

Simulation des changements climatiques au cours du XXI^e siècle incluant l’ozone stratosphérique

Jean-François Royer^{a,*}, Daniel Cariolle^a, Fabrice Chauvin^a, Michel Déqué^a, Hervé Douville^a, Rong-Ming Hu^a, Serge Planton^a, Annie Rascol^a, Jean-Louis Ricard^a, David Salas Y Melia^a, Florence Sevault^a, Pascal Simon^a, Samuel Somot^a, Sophie Tyteca^a, Laurent Terray^b, Sophie Valcke^b

^a CNRM/GMGEC, Météo-France, 42, av. Gaspard-Coriolis, 31057 Toulouse cedex 1, France

^b CERFACS, 42, av. Gaspard-Coriolis, 31057 Toulouse cedex 1, France

Reçu le 9 août 2001 ; accepté le 26 novembre 2001

Présenté par Jean-Claude André

Abstract – Simulation of climate changes during the 21st century including stratospheric ozone. Two climate simulations of 150 years, performed with a coupled ocean/sea-ice/atmosphere model including stratospheric ozone, respectively with and without heterogeneous chemistry, simulate the tropospheric warming associated with an increase of the greenhouse effect of carbon dioxide and other trace gases since 1950 and their impact on sea-ice extent, as well as the stratospheric cooling and its impact on ozone concentration. The scenario with heterogeneous chemistry reproduces the formation of the ozone hole over the South Pole from the 1970s and its deepening until the present time, and shows that the ozone hole should progressively fill during the coming decades. *To cite this article: J.-F. Royer et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 147–154.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

climate change / greenhouse effect / coupled model / stratosphere / ozone

Résumé – Deux scénarios climatiques de 150 ans, réalisés avec un modèle couplé océan/glace/atmosphère incluant l’ozone stratosphérique, respectivement sans et avec la photochimie hétérogène, simulent le réchauffement troposphérique lié à l’augmentation de l’effet de serre du gaz carbonique et des autres gaz trace depuis 1950 et leur impact sur l’étendue de la banquise, ainsi que le refroidissement stratosphérique et son impact sur la concentration de l’ozone. Le scénario avec chimie hétérogène reproduit la formation du trou d’ozone au-dessus du pôle Sud à partir des années 1970 et son approfondissement jusqu’à l’époque actuelle, et montre qu’il devrait se résorber progressivement dans les prochaines décennies. *Pour citer cet article : J.-F. Royer et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 147–154.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

changement climatique / effet de serre / modèle couplé / stratosphère / ozone

Abridged version

Stratospheric cooling is a direct consequence of greenhouse gas increase that has been less thoroughly investigated than the well-known tropospheric warming [12, 15, 18, 39]. Ozone photochemistry is sensitive to temperature and could be affected by the expected stratospheric cooling during the next century [2, 24, 25]. In order to study this problem, coupled transient integrations simulating the

possible climate and ozone response to a scenario of greenhouse gases increase for the 21st century have been performed with a recent version of the ARPEGE-Climat atmospheric general circulation model (AGCM) of Météo-France [11], coupled interactively by means of the coupler OASIS from CERFACS [36, 37] to the Ocean general circulation model OPA 8.0 from IPSL/LODYC [23] and the sea-ice model GELATO [33]. The original aspects of the atmospheric model formulation are a high vertical resolu-

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : Jean-Francois.Royer@meteo.fr (J.-F. Royer).

tion with 45 levels; the inclusion of the ozone-mixing ratio is treated as a prognostic variable with photochemical production and loss rates computed by a 2D zonal chemistry model (MOBIDIC) [38]. Two sets of 150-year simulations starting in 1950 have been run. Each set consists in a control simulation (C1 and C2), in which the greenhouse gas concentrations and aerosols are kept fixed at their 1950 observed value, and a scenario simulation (S1 and S2) in which the greenhouse gas concentrations are changed annually, according to observations until the end of the 20th century, and then according to one of the new scenarios of the Special Report on Environment Scenarios (SRES) from the International Panel on Climate Change (IPCC), namely the marker scenario SRES-B2 [28] (Fig. 1). The chlorofluorocarbons (CFC) are assumed to follow the implementation of the Montreal Protocol and decrease gradually from their peak value during the next hundred years. In the second scenario S2, the concentration of CFC-12 has been increased in order to take indirectly into account the equivalent radiative effect of the other trace CFCs [13]. The geographical distribution of sulphur aerosols is updated every 10 years and specified according to maps computed with an aerosol transport model, which have been kindly provided by Penner [29]. Both the direct and indirect effects of aerosols are taken into account in the radiative code [27] according to a parameterisation derived from Boucher [6, 7]. In the first set of simulations (control C1 and scenario S1) the chemistry model takes only into account the homogeneous reactions, while in the second set (control C2 and scenario S2) a parameterisation of the heterogeneous chlorine chemistry [9] involved in the ozone destruction on polar stratospheric clouds (PSCs) has been introduced. Besides this improvement in the chemistry model, an empirical coefficient representing the albedo increase by low stratus clouds in ocean grid boxes with a partial sea-ice cover has been slightly increased from 0.20 in the first set of simulations (C1, S1) to 0.25 in the second set (C2, S2) in order to reduce the excess of solar radiation absorbed by the ocean at polar latitudes. The improvements in the second set of simulations have reduced the global temperature drift in the control simulation C2 compared to C1 (Fig. 2). Both scenarios S1 and S2 show a similar surface warming reaching about 3 K over the 150 simulated years.

The latitude–altitude cross-section of the zonal annual mean temperature shows the gradual increase of the tropospheric warming throughout the 21st century, with maximum values reaching 3 K just below the tropical tropopause induced by stronger convective activity (Fig. 3). The high vertical resolution in the stratosphere allows representing the strong stratospheric cooling increasing with height. The zonally averaged ozone mixing ratio anomaly (Fig. 4) shows an increase of this quantity in the upper equatorial stratosphere near the ozone concentration maximum above 10 hPa, at the end of the 21st century, which is due to decreased homogeneous photochemical destruction, as a consequence of the cooler stratospheric temperatures. The increased absorption of the UV flux leads to a reduction of the efficiency of ozone production by oxygen photodissociation in the lower levels and thus a small reduction of ozone in the lower stratosphere, which is enhanced in tropical regions by the rising of the tropopause, as found in a previous study [25]. However, this small reduction is unable to compensate the increase in the region close to the ozone maximum, and the overall ozone column increases gradually from about 295 Dobson units in 1950 to about 337 Dobson units in 2100. The most noticeable feature of the scenario with heterogeneous chemistry S2 is the reproduction of a strong decrease of the ozone content over the South Pole at the end of Antarctic winter, which is clearly apparent in the last decade of the 20th century (Fig. 4B). This is due to the increase in the chlorine content of the stratosphere and the heterogeneous destruction in the presence of polar stratospheric clouds in the Antarctic polar vortex. In spite of the amplification of the cooling in the stratosphere throughout the 21st century, which could increase the frequency of polar stratospheric cloud formation, the decrease in chlorine content assumed in the scenario as a consequence of the application of the Montreal Protocol leads to a progressive reduction of the ozone hole during the 21st century (Fig. 5). According to this simulation, the maximum of the ozone hole should have been attained at the end of the 20th century, and the ozone hole should be expected to persist in the coming decades with a very slow recovery following the expected decrease in the chlorine content of the stratosphere.

1. Introduction

Depuis plus d'un siècle, les rejets de gaz carbonique (CO₂) produits par l'activité industrielle et économique n'ont cessé de croître, et la concentration atmosphérique de ce gaz est passée d'une valeur préindustrielle d'environ 280 ppmv (parties par million en volume) à plus de 370 ppmv actuellement. Cette augmentation du gaz carbonique ainsi que d'autres gaz, comme le méthane et l'oxyde nitreux, produits par divers rejets d'origine anthropique est en train de renfor-

cer l'effet de serre de l'atmosphère et, par conséquent, de modifier le climat [1]. De nombreuses études ont été menées, à l'aide de modèles de circulation générale de l'atmosphère en mode non couplé [11, 24–26, 32, 39] et, plus récemment, de modèles couplés atmosphère–océan [16, 17, 36], pour évaluer les incidences climatiques de telles modifications de la composition de l'atmosphère et de son équilibre radiatif [3, 4, 15, 21]. La conséquence la plus connue de l'accroissement de l'effet de serre est le réchauffement des températures de la troposphère. Le refroidissement

dissement stratosphérique qui accompagne l'effet de serre troposphérique et les conséquences de ce refroidissement sur la photochimie de l'ozone n'ont fait l'objet que de quelques études [2, 24]. Nous présentons ici l'une des premières simulations de l'effet stratosphérique d'un scénario d'évolution transitoire de la composition de l'atmosphère, réalisé avec un modèle couplé océan–banquise–atmosphère ayant une résolution verticale fine dans la stratosphère. Ce modèle inclut une représentation du transport de l'ozone et tient compte de sa chimie homogène, ainsi que de la chimie hétérogène responsable de la formation du trou d'ozone sous l'influence de l'augmentation de la concentration de chlore [9].

2. Description des expériences

Un système couplant l'atmosphère, l'océan et la banquise vient d'être mis en place au CNRM, en association avec le CERFACS, pour réaliser des scénarios climatiques partant de l'année 1950 et s'étendant jusqu'à la fin du XXI^e siècle. Le modèle atmosphérique utilisé est le modèle Arpege–Climat de Météo-France, dont les capacités à simuler de façon réaliste les variations géographiques et saisonnières de la circulation générale de l'atmosphère et des paramètres climatiques en surface ont été documentées dans plusieurs publications [5, 10–12]. La version utilisée pour ces simulations est la version 3 (cycle 22-a) d'Arpege–Climat, avec une décomposition spectrale en harmoniques sphériques, selon une troncature triangulaire limitée au nombre d'onde 63 (T63), associée à une grille d'environ 2,8° (128 × 64 points) sur laquelle sont calculés les termes non linéaires de la dynamique et les paramétrisations physiques, telles que le transfert radiatif [27] et les nuages [31]. Cette version comporte 45 niveaux sur la verticale, de façon à pouvoir représenter de façon détaillée la circulation de la stratosphère dans laquelle se trouve le maximum de concentration d'ozone. Le rapport de mélange en ozone est une variable pronostique du modèle, transportée par la dynamique tridimensionnelle, interagissant dans les transferts radiatifs et pour laquelle les puits et les sources photochimiques de l'ozone sont représentés de façon paramétrique, selon une linéarisation de son taux de production en fonction du rapport du mélange d'ozone, de la quantité cumulée d'ozone au-dessus du point considéré et de la température [8, 24]. Le modèle de circulation océanique est le modèle OPA version 8.0, qui a été réalisé par un laboratoire de l'IPSL, le laboratoire d'océanographie dynamique (LODYC) [23]. L'évolution de la banquise est calculée par le modèle Gelato de D. Salas y Melia [33]. Les échanges de chaleur, d'évaporation et de frottement du vent à la surface des océans sont effectués toutes les 24 h par le coupleur OASIS développé

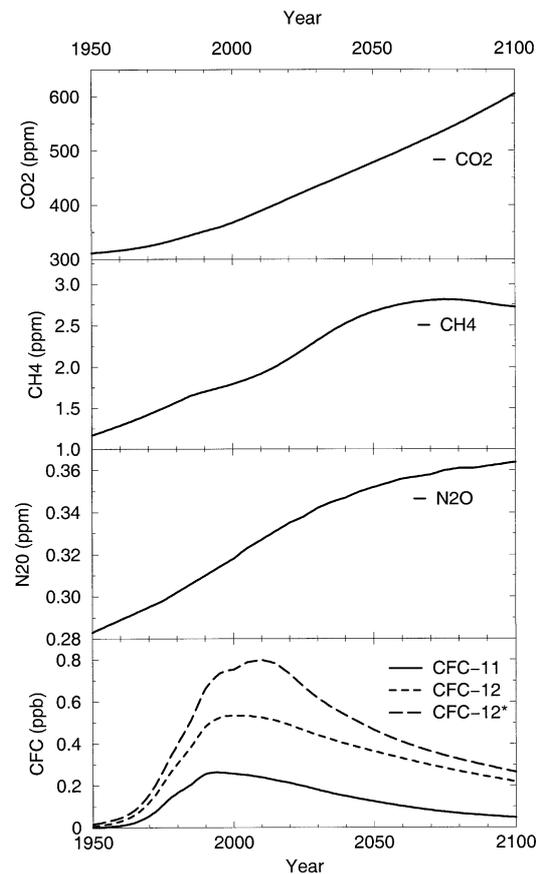


Figure 1. Évolution des gaz à effet de serre pris en compte dans les deux scénarios : gaz carbonique (CO₂), méthane (CH₄), l'hémioxyde d'azote (N₂O) et les chlorofluorocarbones (CFC-11 et CFC-12). Dans le second scénario S2, la concentration de CFC-12 a été augmentée (CFC-12*), de façon à prendre en compte l'effet de serre équivalent des autres CFCs mineurs.

Figure 1. Evolution of the greenhouse gases taken into account in the scenario: carbon dioxide (CO₂), methane (CH₄), nitrous oxide (N₂O) and chlorofluorocarbones (CFC-11 and CFC-12). In the second scenario S2, the concentration of CFC-12 was increased (CFC-12*) to take into account the equivalent greenhouse effect of other trace CFCs.

par le CERFACS [35, 36]. Aucune correction de ces termes d'échange, destinée à limiter une éventuelle dérive climatique irréaliste, n'est ici appliquée.

Les conditions initiales ont été constituées en effectuant une simulation couplée de 20 ans, avec rappel en température et salinité vers la climatologie de Levitus [22] en profondeur, et vers la climatologie de Reynolds [30] des années 1950–1960 en surface, puis une simulation couplée sans rappel de 10 ans pour la mise en équilibre. Deux ensembles de simulations ont ensuite été réalisés, comprenant chacun une expérience de contrôle (notées C1 et C2), dans laquelle les concentrations des gaz à effet de serre restent fixées à leur concentration initiale observée de 1950, et une expérience de scénario (S1 et S2), dans laquelle les concentrations évoluent au cours du temps. Dans le premier ensemble de simulations (C1 et S1), seule la

chimie homogène de l’ozone a été prise en compte. Dans le second ensemble, le modèle chimique a été amélioré pour prendre en compte également les réactions de destruction de l’ozone par le chlore par réactions hétérogènes à la surface des nuages stratosphériques polaires, selon une paramétrisation voisine de celle proposée par Cariolle et al. [9]. Un coefficient empirique représentant un effet d’albedo des stratus arctiques à la surface des mailles océaniques partiellement couvertes de banquise, fixé à 0,20 dans C1 et S1, a été augmenté à 0,25 dans C2 et S2 pour réduire la dérive des températures aux latitudes polaires.

Au cours des deux scénarios d’évolution du climat réalisés (S1 et S2) la concentration des principaux gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 , N_2O , ainsi que les chlorofluorocarbones CFC-11 et CFC-12) est prescrite annuellement, selon les valeurs observées jusqu’à la fin du XX^e siècle, et selon les valeurs prévues ensuite par le scénario SRES-B2 du GIEC [18, 28] (Fig. 1). Les émissions de CFC sont conformes aux mesures de réduction décidées par le Protocole de Montréal, et la concentration de ces gaz passe par un maximum aux alentours de l’an 2000. Dans le deuxième scénario S2, la concentration du CFC-12 a été artificiellement augmentée pour les calculs de rayonnement, de façon à représenter de façon indirecte l’effet radiatif des autres espèces mineures de CFCs (CFC_{113,114,115}, HCFC₂₂, CCl_4 , CH_3CCl_3). Cet effet radiatif a été évalué en utilisant les forçages radiatifs équivalents de Fisher et al. [13] et converti en concentration équivalente de CFC-12, qui donnerait le même effet radiatif. Les aérosols soufrés d’origine anthropique sont mis à jour tous les 10 ans à partir d’un scénario fourni par Penner [29], et leur effet direct et indirect est représenté dans le schéma radiatif [27] par une paramétrisation [19] dérivée des travaux de Boucher [6, 7]. Les

coefficients zonaux utilisés dans la paramétrisation des sources et des puits d’ozone dans Arpege–Climat sont également recalculés tous les 10 ans par un appel du modèle bidimensionnel de photochimie Mobicid [8, 9, 38], pour tenir compte des modifications de la composition chimique de l’atmosphère produites par l’activité industrielle et en utilisant les statistiques zonales du transport atmosphérique cumulées sur les dix années précédentes.

3. Résultats et interprétation

Les simulations de contrôle C1 et C2 montrent une légère dérive des températures en surface qui se réchauffent d’environ 1 K en 150 ans (Fig. 2). Ceci est une conséquence de l’excès de rayonnement solaire absorbé par l’océan aux hautes latitudes, qui peut être identifié dans les simulations avec rappel, et qui se traduit par une température moyenne en surface plus chaude d’environ 1 K par rapport aux observations de Jones [20]. La dérive a été un peu réduite, dans la deuxième expérience de contrôle C2 par rapport à C1, par l’augmentation introduite dans l’albedo (pouvoir réfléchissant) des nuages bas sur la banquise. Par rapport à la simulation de contrôle du CERFACS [3], réalisée à partir des versions plus anciennes des modèles [14] et avec les concentrations de GES correspondant à l’année 1990, le biais chaud a été un peu réduit, mais la dérive temporelle reste similaire. L’accroissement des gaz à effet de serre dans les deux scénarios a pour effet de modifier les échanges par rayonnement infrarouge sur la verticale, ce qui produit un réchauffement progressif des températures de surface, qui atteindra environ 3 degrés en moyenne globale en 2100 (Fig. 2).

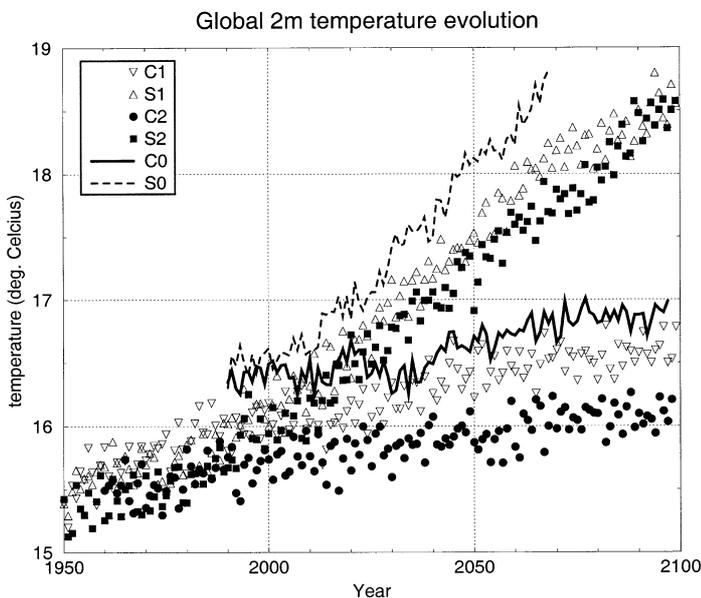


Figure 2. Augmentation de la température moyenne annuelle globale (à 2 m de hauteur) de 1950 à 2100, simulée dans les scénarios S1 et S2 et dans les expériences de contrôle correspondantes C1 et C2 de 1950 à 2100, comparée à celle des simulations précédentes du Cerfacs C0 (contrôle) et S0 (scénario).

Figure 2. Increase of the mean annual global temperature (2 m height) from 1950 to 2100, as simulated in scenarios S1 and S2 and in the corresponding control experiments C1 and C2, compared to the previous simulations from CERFACS C0 (control) and S0 (scenario).

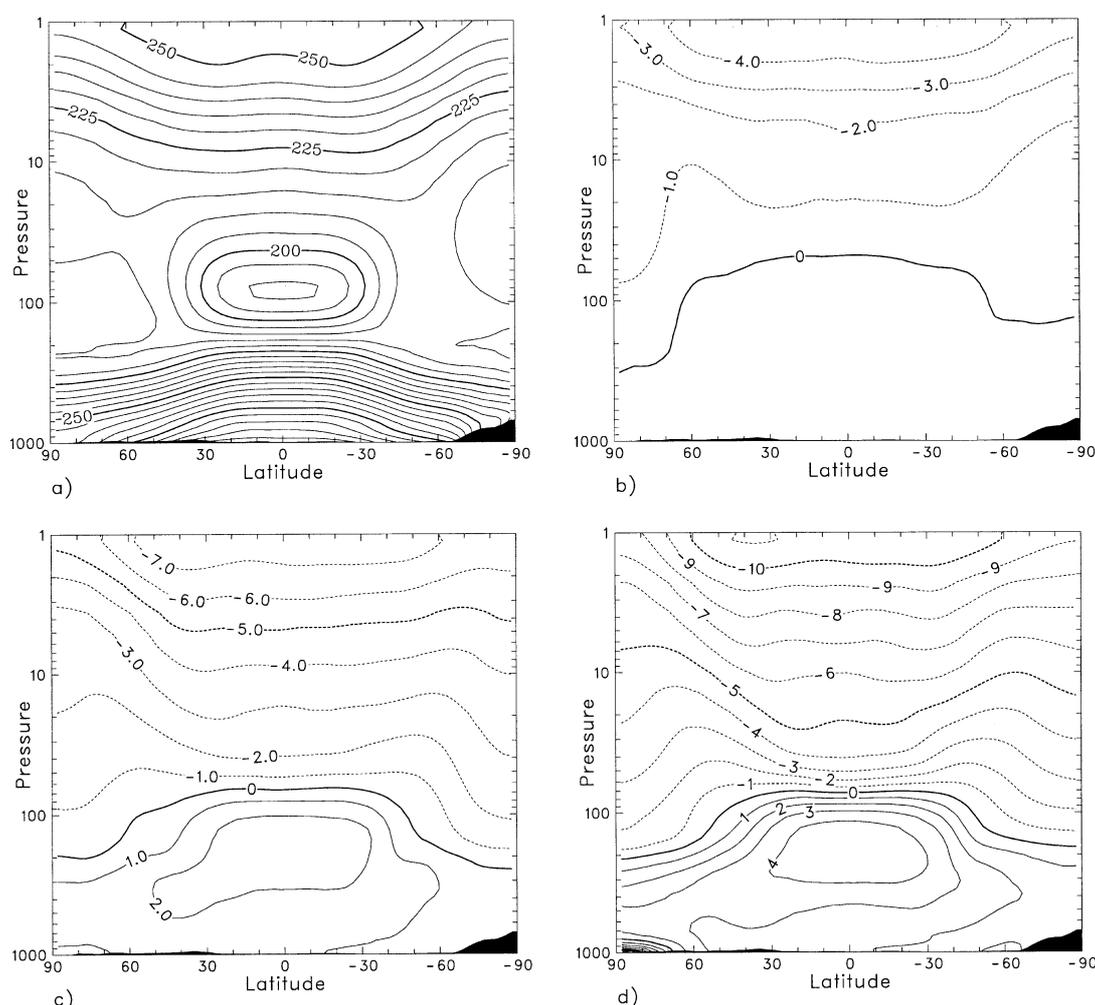


Figure 3. Coupe zonale en fonction de la latitude (pôle Sud à droite) et de la pression (échelle logarithmique en hPa) de la température annuelle moyenne (K) du scénario S2. **A.** Température moyenne sur les dix premières années (1950–1959). **B.** Changement de température de la décennie 1990–1999 du scénario S2 par rapport au contrôle C2. **C.** Idem pour 2040–2049. **D.** idem pour 2090–2099.

Figure 3. Zonal section as a function of latitude (South Pole on the right) and pressure (logarithmic scale in hPa) of the mean annual temperature (K) in the S2 scenario. **A.** Average temperature over the first ten years (1950–1959). **B.** Temperature change in 1990–1999 in scenario S2 relative to control C2. **C.** Idem for 2040–2049. **D.** Idem for 2090–2099.

L'augmentation plus lente des GES dans le scénario B2 produit un réchauffement moins rapide que dans le scénario du CERFACS [3, 4], qui utilisait un accroissement de 1 % par an.

La moyenne zonale du changement de température en moyenne annuelle présente un réchauffement de l'ensemble de la troposphère qui augmente au cours du temps (Fig. 3). Ce réchauffement présente un maximum en altitude entre 300 et 100 hPa entre les tropiques, où l'augmentation de la température dans la troposphère est renforcée par l'effet de serre de la vapeur d'eau provenant d'une évaporation de surface accrue et d'un développement plus intense de l'activité convective. En revanche, dans la stratosphère, l'augmentation du CO₂ produit un accroissement de l'émission infrarouge vers l'espace, et ces pertes radiatives conduisent à un refroidissement augmentant

avec l'altitude, pour atteindre jusqu'à -12 K au niveau de la stratopause équatoriale, à la fin de la simulation.

Les scénarios réalisés prennent en compte le transport de l'ozone et une représentation simplifiée des réactions photochimiques qui conduisent à sa formation ou à sa destruction. L'examen de la moyenne zonale de l'anomalie de rapport de mélange en ozone (Fig. 4) montre tout d'abord une diminution de l'ozone pour la période 1990–1999, qui est liée à l'augmentation du chlore, puis une diminution moindre sur la période 2040–2049, qui correspond à l'effet combiné de la décroissance du chlore et de la réduction de température produite par l'augmentation de l'effet de serre, et finalement une augmentation de la quantité d'ozone dans la haute stratosphère vers la fin du XXI^e siècle en 2090–2099, lorsque l'effet de température l'emporte. Cet accroissement est produit par le ralentissement

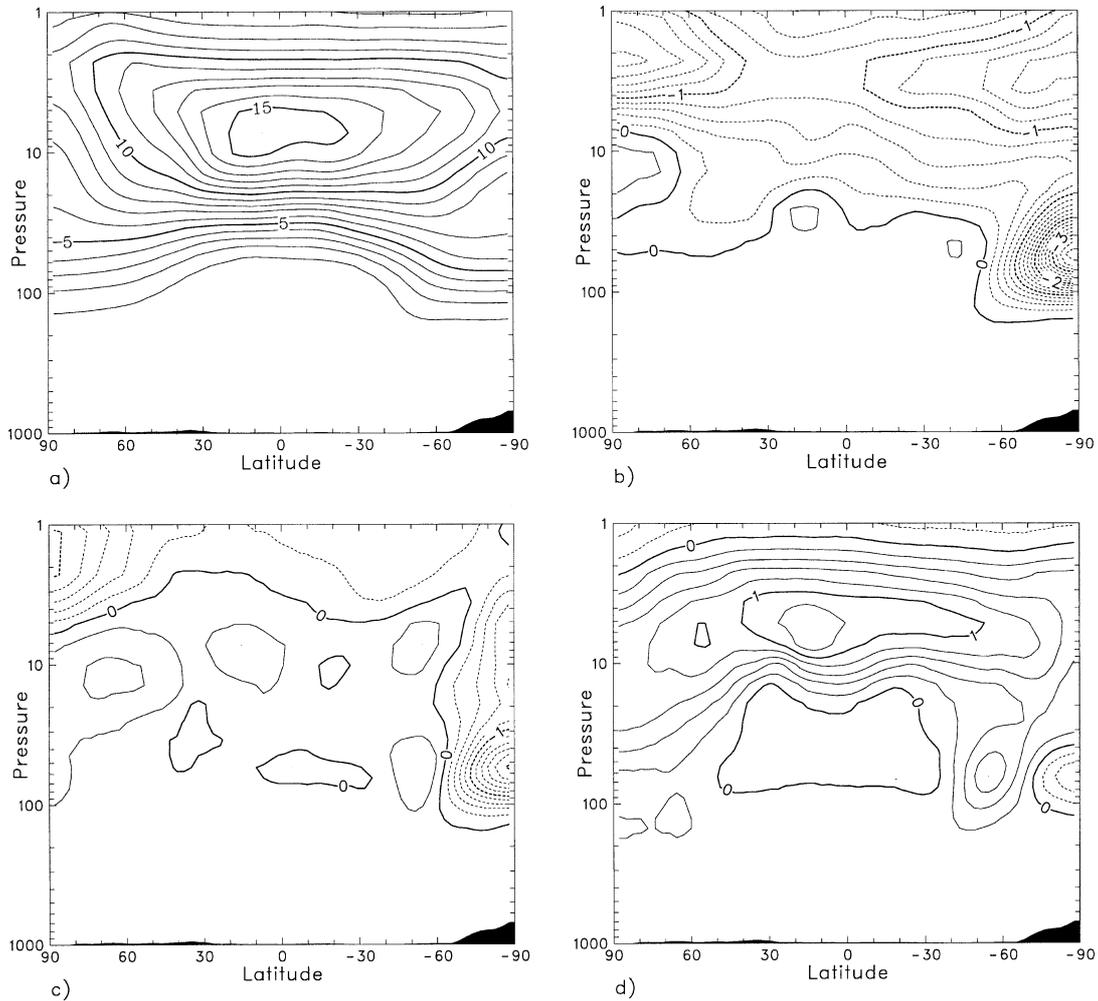


Figure 4. Coupe zonale en fonction de la latitude (pôle Sud à droite) et de la pression (échelle logarithmique en hPa) du rapport de mélange de l’ozone (en ppm massique) en octobre dans le scénario S2. **A.** Moyenne des dix premières années (1950–1959). **B.** Changement du rapport de mélange de la décennie 1990–1999 du scénario S2 par rapport au contrôle C2. **C.** Idem pour 2040–2049. **D.** Idem pour 2090–2099.

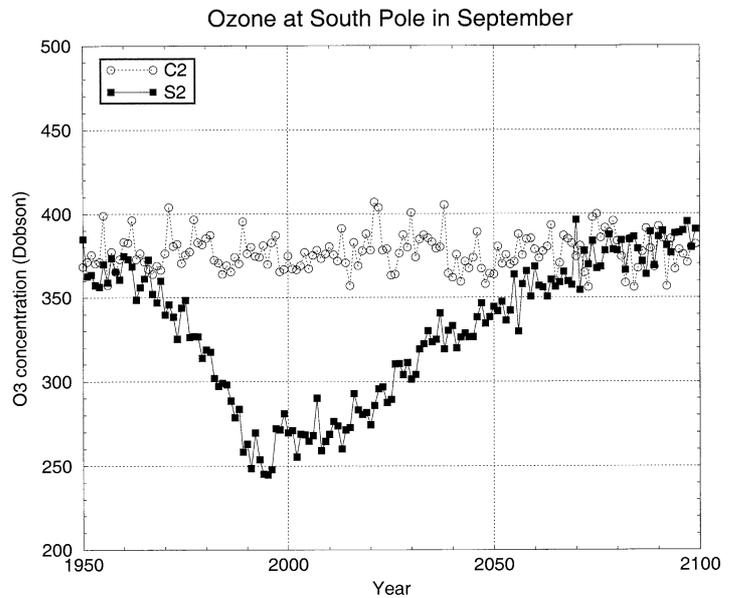
Figure 4. Zonal section as a function of latitude (South Pole on the right) and pressure (logarithmic scale in hPa) of the ozone-mixing ratio (mass ppm) in the S2 scenario. **A.** Average over the first ten years (1950–1959). **B.** Mixing ratio change for 1990–1999 relative to 1950–1959 values. **C.** Idem for 2040–2049. **D.** Idem for 2090–2099.

des cycles catalytiques homogènes de destruction de l’ozone aux basses températures, notamment du cycle de Chapman, dont l’efficacité décroît lorsque la température baisse. Ce cycle est le plus efficace dans la moyenne stratosphère vers 40 km, ce qui explique donc l’augmentation d’ozone calculée par le modèle entre 10 et 1 hPa, aux latitudes moyennes et équatoriales. Ces résultats sont semblables dans le scénario S1 et conformes à ceux d’une étude précédente [24]. Ceci aboutit à une augmentation significative de la colonne d’ozone stratosphérique, qui passe d’environ 295 unités Dobson en 1950 à 337 unités Dobson en 2100 dans les deux scénarios S1 et S2. La prise en compte de la chimie hétérogène dans le scénario S2 a pour effet de retarder initialement l’augmentation de l’ozone total, qui reste stable jusqu’à la fin du XX^e siècle, avant de se mettre à augmenter.

En présence des particules de glace des nuages stratosphériques, qui se forment à très basse température pendant la longue nuit polaire, le chlore provenant des CFCs peut produire des réactions en chaîne, conduisant à une destruction très rapide de l’ozone par catalyse hétérogène. Ce phénomène conduit à la formation du célèbre « trou d’ozone », qui est apparu vers 1970 au-dessus de l’Antarctique à la fin de la nuit polaire, c’est-à-dire vers les mois de septembre ou octobre dans l’hémisphère sud [34]. Le scénario S2, qui prend en compte cette chimie hétérogène de l’ozone et l’évolution de la concentration en chlore en fonction des rejets industriels de CFC, reproduit correctement l’apparition du trou d’ozone au-dessus de l’Antarctique, comme le montre l’anomalie négative d’ozone au-dessus de cette région, pour la dernière décennie du XX^e siècle (Fig. 4B). L’approfondissement graduel

Figure 5. Évolution de la colonne totale d’ozone (mesurée en unités Dobson) au-dessus du pôle Sud au cours du mois de septembre. La courbe C2 représente la simulation de contrôle dans laquelle la composition chimique de l’atmosphère est restée fixée à ses valeurs de 1950, et montre une très bonne stabilité de l’ozone polaire. La courbe S2 représente l’évolution calculée en fonction de l’évolution des rejets industriels, et montre clairement la réduction marquée de la colonne d’ozone (trou d’ozone) produite par l’augmentation du chlore à partir des années 1970.

Figure 5. Evolution of the total ozone column (measured in Dobson units) over South Pole in September. Curve C2 is for the control simulation in which the chemical composition of the atmosphere is fixed to its 1950 value, and shows a good stability of polar ozone. Curve S2 presents the evolution computed as a function of industrial emissions, and shows the marked reduction of ozone column (‘ozone hole’) produced by the increase of chlorine from 1970s onward.



du trou d’ozone jusqu’à l’époque actuelle est illustré sur la Fig. 5. Malgré l’amplification du refroidissement stratosphérique prévu au cours du XXI^e siècle, qui pourrait accroître la fréquence de formation des nuages stratosphériques polaires, la décroissance du contenu en chlore de la stratosphère résultant de l’application du Protocole de Montréal, comme le suppose ce scénario, devrait conduire à une réduction progressive du trou d’ozone au cours des cent prochaines années (Fig. 5). Selon cette simulation, le trou a sans doute atteint son maximum au cours de la dernière décennie (1990–2000) et devrait commencer à diminuer progressivement avec la réduction des rejets de CFC, mais ne serait complètement résorbé que dans la seconde moitié du XXI^e siècle.

4. Conclusions

Les conséquences climatiques et les modifications stratosphériques résultant d’une évolution de la composition chimique de l’atmosphère au cours du XXI^e

siècle selon le scénario SRES-B2 du GIEC ont été examinées selon un modèle couplé atmosphère–océan–banquise prenant en compte la photochimie homogène et hétérogène de l’ozone. Le modèle couplé sans correction de flux explicite simule une réponse des températures de la troposphère située dans le milieu de la fourchette des estimations du GIEC. Les résultats dans la stratosphère confirment que l’augmentation de l’effet de serre conduit à un fort refroidissement, qui augmente avec l’altitude. L’ozone étant une quantité prédite par le modèle avec une paramétrisation de la chimie, cette simulation confirme une augmentation de la quantité d’ozone total comme conséquence directe de la baisse de température stratosphérique. Les réactions de chimie hétérogène à la surface des nuages stratosphériques polaires montrent une évolution de l’ozone très différente entre les deux hémisphères, avec un accroissement de la destruction par le chlore conduisant à l’approfondissement du trou d’ozone jusqu’à l’époque actuelle, et une décroissance graduelle dans la première moitié du XXI^e siècle.

Remerciements. Les auteurs remercient Joyce Penner de leur avoir communiqué les champs d’aérosol. Ce travail a bénéficié d’un soutien financier du PNEDC et de la Commission européenne (Projet Promise, contrat n° EVK2-CT-1999-00022).

Références

[1] J.-C. André, J.-F. Royer, Les fluctuations à court terme du climat et l’interprétation des observations récentes en terme d’effet de serre, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA 328 (1999) 261–272.
 [2] J. Austin, J. Knight, N. Butchart, Three-dimensional chemical model simulations of the ozone layer: 1979–2015, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 126 (2000) 1533–1556.

[3] P. Barthelet, S. Bony, P. Braconnot, A. Braun, D. Cariolle, E. Cohen-Solal, J.-L. Dufresne, P. Delécluse, M. Déqué, L. Fairhead, M.-A. Filiberti, M. Forichon, J.-Y. Grandpeix, E. Guilyardi, M.-N. Houssais, M. Imbard, H. Le Treut, C. Lévy, Z.X. Li, G. Madec, P. Marquet, O. Marti, S. Planton, L. Terray, O. Thual, S. Valcke, Simulations couplées globales des changements climatiques associés à une augmentation de la teneur atmosphérique en CO₂, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA 326 (1998) 677–684.

- [4] P. Barthelet, L. Terray, S. Valcke, Transient CO₂ experiment using the ARPEGE/OPAICE non-flux-corrected coupled model, *Geophys. Res. Lett.* 25 (1998) 2277–2280.
- [5] C. Bossuet, M. Déqué, D. Cariolle, Impact of a simple parameterization of convective gravity-wave drag in a stratosphere-troposphere general circulation model and its sensitivity to vertical resolution, *Ann. Geophys.* 16 (1998) 238–249.
- [6] O. Boucher, GCM estimate of the indirect aerosol forcing using satellite retrieved cloud droplet effective radii, *J. Climate* 8 (1995) 1403–1409.
- [7] O. Boucher, U. Lohmann, The sulfate-CCN-cloud albedo effect: a sensitivity study with two general circulation models, *Tellus (Ser. B)* 47 (1995) 281–300.
- [8] D. Cariolle, M. Déqué, J.-J. Morcrette, A GCM simulation of the ozone seasonal variations at high latitudes in the Southern Hemisphere, *Geophys. Res. Lett.* 13 (1986) 1304–1307.
- [9] D. Cariolle, A. Lasserre-Bigorry, J.-F. Royer, J.-F. Geleyn, A general circulation model simulation of the springtime Antarctic ozone decrease and its impact on mid-latitudes, *J. Geophys. Res. Atmos.* 95 (1990) 1883–1898.
- [10] M. Déqué, J.-P. Piedelièvre, High resolution climate simulation over Europe, *Clim. Dynam.* 11 (1995) 321–339.
- [11] M. Déqué, C. Dreveton, A. Braun, D. Cariolle, The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling, *Clim. Dynam.* 10 (1994) 249–266.
- [12] M. Déqué, P. Marquet, R.G. Jones, Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model, *Clim. Dynam.* 14 (1998) 173–189.
- [13] D.A. Fisher, C.H. Hales, D.L. Filkin, M.K.W. Ko, N.D. Sze, P.S. Connell, D.J. Wuebbles, I.S.A. Isaksen, F. Stordal, Model calculations of the relative effects of CFCs and their replacements on stratospheric ozone, *Nature* 344 (1990) 508–512.
- [14] J.F. Geleyn, A. Hollingsworth, An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation, *Contrib. Atmos. Phys.* 52 (1979) 1–16.
- [15] J.M. Gregory, J.F.B. Mitchell, The climate response to CO₂ of the Hadley Centre coupled AOGCM with and without flux adjustment, *Geophys. Res. Lett.* 24 (1997) 1943–1946.
- [16] E. Guilyardi, G. Madec, Performance of the OPA/ARPEGE-T21 global ocean-atmosphere coupled model, *Clim. Dynam.* 13 (1997) 149–165.
- [17] E. Guilyardi, G. Madec, L. Terray, M. Déqué, M. Pontaud, M. Imbard, D. Stephenson, M.A. Filiberti, D. Cariolle, P. Delécluse, O. Thual, Simulation couplée océan-atmosphère de la variabilité du climat, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 320 (1995) 683–690.
- [18] J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, K. Maskell (Eds.), *Climate Change 1995: The Science of Climate Change – Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, New York, 1996.
- [19] R.M. Hu, S. Planton, M. Déqué, P. Marquet, Why the climate forcing of sulfate aerosols is so uncertain?, *Adv. Atmos. Sci.* 18 (2001) 1103–1120.
- [20] P.D. Jones, Recent warming in global temperature series, *Geophys. Res. Lett.* 21 (1994) 1149–1152.
- [21] H. Le Treut, M. Forichon, O. Boucher, Z.X. Li, Sulfate aerosol indirect effect and CO₂ greenhouse forcing: equilibrium response of the LMD GCM and associated cloud feedbacks, *J. Climate* 11 (1998) 1673–1684.
- [22] S. Levitus, *Climatological Atlas of the World Ocean*, NOAA, US Department of Commerce, Rockville, MD, 1982.
- [23] G. Madec, P. Delécluse, M. Imbard, C. Lévy, OPA version 8.0, *Ocean General Circulation Model Reference Manual*, LODYC Int. Rep. 97/04, 1997, 141 p. (disponible sur demande auprès du laboratoire d'océanographie dynamique et de climatologie, université Paris-6, France).
- [24] J.-F. Mahfouf, D. Cariolle, J.-F. Royer, Simulation de l'effet d'un doublement du gaz carbonique sur l'ozone stratosphérique, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 316 (1993) 61–68.
- [25] J.-F. Mahfouf, D. Cariolle, J.-F. Royer, J.-F. Geleyn, B. Timbal, Response of the Meteo-France climate model to changes in CO₂ and sea surface temperature, *Clim. Dynam.* 9 (1994) 345–362.
- [26] N. Michalon, A. Nassif, T. Saouri, J.-F. Royer, C.-A. Pontikis, Contribution to the climatological study of lightning, *Geophys. Res. Lett.* 26 (1999) 3097–3100.
- [27] J.-J. Morcrette, Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts forecasting system, *J. Geophys. Res. Atmos.* 96 (1991) 9121–9132.
- [28] N. Nakicenovic, R. Swart (Eds.), *Emissions Scenarios*, Cambridge University Press, Cambridge, 2000.
- [29] J.E. Penner, C.C. Chuang, K. Grant, Climate forcing by carbonaceous and sulfate aerosols, *Clim. Dynam.* 14 (1998) 839–851.
- [30] R.W. Reynolds, A real-time global sea surface temperature analysis, *J. Climate* 1 (1988) 75–86.
- [31] J.-L. Ricard, J.-F. Royer, A statistical cloud scheme for use in an AGCM, *Ann. Geophys.* 11 (1993) 1095–1115.
- [32] J.-F. Royer, F. Chauvin, B. Timbal, P. Araspin, D. Grimal, A GCM study of the impact of greenhouse gas increase on the frequency of occurrence of tropical cyclones, *Climate Change* 38 (1998) 307–343.
- [33] D. Salas y Mélia, A global, coupled sea-ice-ocean model, *Ocean Modelling* (submitted).
- [34] J. Staehelin, N.R.P. Harris, C. Appenzeller, J. Eberhard, Ozone trends: a review, *Rev. Geophys.* 39 (2001) 231–290.
- [35] L. Terray, O. Thual, OASIS: le couplage océan-atmosphère, *La Météorologie* 10 (1995) 50–61.
- [36] L. Terray, O. Thual, S. Belamari, M. Déqué, P. Dandin, P. Delécluse, C. Lévy, Climatology and interannual variability simulated by the ARPEGE-OPA coupled model, *Clim. Dynam.* 11 (1995) 487–505.
- [37] L. Terray, A. Piacentini, S. Valcke, OASIS 2.3, *Ocean Atmosphere Sea Ice Soil: Users's Guide*, Technical Report TR/CMGC/99/37, CERFACS, Toulouse, France, 1999.
- [38] H. Teyssède, Observations satellitaires et modélisation de l'évolution à long terme de l'ozone stratosphérique et influence d'activités humaines, thèse, université Paul-Sabatier, Toulouse-3, 1994.
- [39] B. Timbal, J.-F. Mahfouf, J.-F. Royer, U. Cubasch, J.M. Murphy, Comparison between doubled CO₂ time-slice and coupled experiments, *J. Climate* 10 (1997) 1463–1469.