15}{T_{t,0} + \kappa_T \Delta T_{AS}}\right)\right)$
\mathbf{f}_{sat}	$= \mathbf{f}'_{\text{sat}} / \mathbf{f}'_{\text{sat}} _{\Delta T_{AS}=0} - 1$

Unités : \mathbf{f}_{sat} (–); T_t , T_{AS} (K).Source : [Jacobson \(2005\)](#).

TABLE 2.E – Paramètres régionaux pour les zones humides.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
$e_{wet,0}$	160	449	77	4	232	127	63	246	215
$S_{wet,0}$	230	226	40	30	115	84	48	90	44
π_{wet_F}	0.52	0.66	0.49	0.31	0.39	0.51	0.21	0.47	0.47
γ_{wet_T}	-9.97	-2.71	-8.83	-2.53	-2.05	-11.4	-3.24	-3.12	-2.94
γ_{wet_P}	+81.6	+25.9	+74.6	+198	+83.6	+133	+85.8	+34.1	+58.5
γ_{wet_C}	+1.50	+1.40	+2.30	-0.21	+1.97	+2.03	-0.20	+2.51	+1.28

Régions (i) : (1) Nord Amérique, (2) Sud Amérique, (3) Europe, (4) Nord Afrique & Moyen-Orient, (5) Afrique tropicale, (6) Ex-URSS, (7) Chine, (8) Asie de l'Est et du Sud-Est, (9) OCDE Pacifique.

Unités : $e_{wet,0}$ (gCH₄ ha⁻¹ yr⁻¹); $S_{wet,0}$ (Mha); π_{wet_F} (–); γ_{wet_T} (% °C⁻¹); γ_{wet_P} (% [mm d⁻¹]⁻¹); γ_{wet_C} (% [100 ppm]⁻¹).

TABLE 2.F – Paramètres globaux relatifs aux zones humides.

	$E_{wet,0}$	$S_{wet,0}$	$\tilde{\gamma}_{wet_T}$	$\tilde{\gamma}_{wet_P}$	$\tilde{\gamma}_{wet_C}$
Moy. WETCHIMP	154	2448	-2.37	+28.6	+1.27
CLM4Me	167	929	-2.67	+32.3	+1.54
DLEM	114	749	-0.84	+17.4	+0.40
IAP-RAS	133	2142	—	—	—
LPJ-Bern	147	8622	-0.57	+16.2	+1.72
LPJ-WSL	141	950	—	—	—
ORCHIDEE	214	908	-5.62	+62.2	+1.56
SDGVM	161	2839	-2.22	+24.9	+0.05
UVic-ESCM	—	—	-2.22	+28.6	+2.30

Unités : $E_{wet,0}$ (TgCH₄ yr⁻¹); $S_{wet,0}$ (Mha); γ_{wet_T} (% °C⁻¹); γ_{wet_P} (% [mm d⁻¹]⁻¹); γ_{wet_C} (% [100 ppm]⁻¹).Source : [Melton et al. \(2013\)](#).

TABLE 2.G – Paramètres du puits photochimique du protoxyde d'azote.

	τ_{photo}	$\chi_{N_2O}^{N_2O}$		τ_{photo}	$\chi_{N_2O}^{N_2O}$
Déf. TAR	120	-0.050	UCI-1D	120	-0.046
AER-2D	112	-0.062	Oslo-2D	98	-0.061
GSFC-2D	138	-0.052	Réf. n°2	131	-0.080

Unités : τ_{photo} (yr); $\chi_{N_2O}^{N_2O}$ (–).Source : [Ehhalt et al. \(2001\)](#); [Prather et al. \(2012\)](#).

TABLE 2.H – Paramètres relatifs aux composés halogénés.

	τ_{OH}	τ_{strato}	τ_{other}	π_{rel}	α_{RF}
HFC-23	186	2 347	∞	0.00	0.19
HFC-32	4.2	89	∞	0.00	0.11
HFC-125	24.3	246	∞	0.00	0.23
HFC-134a	10.9	232	∞	0.00	0.16
HFC-143a	41.2	327	∞	0.00	0.13
HFC-152a	1.2	45.4	∞	0.00	0.09
HFC-227ea	33.8	310	∞	0.00	0.26
HFC-236fa	192	5 676	∞	0.00	0.28
HFC-245fa	6.2	116	∞	0.00	0.28
HFC-365mfc	7.1	125	∞	0.00	0.22
HFC-43-10mee	13.6	157	∞	0.00	0.40
SF ₆	∞	3 200	∞	0.00	0.52
NF ₃	∞	500	∞	0.00	0.21
CF ₄	∞	50 000	∞	0.00	0.10
C ₂ F ₆	∞	10 000	∞	0.00	0.26
C ₃ F ₈	∞	2 600	∞	0.00	0.26
c-C ₄ F ₈	∞	3 200	∞	0.00	0.32
C ₄ F ₁₀	∞	2 600	∞	0.00	0.33
C ₅ F ₁₂	∞	4 100	∞	0.00	0.41
C ₆ F ₁₄	∞	3 100	∞	0.00	0.49
C ₇ F ₁₆	∞	3 000	∞	0.00	0.48
CFC-11	∞	45	∞	0.47	0.25
CFC-12	∞	100	∞	0.23	0.32
CFC-113	∞	85	∞	0.29	0.30
CFC-114	∞	190	∞	0.12	0.31
CFC-115	∞	1 020	∞	0.04	0.18
CCl ₄	∞	35	101	0.56	0.13
CH ₃ CCl ₃	4.6	39	89	0.67	0.06
HCFC-22	9.7	186	∞	0.13	0.20
HCFC-141b	8.1	64.9	∞	0.08	0.14
HCFC-142b	14.7	160	∞	0.01	0.20
Halon-1211	∞	∞	16	0.62	0.30
Halon-1202	∞	∞	2.9	0.62	0.31 [†]
Halon-1301	∞	∞	65	0.28	0.32
Halon-2402	∞	∞	20	0.65	0.33
CH ₃ Br	1.1	∞	3	0.60	0.01
CH ₃ Cl	1.4	∞	1.4	0.44	0.01

† : Nous n'avons trouvé aucune référence pour cette substance. La valeur donnée est arbitraire.

Unités : τ_{OH} , τ_{strato} , τ_{other} (yr) ; π_{rel} (–) ; α_{RF} (mW m⁻² ppt⁻¹).

Source : Montzka et al. (2011); Ivy et al. (2012).

