

Note: Cette traduction a été préparée par le Greffe à des fins internes et n'a aucun caractère officiel

COUR INTERNATIONALE DE JUSTICE

**OBLIGATIONS RELATIVES À DES NÉGOCIATIONS CONCERNANT LA CESSATION
DE LA COURSE AUX ARMES NUCLÉAIRES ET LE DÉSARMEMENT NUCLÉAIRE**

(ÎLES MARSHALL c. PAKISTAN)

MÉMOIRE DES ÎLES MARSHALL

Annexes 1 à 5

12 JANVIER 2015

[Traduction du Greffe]

Annexe 1	Rapport 2014 sur les effets d'un conflit nucléaire régional entre l'Inde et le Pakistan. rapport établi par Michael J. Mills, Owen B. Toon, Julia Lee-Taylor et Alan Robock, intitulé «un conflit nucléaire régional provoquerait un Refroidissement planétaire pluridécennal et une perte d'ozone sans précédent»	1
Annexe 2	Série de cartes représentant la propagation à travers le monde de la fumée produite par un conflit nucléaire régional entre l'Inde et le Pakistan, et sélection de cartes tirées du rapport de 2014 soumis en tant qu'annexe 1	20
Annexe 3	Note verbale en date du 9 juillet 2014 adressée au greffier par le ministère des affaires étrangères du Pakistan	24
Annexe 4	Déclaration faite par la République des Iles Marshall au titre du paragraphe 2 de l'article 36 du Statut de la Cour	26
Annexe 5	Déclaration faite par la République islamique du Pakistan au titre du paragraphe 2 de l'article 36 du Statut de la Cour	29

ANNEXE 1

RAPPORT 2014 SUR LES EFFETS D'UN CONFLIT NUCLÉAIRE RÉGIONAL ENTRE L'INDE ET LE PAKISTAN. RAPPORT ÉTABLI PAR MICHAEL J. MILLS, OWEN B. TOON, JULIA LEE-TAYLOR ET ALAN ROBOCK, INTITULÉ «UN CONFLIT NUCLÉAIRE RÉGIONAL PROVOQUERAIT UN REFROIDISSEMENT PLANÉTAIRE PLURIDÉCENNAL ET UNE PERTE D'OZONE SANS PRÉCÉDENT »

Earth's Future, Article scientifique, 10.1002/2013EF000205

Points clés

- Simulation d'un conflit nucléaire régional à l'aide d'un modèle de système terrestre
- Durée potentielle du refroidissement planétaire déclenché par un conflit nucléaire régional supérieure à 25 ans
- Confirmation d'une perte mondiale d'ozone sans précédent dans l'histoire de l'humanité

Auteur principal

M. J. Mills, mmills@ucar.edu

Mode de citation

M. J. Mills, O. B. Toon, J. Lee-Taylor et A. Robock (2014), «Multidecadal global cooling and unprecedented ozone loss following a regional nuclear conflict», *Earth's Future*, vol. 2, p. 161-176, doi:10.1002/2013EF000205.

Reçu le 30 septembre 2013

Accepté le 31 janvier 2014

Article accepté pour publication en ligne le 7 février 2014

Publié en ligne le 1^{er} avril 2014

Le présent article est en accès libre aux conditions prévues par la Licence Creative Commons Attribution-Pas d'Utilisation Commerciale-Pas de Modification, qui autorise l'utilisation et la diffusion sur tout média, sous réserve de dûment citer l'article original, de ne pas en faire un usage commercial et de ne pas le modifier ou l'adapter.

Un conflit nucléaire régional provoquerait un refroidissement planétaire pluridécennal et une perte d'ozone sans précédent

Michael J. Mills¹, Owen B. Toon², Julia Lee-Taylor¹ et Alan Robock³

¹ National Center for Atmospheric Research (NCAR), Boulder, Colorado (Etats-Unis).

² Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Colorado Boulder, Boulder (Etats-Unis).

³ Department of Environmental Sciences, Rutgers, State University of New Jersey, New Brunswick, New Jersey (Etats-Unis).

RÉSUMÉ

Nous présentons ici la première étude des répercussions planétaires d'un conflit nucléaire régional qui soit basée sur un modèle de système terrestre intégrant la chimie atmosphérique, les dynamiques océaniques et plusieurs composantes interactives comme la glace de mer et les étendues terrestres. Un conflit nucléaire régional limité entre l'Inde et le Pakistan, au cours duquel chacun de ces pays ferait exploser 50 armes de 15 kilotonnes, pourrait dégager environ 5 Tg de carbone noir, qui s'élèverait jusque dans la stratosphère avant de se propager à l'ensemble de la planète, entraînant une chute soudaine des températures de surface et un intense réchauffement de la stratosphère. En nous aidant du modèle de système terrestre communautaire Community Earth System Model (ou CESM) et du modèle climatique communautaire pour l'ensemble de l'atmosphère Whole Atmosphere Community Climate Model (ou WACCM), nous avons calculé un temps de réponse de 8,7 ans pour le carbone noir stratosphérique, contre les 4 à 6,5 ans qui avaient été calculés dans des études antérieures. Selon nos calculs, des pertes d'ozone planétaires allant de 20 à 50 % au-dessus des zones habitées, soit des niveaux sans précédent dans l'histoire de l'humanité, seraient associées aux températures moyennes de surface les plus froides connues au cours des 1000 dernières années. Nous calculons des augmentations estivales des indices UV allant de 30 à 80 % pour les latitudes moyennes, ce qui laisse présager des dommages très importants à la santé humaine, à l'agriculture et aux écosystèmes terrestres et aquatiques. En raison de gelées meurtrières, les saisons de culture seraient raccourcies de 10 à 40 jours par an pendant cinq ans. Les températures de surface seraient réduites pendant plus de 25 ans en raison de l'inertie thermique, des effets d'albédo des océans et de l'augmentation de la glace de mer. La conjugaison du refroidissement et de l'augmentation du rayonnement ultraviolet mettrait en péril les ressources alimentaires mondiales et pourrait entraîner une famine nucléaire planétaire. La connaissance des répercussions potentielles de l'explosion de 100 armes nucléaires de faible puissance devrait encourager l'élimination des plus de 17 000 armes nucléaires actuellement en circulation.

1. Introduction

Dans les années 1980, des études portant sur les conséquences d'un conflit nucléaire mondial entre les Etats-Unis et l'Union soviétique annonçaient que des particules en suspension dans l'air, issues des sols fins et des fumées dégagés par des explosions et des incendies, risquaient d'encercler la planète, de produire un «crépuscule de midi» et de refroidir la surface de la terre pendant plusieurs années d'un «hiver nucléaire», selon une expression inventée pour l'occasion (*Crutzen et Birks, 1982 ; Turco et al., 1983 ; Pittock et al., 1985*). D'autres études se sont intéressées aux perturbations de la chimie de l'atmosphère et ont pronostiqué que l'azote radicalaire dégagé par les armes nucléaires les plus puissantes pourrait s'élever jusque dans la stratosphère, entraînant une perte d'ozone importante, puis un «printemps ultraviolet» (*National Research Council, 1985 ; Stephens et Birks, 1985*). Aux Etats-Unis comme en Union soviétique, les dirigeants prirent conscience des conséquences d'un conflit nucléaire sur l'environnement de la planète, puis entreprirent de négocier des traités qui ont permis de réduire de façon significative leurs stocks d'armes nucléaires, passés de 65 000 (leur maximum) en 1986 à moins de 20 000 armes aujourd'hui, la réduction s'étant accentuée ces dernières années dans le cadre de nouvelles négociations (*Robock et al., 2007a ; Toon et al., 2007 ; Toon et al., 2008*). Néanmoins, il reste un nombre important d'armes nucléaires et le nombre d'Etats qui en sont dotés continue d'augmenter.

Depuis 2007, de nouvelles études se sont intéressées à la question d'un éventuel conflit nucléaire mondial en lui appliquant des modèles climatiques mondiaux modernes. Elles ont confirmé la gravité des effets sur le climat pronostiqués dans les années 1980 à l'aide de modèles climatiques simples ou de simulations effectuées à partir de modèles basse résolution de circulation atmosphérique générale (*Robock et al., 2007a*) et soulevé de nouvelles inquiétudes quant aux répercussions de conflits nucléaires régionaux sur le climat de la planète (*Robock et al., 2007b ; Toon et al., 2007 ; Mills et al., 2008 ; Stenke et al., 2013*). L'explosion de l'arme nucléaire la

moins puissante, telle celle d'environ 15 kilotonnes lancée sur Hiroshima, au-dessus d'une mégalozone moderne produirait des incendies généralisés qui se propageraient pendant plusieurs heures, consumeraient les bâtiments, la végétation, les routes, les dépôts de carburant et les autres infrastructures et dégageraient une énergie plusieurs fois supérieure à la puissance de l'arme utilisée (Toon *et al.*, 2007). Toon *et al.* (2007) ont estimé les dommages et les dégagements de fumées potentiels à l'aide de différents scénarios d'échange nucléaire et conclu que les fumées s'élèveraient initialement jusqu'à la troposphère supérieure par pyroconvection. Robock *et al.* (2007b) ont étudié les répercussions sur le climat des fumées dégagées par un conflit régional en zone subtropicale dans lequel deux pays feraient chacun exploser 50 armes nucléaires équivalentes à celle d'Hiroshima (15 kilotonnes), déclenchant des incendies généralisés en zone urbaine. À l'aide du modèle climatique planétaire GISS ModelE (créé par le Goddard Institute for Space Studies de New York), les auteurs ont calculé que la quasi-totalité des 5 Tg de fumées dégagées atteindrait la stratosphère avant de se propager à l'ensemble de la planète, faisant chuter la température terrestre moyenne de 1,25 degrés Celsius pendant 3 à 4 ans et de plus de 0,5 degrés Celsius pendant dix ans. L'effet ainsi calculé était plus prolongé que celui obtenu dans des études plus anciennes sur «l'hiver nucléaire», car les anciens modèles ne savaient pas représenter l'élévation des fumées dans la stratosphère. À l'aide d'un modèle chimie-climat, Mills *et al.* (2008) ont calculé que le réchauffement concomitant de la stratosphère, qui pourrait aller jusqu'à 100 degrés Celsius, entraînerait une perte mondiale d'ozone d'une ampleur sans précédent dans l'histoire de l'humanité et susceptible de durer jusqu'à dix ans.

Récemment, Stenke *et al.* (2013) ont employé un troisième modèle indépendant pour confirmer les principales conclusions des deux études précédentes. Fondée sur le modèle chimie-climat SOCOL3, leur étude visait à évaluer les effets sur le climat et sur l'ozone stratosphérique d'une série d'intrants et de particules de différentes tailles. Cette étude associait une couche de mélange océanique de 50 mètres d'épaisseur et un module thermodynamique de glace de mer à un modèle atmosphérique de haute altitude et a conclu à des effets chimiques conformes aux résultats obtenus par Mills *et al.* (2007). Contrairement à celle de Robock *et al.* (2007), cette étude ne s'est pas intéressée aux dynamiques océaniques actives et, partant, n'a pas pu intégrer les effets sur le climat de la modification de la circulation océanique. Le choix d'une épaisseur de seulement 50 mètres permet de limiter les effets d'inertie thermique qui surviennent dans les grandes profondeurs océaniques : les températures de surface réagissent trop rapidement, l'enthalpie des profondeurs n'entrant pas dans l'équation.

Nous présentons ici la première étude portant sur un scénario de conflit nucléaire régional basée sur un modèle de système terrestre associant un modèle chimie-climat à des composantes interactives océaniques, terrestres et de glace de mer.

2. Description du modèle

2.1. CESM1(WACCM)

Nous reprenons le scénario d'un conflit nucléaire entre l'Inde et le Pakistan, au cours duquel chaque pays ferait exploser 50 armes similaires à celle d'Hiroshima au-dessus de mégalozones du sous-continent indien, en nous servant de la première version du modèle de système terrestre communautaire CESM1 du National Center for Atmospheric Research (NCAR), qui est un modèle climatique mondial de la dernière génération, intégralement couplé, et configuré avec des composantes océaniques, terrestres, de glace de mer et atmosphériques entièrement interactives (Hurrell *et al.*, 2013). Pour la composante atmosphérique, nous avons employé le modèle climatique communautaire pour l'ensemble de l'atmosphère dans sa version 4 (WACCM4), qui est un surensemble de la version 4 du modèle atmosphérique communautaire (CAM4) et en intègre tous les paramétrages physiques (Neale *et al.*, 2013). Le WACCM est un modèle chimie-climat «de haute altitude» qui va de la surface à $5,1 \times 10^{-6}$ hPa (environ 140 kilomètres). Il est doté de 66 niveaux verticaux et d'une résolution horizontale de $1,9^\circ$ de latitude sur $2,5^\circ$ de longitude. Le

modèle WACCM inclut une chimie interactive pleinement intégrée à la dynamique et à la physique du modèle. Ainsi, le réchauffement de la stratosphère se répercute sur les vitesses de réaction chimique. Les taux de photolyse sont calculés sur la base de l'extinction du flux exoatmosphérique issu de la colonne d'ozone et d'oxygène moléculaire et ne sont pas affectés par l'extinction des aérosols. Le modèle WACCM s'appuie sur un modèle chimique fondé sur la version 3 du modèle pour l'ozone et les traceurs chimiques associés (Model for Ozone and Related Chemical Tracers, ou MOZART) (Kinnison *et al.*, 2007), établi spécifiquement pour l'atmosphère moyenne et la haute atmosphère. Ce modèle chimique inclut 59 espèces contenues dans les familles chimiques O_x , NO_x , HO_x , ClO_x et BrO_x , ainsi que CH_4 et ses produits de dégradation ; 217 réactions chimiques de phase gazeuse ; et une chimie hétérogène pouvant entraîner l'élargissement du trou dans la couche d'ozone. Aux fins de nos simulations, le modèle CESM1 inclut les composantes actives terrestres, océaniques et de glace de mer décrites respectivement par Lawrence *et al.* (2011), Danabasoglu *et al.* (2012) et Holland *et al.* (2012). Le modèle océanique intégral s'étend jusqu'à 5500 mètres de profondeur et intègre une circulation océanique interactive et pronostique. La résolution nominale latitude-longitude des composantes océanique et de glace de mer est de 1 degré, similaire à celle des simulations CESM1(WACCM) effectuées dans le cadre de la phase 5 du projet de comparaison réciproque de modèles couplés (Coupled Model Intercomparison Project) (Marsh *et al.*, 2013).

2.2. CARMA

Nous avons couplé le modèle WACCM à la version 3 du modèle communautaire d'aérosols et de rayonnements pour les atmosphères (Community Aerosol and Radiation Model for Atmospheres, ou CARMA3), un «bin packing» flexible tridimensionnel microphysique que nous avons adapté à la prise en charge des aérosols de carbone noir. Le carbone noir peut ainsi se sédimenter par gravité, ce qui évite la survenue d'une diffusion moléculaire rencontrée par les traceurs de phase gazeuse dans le modèle WACCM à haute altitude. Le modèle CARMA a été créé à partir d'un code d'aérosol stratosphérique unidimensionnel développé par Turco *et al.* (1979) et Toon *et al.* (1979), qui intégrait à la fois la chimie du soufre en phase gazeuse et la microphysique des aérosols. Le modèle a été amélioré et étendu à trois dimensions, comme l'expliquent Toon *et al.* (1988). Les données numériques continuent d'être régulièrement mises à jour. Aux fins de la présente étude, nous limitons le carbone noir à un bin de taille unique et de rayon fixe.

Comme nous le précisons ci-après, nous avons effectué un ensemble de séquences en prenant pour hypothèse un rayon microphysique de 50 nm, dans un souci de cohérence avec les propriétés optiques du carbone noir retenues par le code utilisé pour chiffrer le rayonnement, propriétés qui sont dérivées du progiciel Optical Properties of Aerosols and Clouds (OPAC) (Hess *et al.*, 1998). Nos précédentes études sur la présence de carbone noir dans la stratosphère imputable à un conflit nucléaire ou au tourisme spatial s'appuyaient sur les mêmes propriétés optiques, avec toutefois un rayon de sédimentation deux fois plus grand (Mills *et al.*, 2008 ; Ross *et al.*, 2010). Nous avons également effectué une séquence de perturbation en nous fondant sur le rayon de sédimentation de 100 nm utilisé dans les précédentes études, à des fins de comparaison avec le modèle couplé.

Nous n'autorisons les changements radiatifs ou microphysique des populations de particules calculées que par lessivage (*raining*), sédimentation ou transport. Les particules sont présumées être complètement hydrophiles dès le départ et, par conséquent, sujettes au lessivage dans la troposphère. Nous supposons une densité de masse de 1 g cm^{-3} pour chaque particule de carbone noir, ce qui est conforme aux mesures des particules de carbone noir atmosphérique recueillies sur les filtres, qui se composent de particules plus petites et plus denses agrégées en formations fractales présentant des écarts spatiaux (Hess *et al.*, 1998). Ainsi que l'ont montré Toon *et al.* (2007), la coagulation du carbone noir a tendance à former des chaînes ou des nappes, qui auraient des coefficients d'absorption de masse identiques ou supérieurs à ceux de particules de carbone

noir plus petites. Les forces de traînée réduiraient la sédimentation desdites chaînes ou nappes par comparaison avec des aérosols se développant sous la forme de simples sphères. Notre décision d'ignorer la coagulation, en supposant une diffusion monodispersée de sphères d'un rayon de 50 nm, devrait permettre de prédire la durée de vie stratosphérique sous conditions avec des fractales avec un degré de précision plus élevé que si nous avons admis un développement en sphères plus larges et à sédimentation plus rapide. Selon *Toon et al.* (2007), le carbone noir a également tendance à se recouvrir de sulfates, de matières organiques et d'autres matières non absorbantes, qui pourraient faire fonction de lentilles et réfracter la lumière sur le carbone noir. Pareil effet pourrait augmenter l'absorption d'environ 50 %, ce qui entraînerait des répercussions potentiellement plus lourdes que celles que nous avons modélisées.

2.3. Configuration du modèle

Nous avons effectué un ensemble de trois séquences «expérimentales» initialisées avec 5 Tg de carbone noir et un rayon de 50 nm sur le sous-continent indien. Une quatrième séquence expérimentale a été menée, avec la même masse et la même répartition spatiale de carbone noir, mais un rayon de sédimentation de 100 nm. Nous comparons ces séquences expérimentales à un ensemble de trois séquences «de contrôle», sans le carbone noir supplémentaire. Chacune des sept séquences a simulé la période du 1^{er} janvier 2013 au 1^{er} janvier 2039, avec une évolution des concentrations de gaz à effet de serre et d'autres composants transitoires, conformément aux spécifications du scénario RCP «émissions moyennes à faibles» (RCP4.5) (*Meinshausen et al.*, 2011), modèle de référence pour les projections climatiques. Nous avons également tenté de faire débiter le conflit simulé le 15 mai, comme l'avaient fait *Robock et al.* (2007b) et *Stenke et al.* (2013), et en avons conclu que la différence de saison n'avait pas d'incidence significative sur la répartition stratosphérique du carbone noir ou sur l'effet produit sur le climat. En raison du refroidissement prolongé de surface que nous avons calculé, nous avons étendu nos séquences sur 26 ans, au-delà de la période de 10 ans retenue par les études antérieures.

Dans les séquences expérimentales, 5 Tg de carbone noir ont été ajoutés à l'état initial de l'atmosphère dans un rapport de mélange constant de $1,38 \times 10^{-6}$ kg/kg d'air entre 300 et 150 hPa, dans une région horizontale s'étendant sur 50 colonnes modélisées adjacentes couvrant à peu près l'Inde et le Pakistan. Le carbone noir réchauffe l'atmosphère jusqu'à des états extrêmes, ce qui nécessite de réduire l'intervalle de temps standard du modèle en le faisant passer de 30 minutes à 10 minutes. Pareille réduction entraînant une augmentation importante de la nébulosité dans le modèle en raison des écarts de paramétrage des nuages, nous avons réduit l'intervalle de temps de façon identique dans les séquences expérimentales et dans les séquences de contrôle. Nous avons également essayé une autre approche, en augmentant le sous-échantillonnage dans le modèle, mais nous avons constaté que la multiplication par 16 du nombre de sous-étapes nécessaire pour obtenir un résultat stable produisait une augmentation des nuages similaire à notre approche initiale. Nous procédons à un diagnostic des conséquences de la réduction de l'intervalle de temps du modèle à la section 2.4 ci-après.

Les trois éléments de chaque ensemble ont été configurés avec différentes conditions initiales pour les composantes océanique, terrestre et de glace de mer, ces conditions étant dérivées de l'ensemble de trois séquences RCP4.5 CESM1(WACCM) effectuées dans le cadre du CMIP5 (*Marsh et al.*, 2013). Lesdites composantes interagissent avec l'atmosphère et produisent une représentation de la variabilité climatique naturelle parmi les trois séquences de chaque ensemble. Ainsi que nous le démontrerons, la variabilité que nous obtenons au sein de chaque ensemble est faible comparée aux écarts entre les moyennes des ensembles expérimental d'une part et de contrôle de l'autre, ce qui laisse penser que les effets que nous calculons ne sont pas imputables à une variabilité interne du modèle.

2.4. Validation du modèle

Afin de comprendre les effets de la modification de l'intervalle de temps du modèle sur nos conclusions, nous avons réalisé un diagnostic de l'une de nos séquences de contrôle pour les années 2023 à 2038, soit une période de 16 ans débutant 10 ans après la modification de l'intervalle de temps, en nous basant sur le climat de ces années issu de l'une des séquences CESM1(WACCM) CMIP5 effectuées pour le RCP4.5, c'est-à-dire le même scénario de forçage employé dans nos séquences. L'augmentation des nuages de basse altitude a pour effet de faire passer le forçage global des nuages par ondes courtes de -55 à -62 W m^{-2} . Selon les observations du produit Energy Balanced and Filled (EBAF) proposé par le système d'étude du bilan radiatif de la terre et des nuages Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES), ce forçage se situerait aux alentours de -51 W m^{-2} . Un tel changement produit une planète plus réfléchissante qu'à l'observation (A. Gettelman, communication personnelle), ce qui risque d'entraîner une sous-estimation de l'anomalie de refroidissement de surface dans nos calculs, l'effet d'extinction dans la stratosphère étant réduit si un rayonnement par ondes courtes plus faible atteint la surface, dans nos séquences de contrôle comme dans les séquences expérimentales. Parallèlement, le forçage global des nuages par grandes longueurs d'onde augmente pour passer de 30 W m^{-2} dans notre séquence CMIP5 à 34 W m^{-2} . Selon les observations du CERES-EBAF, ce forçage se situerait aux alentours de $26-27 \text{ W m}^{-2}$: le changement va donc dans le sens d'un réchauffement dû à l'effet de serre produit par les nuages en altitude plus important qu'observé. Pareille augmentation de 4 W m^{-2} du forçage des nuages compense en partie le refroidissement de surface induit par la baisse de 7 W m^{-2} du rayonnement à ondes courtes. Les modifications du forçage des nuages s'observent majoritairement sous les tropiques.

Puisque nous sommes partis d'un scénario RCP4.5 en 2013, l'atmosphère de départ n'est pas en équilibre radiatif, mais se réchauffe en réaction aux gaz à effet de serre d'origine humaine. Le déséquilibre radiatif dans la partie supérieure du modèle est de $0,977 \text{ W m}^{-2}$ dans notre séquence CMIP5 pour les années 2023 à 2038. L'augmentation des nuages a pour effet de réduire pareil déséquilibre par un facteur de 10 à $0,092 \text{ W m}^{-2}$, amenant ainsi le modèle près de l'équilibre radiatif qui serait observé dans un état stable, tel que les conditions statiques utilisées pour les précédents calculs se rapportant à l'hiver nucléaire. Nous avons effectué une série supplémentaire dans laquelle 5 Tg de carbone noir sont ajoutés en année 10 dans la séquence de contrôle. Ces calculs confirment que la masse de carbone noir que nous avons obtenue, ainsi que les anomalies de surface dans le flux d'ondes courtes, la température et les précipitations ne sont pas affectées de façon significative par d'éventuels ajustements transitoires après la modification initiale de l'intervalle de temps.

Nous avons également diagnostiqué des effets sur la chimie stratosphérique en comparant la colonne d'ozone moyenne de l'ensemble obtenue dans le cadre de nos séquences de contrôle à la moyenne de l'ensemble issue des séquences CESM1(WACCM) CMIP5 pour les 6 premières années suivant la modification de l'intervalle de temps. Nous n'avons pas observé de différences significatives dans la moyenne globale ou dans la répartition latitudinale de la colonne d'ozone dues à la modification de l'intervalle de temps. Les effets de la modification de l'intervalle de temps du modèle sont relativement faibles comparés à ceux de la libération de 5 Tg de carbone noir dans la stratosphère, scénario sur lequel porte notre étude.

3. Résultats

3.1. Elévation et transport du carbone noir le long des méridiens

Comme dans les études précédentes portant sur ce scénario (Robock *et al.*, 2007b ; Mills *et al.*, 2008), l'aérosol de carbone noir absorbe les rayons d'ondes courtes, réchauffant l'air ambiant et entraînant une élévation spontanée qui emporte le carbone noir bien au-delà de la tropopause. Le CESM1(WACCM) possède 66 couches verticales et un sommet modélisé d'environ

145 kilomètres, contre 23 couches allant jusqu'à environ 80 kilomètres pour le GISS ModelE utilisé par *Robock et al.* (2007b) et 39 couches allant jusqu'à environ 80 kilomètres pour le SOCOL3 utilisé par *Stenke et al.* (2013). Ainsi que le montre la figure 1, nous calculons une élévation nettement plus élevée que *Robock et al.* (2007b, voir la comparaison avec leur figure 1b), qui pénètre de façon significative dans la mésosphère, avec des rapports de mélange de pointe atteignant la stratopause (50-60 kilomètres) en un mois et se maintenant tout au long de la première année.

Cette élévation plus importante, associée aux effets sur la circulation que nous abordons plus loin, produit des temps de séjour du carbone noir nettement plus longs que dans les études précédentes. Au bout de 10 ans, selon nos calculs, les profondeurs optiques en bande visible du carbone noir se maintiennent à un niveau de 0,02 à 0,03, ainsi que le montre la figure 2. En revanche, *Robock et al.* (2007b) calculent des profondeurs optiques de l'ordre de 0,01 uniquement à des latitudes élevées au bout de 10 ans, niveau que nos calculs n'atteignent pas avant 15 ans.

3.2. Charge, lessivage et durée de vie du carbone noir

Pendant les 4 premiers mois, 1,2 à 1,6 des 5 Tg de carbone noir disparaissent dans notre ensemble expérimental à 50 nm, et 1,6 Tg dans notre ensemble à 100 nm, principalement en raison du lessivage dans les premières semaines, à mesure de l'élévation initiale du champignon dans la troposphère (figure 3a). Ce chiffre est plus élevé que le 1,0 Tg initialement perdu dans l'étude de *Mills et al.* (2008), qui s'appuyait sur une version antérieure de WACCM. Il s'explique probablement par l'écart entre notre répartition initiale du carbone noir et celle de l'étude antérieure, dans laquelle 5 Tg étaient injectés dans une colonne unique à une résolution quatre fois plus importante que la nôtre. La concentration plus importante du carbone noir dans l'étude antérieure a probablement entraîné un réchauffement et une élévation plus rapides dans la stratosphère, atténuant ainsi le lessivage. Le lessivage que nous obtenons contraste avec l'absence de lessivage significatif calculée par le GISS ModelE (*Robock et al.*, 2007b), qui prend pour hypothèse que le carbone noir est initialement hydrophobe et qu'il devient hydrophile avec une échelle de temps de réponse τ de 24 heures. La charge de masse atteignant la stratosphère et les conséquences sur le climat et la chimie de la planète seraient sans doute plus élevées dans nos calculs si nous avions retenu une hypothèse similaire à celle du GISS ModelE. *Stenke et al.* (2013) obtiennent un lessivage initial d'environ 2 Tg dans leurs simulations interactives à 5 Tg, qui posaient des rayons respectifs de carbone noir de 50 et de 100 nm dans deux séquences distinctes. Après le lessivage initial, nous obtenons un temps de réponse de masse τ pour le reste du carbone noir de 8,7 ans en moyenne dans notre ensemble expérimental à 50 nm et de 8,4 ans pour l'ensemble à 100 nm, contre 6 ans pour *Robock et al.* (2007b), 6,5 ans environ pour *Mills et al.* (2008), 4 à 4,6 ans pour *Stenke et al.* (2013), et un an pour un aérosol de sulfate stratosphérique issu d'éruptions volcaniques normales (*Oman et al.*, 2006). En raison de cette durée de vie plus longue, après environ 4,8 ans, la charge de masse globale de carbone noir calculée dans notre ensemble est plus importante que dans le GISS ModelE, malgré une perte initiale par lessivage de 28 %. Au bout de 10 ans, nous calculons que 1,1 Tg de carbone noir subsiste dans l'atmosphère dans l'ensemble expérimental à 50 nm et 0,82 Tg dans l'ensemble à 100 nm, contre 0,54 Tg pour le GISS ModelE et 0,07 à 0,14 Tg pour le SOCOL3.

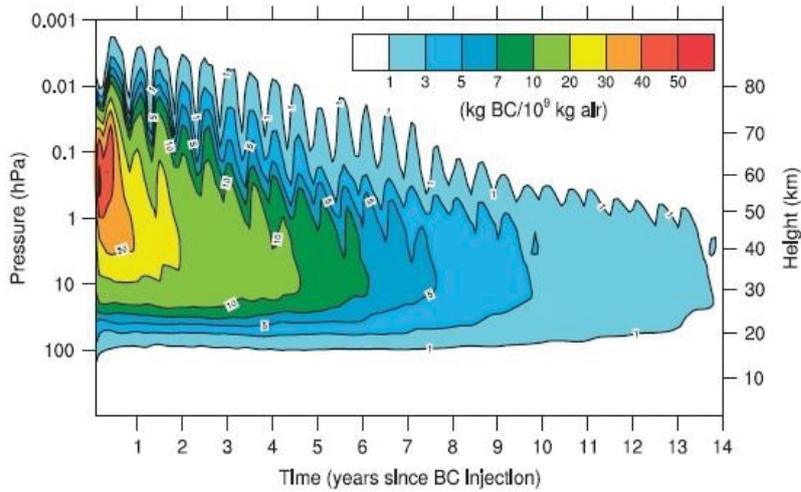


Figure 1. Evolution temporelle du rapport de mélange du carbone noir (kg de carbone noir/10⁹ kg d'air) pour la moyenne de l'ensemble expérimental à 50 nm. L'axe horizontal indique le temps en années depuis l'émission de 5 Tg de carbone noir à 150-300 hPa le 1^{er} janvier.

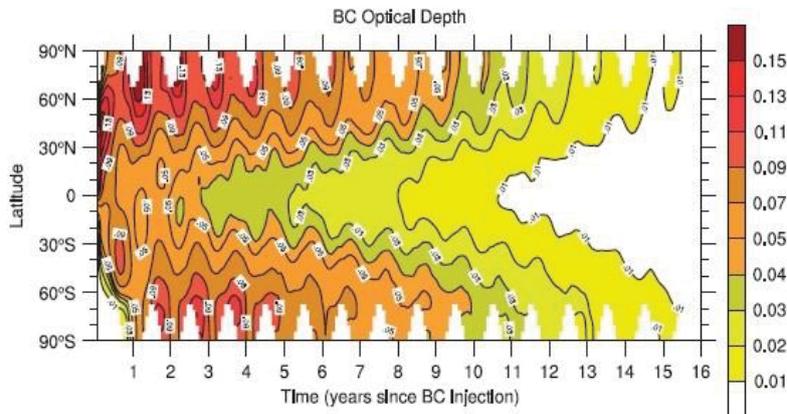


Figure 2. Evolution temporelle de la profondeur optique de la colonne zonale de carbone noir moyenne totale dans la partie visible du spectre pour la moyenne de l'ensemble expérimental à 50 nm. L'axe vertical indique la latitude. La moyenne horizontale indique le temps en années.

La longue durée de vie que nous obtenons s'explique par l'élévation initiale très importante du carbone noir jusqu'à des altitudes où son élimination de la stratosphère sera lente, ainsi que par le ralentissement consécutif de la circulation stratosphérique résiduelle. La circulation de Brewer-Dobson est entraînée par des ondes dont la propagation est filtrée par des vents zonaux, eux-mêmes modulés par des gradients de température (*Garcia et Randel, 2008*). Ainsi que l'expliquent *Mills et al. (2008)*, le carbone noir réchauffe la stratosphère tout en refroidissant la surface, réduisant ainsi la force de l'inversion stratosphérique de circulation. La figure 4 montre les vents verticaux dans la stratosphère inférieure, qui apportent de l'air nouveau depuis la troposphère et stimulent la circulation vers les pôles, pour les séquences de contrôle et les séquences expérimentales. Le réchauffement de l'atmosphère moyenne et le refroidissement de surface réduisent la vitesse moyenne des courants ascendants tropicaux de plus de 50 %. Cet effet subsiste plus de deux fois plus longtemps que dans *Mills et al. (2008)*, dont l'étude ne prévoyait pas d'effets de refroidissement des océans.

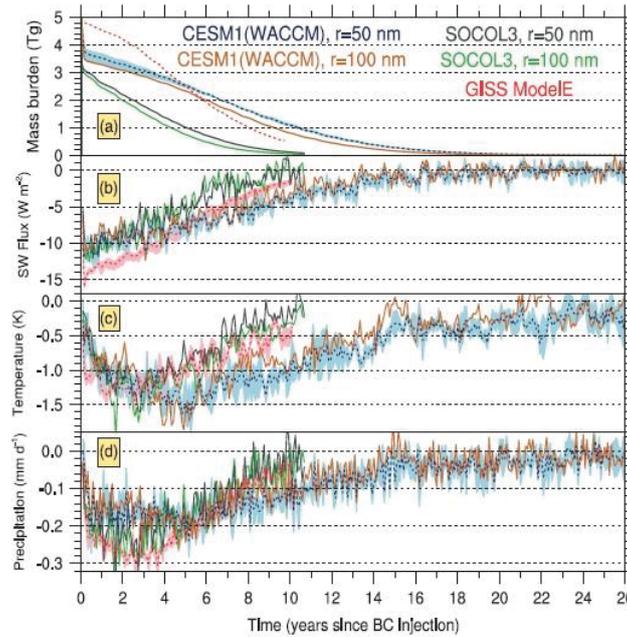


Figure 3. Evolution temporelle mensuelle moyenne globale pour *a)* la charge de masse de carbone noir (en Tg), *b)* l'anomalie de flux net d'ondes courtes à la surface (en $W m^{-2}$), *c)* l'anomalie de température de surface (en K) et *d)* l'anomalie de précipitations (en mm/jour). La ligne pointillée bleue foncée et l'ombre bleue claire indiquent la moyenne et l'amplitude de notre ensemble expérimental à 50 nm. La ligne dorée présente notre simulation, pour un aérosol d'un rayon de 100 nm. La ligne pointillée rouge foncée et l'ombre rose indiquent la moyenne et l'amplitude de l'ensemble retenu par *Robock et al.* (2007a, 2007b) (données fournies par L. Oman). Les lignes grise et verte montrent les résultats de deux simulations pour 5 Tg de carbone noir issues de *Stenke et al.* (2013) (données fournies par A. Stenke), qui posent respectivement des aérosols d'un rayon de 50 et de 100 nm. Les anomalies d'ensembles sont calculées par rapport à la moyenne des ensembles de simulations de contrôle respectifs. Le temps 0 correspond à la date de l'injection de carbone noir (1^{er} janvier dans la présente étude et 15 mai dans les autres).

3.3. Anomalies climatiques mondiales moyennes

Les anomalies climatiques mondiales présentées à la figure 3 réagissent de façon très similaire dans notre ensemble expérimental à 50 nm et dans celui à 100 nm ; il sera question ici de nos calculs pour l'ensemble à 50 nm. Les 3,6 Tg de carbone noir qui atteignent l'atmosphère moyenne et s'étendent à l'ensemble de la planète absorbent les rayons solaires à ondes courtes entrants, réduisant le flux net d'ondes courtes à la surface d'environ $12 W/m^2$ au départ, soit environ 8 % (figure 3b). Cette anomalie suit proportionnellement l'évolution de la charge de masse globale de carbone noir, de façon similaire aux calculs du GISS ModelE et de SOCOL3. Le flux d'ondes courtes dans SOCOL3 paraît plus sensible au carbone noir que dans CESM1(WACCM), qui obtient des réductions initiales de flux comparables à celles de charges de carbone noir nettement inférieures. A l'inverse, le GISS ModelE et le CESM1(WACCM) présentent une sensibilité similaire et produisent des anomalies de flux très comparables en année 4 et 5, lorsque les charges globales de masse sont les plus proches pour les deux modèles. Au bout de 10 ans, l'anomalie de flux d'ondes courtes que nous obtenons subsiste à $-3,8 W/m^2$, ce qui est comparable au forçage maximal de l'éruption volcanique du mont Pinatubo en 1991 (Kirchner et al., 1999). Ce chiffre correspond à 2,7 fois l'anomalie de flux calculée par le GISS ModelE, avec une charge de masse deux fois plus élevée. Dans SOCOL3, les flux retrouvent leur niveau normal au bout de 10 ans, période après laquelle les charges de masse de carbone noir deviennent négligeables. Il faut à CESM1(WACCM) deux fois plus de temps (20 ans) pour arriver au même résultat.

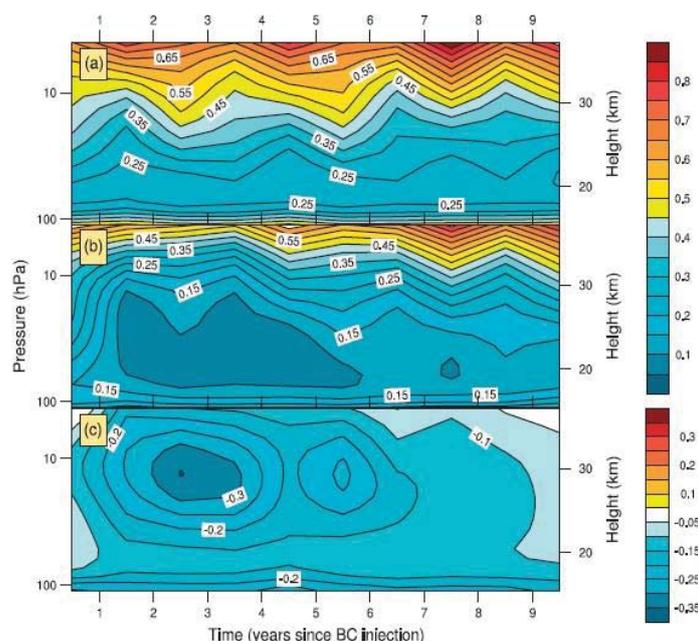


Figure 4. Evolution temporelle du vent vertical tropical dans la stratosphère inférieure (en millimètres/seconde) pour *a*) la séquence de contrôle, *b*) la séquence expérimentale à 50 nm et *c*) la séquence expérimentale moins le contrôle. Les valeurs sont des moyennes d'ensemble pour les latitudes 22°S à 22°N. L'axe horizontal indique le temps en années. L'axe vertical gauche indique la pression en hectopascals (hPa) et l'axe vertical droit indique l'altitude barique approximative en kilomètres.

Les températures moyennes mondiales de surface que nous obtenons baissent d'environ 1,1 K la première année (figure 3c). Cette réaction est initialement plus lente que celle calculée par GISS ModelE, en raison du fort lessivage initial, mais comparable à celle de SOCOL3. Les anomalies initiales de température pour les trois modèles sont proportionnelles à leurs anomalies initiales d'ondes courtes. Les températures que nous obtenons continuent de baisser pendant 5 ans, atteignant toutefois un refroidissement maximal de 1,6 K en année 5, soit 2 à 2,5 ans après le début du réchauffement dans GISS ModelE et SOCOL3, suite à un pic de refroidissement d'ampleur comparable. Au bout de 10 ans, le refroidissement mondial moyen que nous obtenons se maintient à environ 1,1 K, soit deux à quatre fois celui calculé par GISS ModelE et SOCOL3. Pour CESM1(WACCM) et GISS ModelE, pareil écart est à peu près proportionnel au ratio de charges de masse calculé. Le refroidissement que nous obtenons retarde toutefois la charge de masse et le flux d'ondes courtes. Les températures mondiales moyennes restent de 0,25 à 0,50 K en-deçà de la moyenne de l'ensemble de contrôle pendant les années 20 à 23, une fois que les flux d'ondes courtes ont retrouvé leur amplitude de contrôle. L'inertie thermique des océans, qui ont subi plus de dix ans de refroidissement prolongé, explique en grande partie ce retard.

Les taux de précipitations chutent mondialement d'environ 0,18 mm/jour au cours de la première année suivant le conflit. Pareille diminution de 6 % de la moyenne mondiale subsiste pendant 5 ans, période au cours de laquelle la réaction que nous obtenons n'est pas aussi importante que celle obtenue par le GISS ModelE ou SOCOL3. L'anomalie de précipitations relativement constante que nous obtenons au cours des 5 premières années s'explique par les tendances contradictoires des températures de surface et des flux d'ondes courtes sur la période concernée, qui s'annulent mutuellement. Toutefois, en année 5, les précipitations chutent davantage à mesure que les températures continuent de baisser, atteignant une baisse maximale de 9 % des précipitations mondiales, alors que dans les deux autres modèles, les précipitations en sont à leur deuxième année de remontée. Au bout de dix ans, nous obtenons des précipitations mondiales encore réduites de 4,5 %, soit plus de cinq fois la baisse obtenue à la même date dans le GISS ModelE et SOCOL3. Au bout de 26 ans, les températures et précipitations mondiales moyennes restent légèrement en-deçà de la moyenne de l'ensemble de contrôle.

3.4. Réponse des océans et de la glace de mer

Ainsi que le montre la figure 5, l'étendue de glace de mer augmente de façon significative au cours des 5 premières années dans l'océan Arctique et au cours des 10 premières années dans l'Antarctique. L'étendue de glace de mer est définie par la superficie totale de l'ensemble des points de surface de la grille dans le modèle océanique lorsque la couverture par la glace de mer est supérieure à 15 %. Les deux hémisphères connaissent une apparition précoce de la formation de la glace de mer à l'automne, comme en témoignent les maximales saisonnières, conformes aux observations de *Stenke et al. (2013)*. Dans l'Arctique, l'étendue de glace de mer augmente pour atteindre un maximum de 10 à 25 % au cours des années 4 à 7. Dans l'Antarctique, l'étendue de glace de mer atteint une superficie maximale de 20 à 75 % plus importante que dans l'ensemble de contrôle au cours des années 7 à 15 et reste de 5 à 10 % plus vaste tout au long des années 20 à 26. Non seulement ces augmentations significatives des étendues de glace de mer ont des incidences sur le transfert d'énergie entre l'atmosphère et les océans, mais elles renforcent également l'albédo de la Terre, accentuant le refroidissement de surface en réfléchissant davantage la lumière du Soleil dans l'espace. L'augmentation des étendues de glace de mer aurait également des conséquences importantes sur la vie océanique, notamment sur l'ensemble des organismes qui sont en équilibre dans les conditions climatiques actuelles (voir par exemple *Harley et al., 2006*).

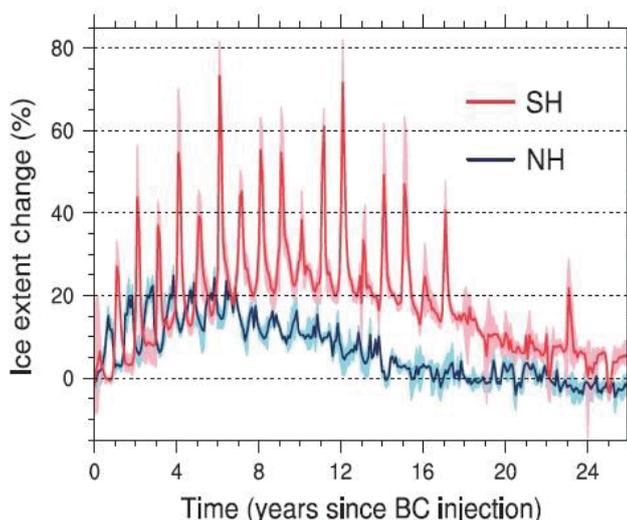


Figure 5. Evolution de l'étendue de glace de mer (en %) pour l'ensemble expérimental à 50 nm par rapport à l'ensemble de contrôle. L'étendue de glace de mer est définie par la superficie totale de l'ensemble des points de surface de la grille situés en mer dont la proportion de glace est supérieure à 15 %. La ligne rouge indique l'anomalie de la moyenne de l'ensemble pour l'hémisphère sud. La ligne bleue fait de même pour l'hémisphère nord. Les ombres autour de chaque ligne indiquent l'amplitude des séquences de l'ensemble expérimental par rapport à la moyenne de l'ensemble de contrôle. L'axe horizontal indique le temps en années. L'axe vertical indique l'évolution relative de la superficie de l'étendue de glace, selon la formule $100 \% \times (\text{expérimental} - \text{contrôle}) / \text{contrôle}$.

Nous observons de surcroît que la couche supérieure de l'océan subit un refroidissement prolongé qui pénètre jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur. La figure 6 présente les anomalies de températures océaniques moyennes mondiales par mois à différentes profondeurs pour l'ensemble expérimental à 50 nm, incluant la variabilité de l'ensemble, par rapport à la moyenne de l'ensemble de contrôle. Ainsi que le montre ce schéma, on constate un refroidissement moyen supérieur à 0,5 K jusqu'à 100 mètres de profondeur jusqu'à l'année 12. Les 2,5 mètres supérieurs de l'océan ont la même capacité calorifique par unité de surface que la profondeur totale de l'atmosphère (*Gill, 1982*). En conséquence, pareil refroidissement jusqu'à 100 mètres de profondeur crée un déficit thermique durable qui maintient une température de surface réduite pendant plusieurs décennies. La réaction du point de vue de la température prend davantage de temps à se répercuter dans les profondeurs océaniques, les températures à 1000 mètres continuant de baisser tout au long des 26 années de la simulation.

3.5. Perte d'ozone stratosphérique

Le carbone noir ne se contente pas de refroidir la surface ; il réchauffe considérablement l'atmosphère moyenne (figure 7). Comme dans *Mills et al.* (2008), nous obtenons des augmentations initiales des températures moyennes mondiales de plus de 80 K à proximité de la stratopause (50-60 kilomètres). Comme dans *Robock et al.* (2007b), nous obtenons un réchauffement stratosphérique mondial moyen supérieur à 30 K les 5 premières années. La figure 7 illustre le refroidissement de surface évoqué précédemment, ainsi qu'un refroidissement de l'atmosphère au-dessus de la couche de carbone noir, conforme aux résultats obtenus par *Robock et al.* (2007b).

Comme dans *Mills et al.* (2008), nos calculs révèlent une perte massive d'ozone, conséquence de ces températures stratosphériques extrêmes (figure 8). Toujours comme dans *Mills et al.* (2008), nous obtenons une perte planétaire moyenne de colonne d'ozone de 20 à 25 % qui subsiste entre la deuxième et la cinquième année suivant le conflit nucléaire, suivie d'une remontée à une perte de colonne de 8 % au bout de 10 ans. Tout au long des 5 premières années, la colonne d'ozone est réduite de 30 à 40 % aux latitudes moyennes et de 50 à 60 % aux latitudes septentrionales élevées.

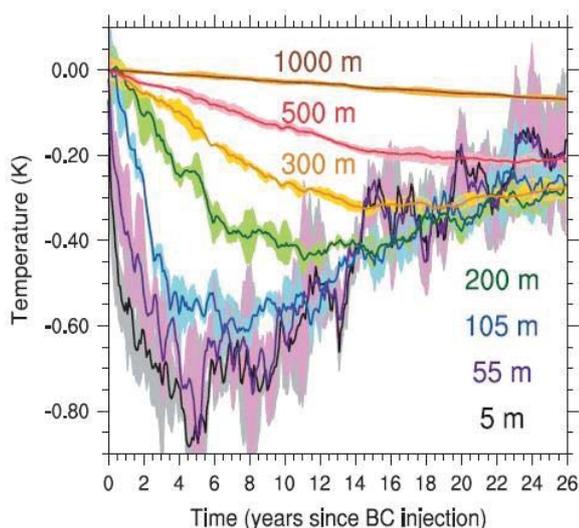


Figure 6. Evolution temporelle de l'anomalie mondiale de température océanique moyenne à différentes profondeurs. Les lignes indiquent la moyenne mensuelle des températures de l'ensemble expérimental moins la moyenne mensuelle de l'ensemble de contrôle. Les ombres autour de chaque ligne indiquent l'amplitude des séquences de l'ensemble expérimental par rapport à la moyenne de l'ensemble de contrôle. L'axe horizontal indique le temps en années. L'axe vertical indique les températures en K.

Selon *Mills et al.* (2008), pareille perte d'ozone s'explique en premier lieu par deux cycles de perte catalytique sensibles à la température impliquant de l'oxygène radicalaire et de l'azote radicalaire, potentialisés par les températures élevées. Au surplus, il ressort de l'analyse de nos résultats actuels que le réchauffement de la tropopause tropicale envoie jusqu'à 4,3 fois plus de vapeur d'eau dans la stratosphère inférieure. L'augmentation de la vapeur d'eau a deux types d'effets sur la perte d'ozone. La photolyse de la vapeur d'eau produit de l'hydrogène radicalaire tout en excitant les particules d'oxygène atomique $O(^1D)$, en fonction de la longueur d'onde de la lumière naturelle dissociante. $O(^1D)$ est responsable de la production d'azote radicalaire dans la stratosphère par réaction avec N_2O . L'hydrogène radicalaire possède son propre cycle catalytique destructeur d'ozone. Selon nos calculs, l'hydrogène radicalaire dans la stratosphère inférieure tropicale est multiplié par 3 à 5,5 au cours des 2 premières années suivant le conflit nucléaire. De même, $O(^1D)$ est multiplié dans la même région par des facteurs allant de 4 à 7,6. $O(^1D)$ n'est cependant pas le principal mécanisme de perte de N_2O dans la stratosphère et les niveaux de N_2O sont initialement légèrement plus élevés dans la stratosphère tropicale, probablement sous l'effet de

l'ascension initiale du champignon, comme le suggèrent *Mills et al.* (2008). Le ralentissement subséquent de la circulation stratosphérique produit des niveaux réduits de N_2O , l'augmentation de l'âge des masses d'air entraînant une perte chimique plus importante.

On trouve les plus forts taux de production d'ozone sous les tropiques, où les pertes sont principalement liées au transport d'ozone vers des latitudes plus élevées. A mesure que l'air est transporté vers les pôles, les pertes chimiques s'accumulent, entraînant des pertes plus importantes de colonne d'ozone aux latitudes plus élevées. Aux hautes latitudes de l'hémisphère sud, les pertes d'ozone sont atténuées par la disparition du trou saisonnier dans la couche d'ozone au-dessus de l'Antarctique, qui est normalement produite par des réactions chimiques hétérogènes à l'intérieur des nuages stratosphériques polaires uniquement aux basses températures extrêmes observées dans la stratosphère antarctique. Nous ne tenons pas compte des effets de ces réactions chimiques hétérogènes sur l'aérosol de carbone noir, car elles sont moins bien connues que celles qui impliquent les sulfates et les nuages stratosphériques polaires.

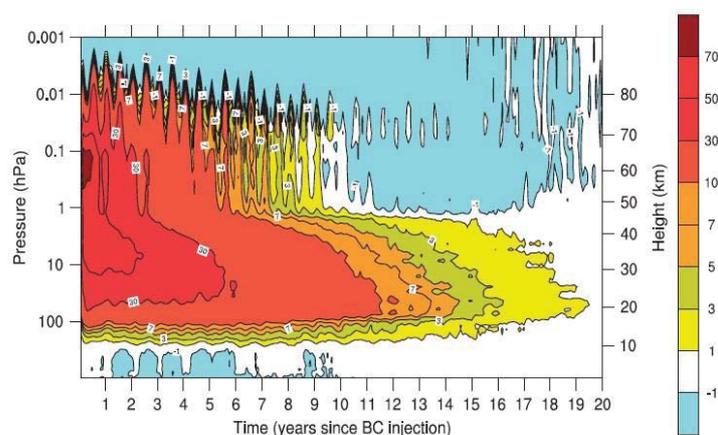


Figure 7. Evolution temporelle du profil vertical de l'anomalie mondiale de température océanique moyenne. Les valeurs correspondent à la moyenne de l'ensemble expérimental à 50 nm, moins la moyenne de l'ensemble de contrôle. L'axe horizontal indique le temps en années. L'axe vertical gauche indique la pression en hectopascals (hPa) et l'axe vertical droit indique l'altitude barique approximative en kilomètres. Les courbes de niveau indiquent les anomalies de température en K.

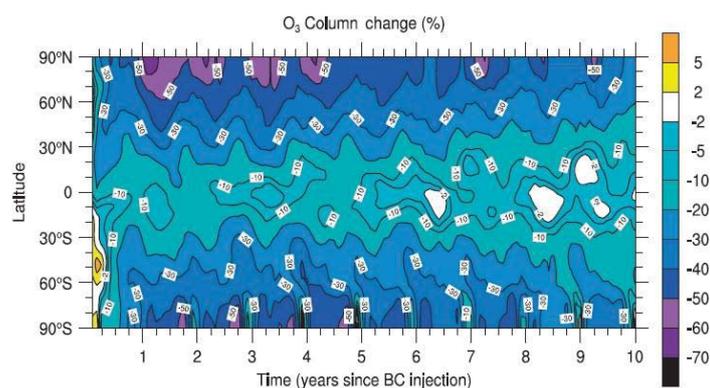


Figure 8. Evolution temporelle de l'ozone de colonne zonal moyen (en %). L'évolution dans l'ensemble expérimental à 50 nm est présentée par rapport à la moyenne de l'ensemble de contrôle, selon la formule $100\% \times (\text{experimental} - \text{contrôle}) / \text{contrôle}$. L'axe horizontal indique le temps en années. L'axe vertical indique la latitude.

3.6. Evolution du rayonnement ultraviolet de surface

Nous avons utilisé le modèle TUV (troposphérique ultraviolet-visible) (*Madronich et Flocke*, 1997) pour calculer l'impact d'une perte aussi massive d'ozone sur les flux de rayonnement ultraviolet nocif atteignant la surface de la Terre. Le modèle TUV simule l'atténuation de la

lumière du Soleil lorsque celle-ci traverse l'atmosphère terrestre. Il a servi à l'étude d'une grande variété de sujets, parmi lesquelles la chimie de l'atmosphère éloignée (*Walega et al.*, 1992) et de l'atmosphère urbaine (*Castro et al.*, 2001), la chimie des manteaux neigeux (*Fisher et al.*, 2005), l'incidence des cancers de la peau (*Thomas et al.*, 2007), les émissions de méthane par les plantes (*Bloom et al.*, 2010) et les modifications potentielles du rayonnement ultraviolet en cas d'impact d'astéroïde (*Pierazzo et al.*, 2010) ou résultant d'opérations de géo-ingénierie (*Tilmes et al.*, 2012). La méthode employée dans la présente étude est fondée sur celle décrite par *Lee-Taylor et al.* (2010).

Nous avons utilisé le modèle TUV pour calculer les flux de rayons ultraviolets par temps clair, sur la base de la colonne d'ozone moyenne mensuelle et de la distribution de carbone noir absorbant calculées pour les moyennes de nos ensembles expérimental et de contrôle de nos séquences CESM1(WACCM). Afin de limiter la charge de calcul, nous avons précalculé des tables de conversion des variations du rayonnement ultraviolet en fonction de l'ozone, de l'angle solaire zénithal (θ) et de l'élévation de la surface, à l'aide de la colonne atmosphérique intégrale de 80 kilomètres retenue dans le modèle TUV. Nous avons ensuite établi les répartitions globales des rayons ultraviolets à partir des répartitions d'ozone modélisées par WACCM, en nous appuyant sur la loi de Beer-Lambert pour tenir compte du trajet oblique d'absorption par le carbone noir stratosphérique, en procédant à un calcul quotidien afin de tenir compte du θ variable. Nous avons exprimé les résultats moyens mensuels des rayons ultraviolets conformément à l'indice UV international (OMS, OMM, PNUE et CIPRNI, 2002), qui mesure les flux d'ultraviolets à midi au moyen d'un «spectre d'action», afin de tenir compte du fait que la capacité des rayons solaires à causer des lésions cutanées dépend des longueurs d'onde (*McKinlay et Diffey*, 1987).

La figure 9 présente l'indice UV pour les mois d'été les plus ensoleillés, c'est-à-dire juin pour l'hémisphère nord et décembre pour l'hémisphère sud. L'Organisation mondiale de la Santé recommande de prendre des mesures de protection solaire pour les indices supérieurs à 3 et qualifie les indices UV de 8 à 10 de «très élevés», justifiant des mesures de protection supplémentaires afin d'éviter l'exposition au soleil en milieu de journée. Un indice UV supérieur à 11 est qualifié d'«extrême». Selon nos calculs, les indices UV augmenteraient de 3 à 6 points pour l'ensemble des latitudes moyennes en été, portant les valeurs maximales au-delà des limites actuelles, jusqu'à des indices allant de 12 à 21 dans les régions les plus peuplées d'Amérique du Nord et dans le sud de l'Europe au mois de juin. Nous obtenons des augmentations similaires pour l'Australie, la Nouvelle-Zélande, l'Afrique australe et l'Amérique du Sud au mois de décembre. Les lésions cutanées varient selon le type de peau, la durée d'exposition minimale pour subir une brûlure étant inversement proportionnelle à l'indice UV. En conséquence, un habitant d'Amérique du Nord à la peau relativement claire qui subit un coup de soleil douloureux et important au bout de 10 minutes d'exposition au soleil à midi au mois de juin, avec un indice UV de 10, subirait des lésions équivalentes après une exposition de 6,25 minutes à un indice UV de 16.

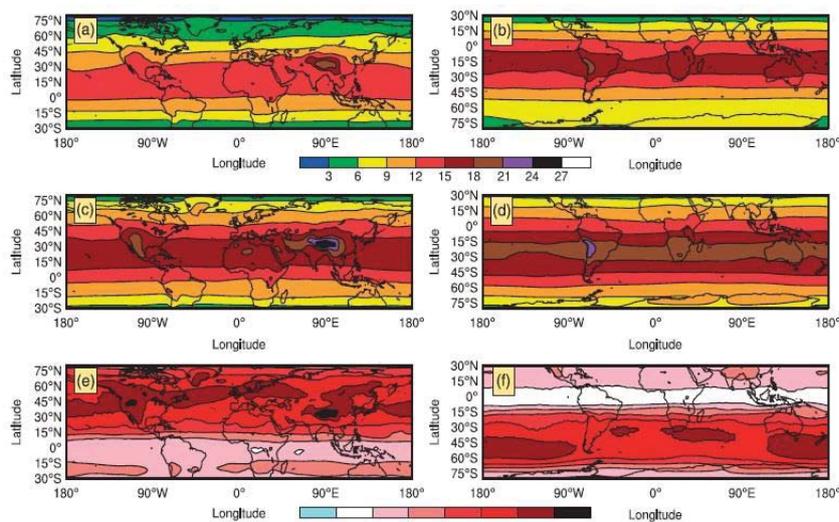


Figure 9. Indice UV en juin (gauche) et en décembre (droite) pour l'ensemble de contrôle (a, b), l'ensemble expérimental (c, d) et l'ensemble expérimental moins l'ensemble de contrôle (e, f). Les valeurs sont des moyennes d'ensemble pour l'année 3.

Stenke *et al.* (2013) obtiennent des augmentations tout aussi importantes du rayonnement ultraviolet imputables à la perte d'ozone. Ils signalent également que l'atténuation des flux solaires due à l'absorption par le carbone noir serait suffisamment importante pendant l'hiver aux latitudes supérieures pour réduire de 30 % le niveau des rayons ultraviolets à l'époque de l'année où ils sont le plus nécessaires pour faciliter la production de vitamine D. Contrairement à eux, cependant, nous ne constatons pas une atténuation par le carbone noir suffisamment importante pour compenser l'augmentation du rayonnement ultraviolet imputable à la perte d'ozone.

Les calculs présentés à la figure 9 incluent l'absorption des rayons ultraviolets par le carbone noir, mais non leur diffusion, qui constitue une source supplémentaire d'incertitude. Nous avons effectué un test de sensibilité à 305 nm en utilisant un albédo nominal de diffusion unique de 0,31 pour une couche de suie d'un kilomètre de profondeur centrée sur 27 kilomètres et une colonne totale d'ozone de 200 DU. Selon nos calculs, la diffusion du carbone noir entraîne de faibles réductions de l'irradiation par rayonnement ultraviolet au sol, allant de 4 % pour un soleil à la verticale et une profondeur optique de suie de 0,05 à 12 % pour un angle solaire zénithal θ de 88° et une profondeur optique de suie de 0,1. La diffusion ne compenserait donc que de façon très marginale les augmentations de 30 à 100 % de l'irradiation par rayonnement ultraviolet que nous obtenons pour la saison d'été hors des tropiques.

3.7. Effets sur la végétation et l'agriculture

La forte augmentation des rayons ultraviolets faisant suite à un conflit nucléaire régional serait accompagnée par les températures moyennes de surface les plus froides des 1000 dernières années (Mann *et al.*, 1999). La baisse des températures moyennes mondiales de surface serait de l'ordre de 1,5 K (figure 3c), mais de vastes régions habitées des masses terrestres continentales subiraient un refroidissement nettement plus important, comme le montre la figure 10. En Afrique australe et en Amérique du Sud, les hivers (juin, juillet et août) seraient jusqu'à 2,5 K plus froids en moyenne pendant 5 ans que dans la séquence de contrôle pendant les mêmes années (années 2 à 6). La majeure partie de l'Amérique du Nord, de l'Asie, de l'Europe et du Moyen-Orient subirait des hivers (décembre, janvier et février) de 2,5 à 6 K plus froids et des étés (juin, juillet et août) de 1 à 4 K plus froids que l'ensemble de contrôle.

De même, la chute mondiale moyenne des précipitations, qui dure tout au long des années 2 à 6 (figure 3d), se traduit par un assèchement régional plus marqué (figure 11). Elle se manifeste

avec le plus de force dans les régions d'Asie concernées par les moussons, parmi lesquelles le Moyen-Orient, le sous-continent indien et l'Asie du Sud-Est. Une baisse généralisée des précipitations de 0,5 à 1,5 mm/jour conduirait à une chute de 20 à 80 % des précipitations annuelles. De même, d'importantes baisses relatives des précipitations seraient observées dans la région de l'Amazonie en Amérique du Sud, ainsi qu'en Afrique australe. Le Sud-ouest américain et l'Australie occidentale seraient 20 à 60 % plus secs. Selon *Robock et al. (2007b)*, la région du Sahel devrait être globalement plus humide en raison d'une circulation de Hadley plus faible. Comme nous, *Stenke et al. (2013)* ne concluent pas à pareille hausse des précipitations, malgré une certaine hausse à proximité du Maroc.

Suite à *Robock et al. (2007b)*, nous avons calculé les changements affectant la saison de culture sans gel, définie par le nombre de jours consécutifs sur une période d'une année pendant lesquels les températures minimales sont supérieures à 0°C (figure 12).

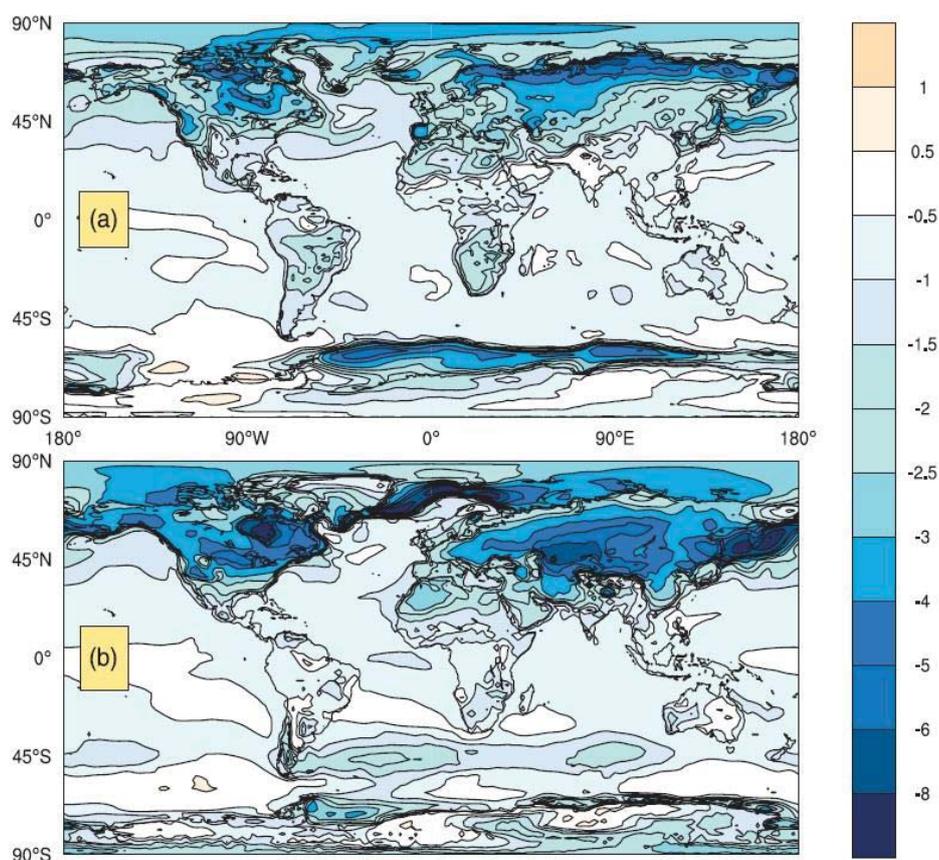


Figure 10. Evolution des températures de surface (en K) pour les périodes de a) juin à août et b) décembre à février. Les valeurs correspondent à des moyennes d'ensemble saisonnières sur 5 ans pour les années 2 à 6 (ensemble expérimental moins ensemble de contrôle).

Les températures de surface moyennes mondiales continuant, selon nos calculs, de diminuer jusqu'à l'année 6, nous présentons l'évolution moyenne pour la saison de culture sur la période des années 2 à 6. La réduction de la durée moyenne de la saison de culture peut atteindre jusqu'à 40 jours dans l'ensemble des régions agricoles de la planète au cours des cinq années considérées. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus par *Robock et al. (2007b)* pour la première année de leur étude, avec cependant des écarts importants dans certaines régions. Nous obtenons en effet des baisses plus importantes qu'eux en Russie, en Afrique du Nord, au Moyen-Orient et dans l'Himalaya, et que des effets plus limités dans le Midwest américain et en Amérique du Sud.

La composante terrestre du modèle CESM1(WACCM) est le CLM4CN, qui est un modèle complet de cycle de carbone terrestre (Lawrence et al., 2011). CLM4CN a une fonction

pronostique pour ce qui est des variables d'état du carbone et de l'azote dans la végétation, les déchets et les matières organiques des sols. Le carbone présent dans la végétation est affecté par la température, les précipitations, le rayonnement solaire (et sa séparation en rayonnement direct et diffus), l'humidité, l'humidité des sols et l'azote disponible, entre autres facteurs. Nous calculons une perte moyenne de 11 Pg de carbone issu de la végétation (2 % du total), ce qui correspond à une augmentation du CO₂ atmosphérique d'environ 5 ppmv (5×10^{-6} molécules/molécules d'air). Nous notons également une augmentation importante (42 à 46 %) de la perte de carbone en raison d'incendies en Amazonie au cours des 8 premières années dans deux des trois séquences de notre ensemble expérimental à 50 nm. La troisième séquence montre une perte de carbone due aux incendies en Amazonie 13 % plus élevée que la moyenne de l'ensemble de contrôle, mais encore située dans les limites de variabilité dudit ensemble. Nos séquences ne tiennent pas compte des effets atmosphériques des émissions de CO₂ ou de fumées issues de la composante terrestre ; toutefois, les fumées dégagées par les incendies en Amazonie seraient une conséquence positive qui accentuerait le refroidissement que nous avons constaté.

4. Discussion

Pierazzo et al. (2010) ont analysé une série de travaux portant sur les effets que des augmentations importantes et prolongées du rayonnement UV-B, similaires à celles que nous avons calculées, produiraient sur des organismes vivants, et notamment sur l'agriculture et les écosystèmes marins. On constate ainsi, parmi les effets d'ordre général sur les plantes terrestres, une diminution de la hauteur, de la masse de pousses et du feuillage (*Caldwell et al.*, 2007). *Walbot* (1999) a conclu que les dommages causés à l'ADN des cultures de maïs par un appauvrissement en ozone de 33 % s'accumulaient proportionnellement au temps d'exposition, se transmettaient de génération en génération et perturbaient les lignées génétiques. En l'état actuel de la recherche, il semble que l'exposition au rayonnement UVB risque d'accroître la vulnérabilité des plantes aux attaques des insectes, de modifier le cycle des éléments nutritifs dans les sols (dont la fixation de l'azote par les cyanobactéries) et de modifier les équilibres de compétition parmi les espèces (*Caldwell et al.*, 1998 ; *Solheim et al.*, 2002 ; *Mpoloka*, 2008).

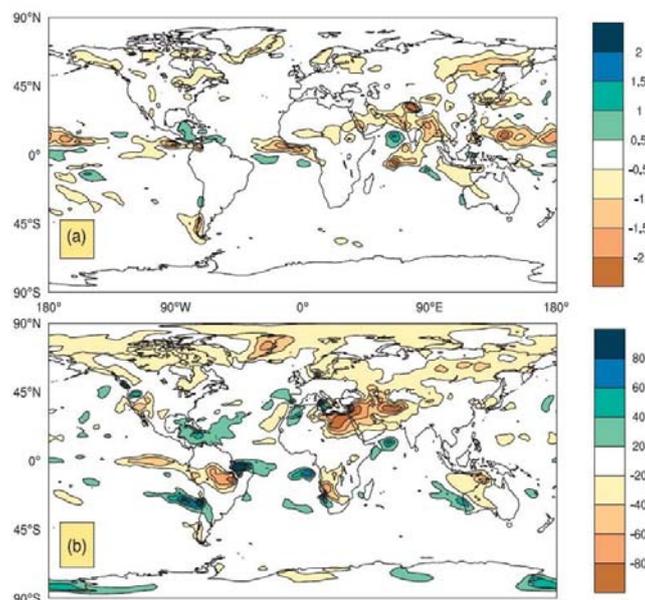


Figure 11. Evolution des précipitations de surface *a*) absolues (en mm/jour) et *b*) relatives (en %). Les valeurs correspondent à des moyennes d'ensemble saisonnières sur 5 ans pour les mois de juin à août des années 2 à 6 (ensemble expérimental moins ensemble de contrôle).

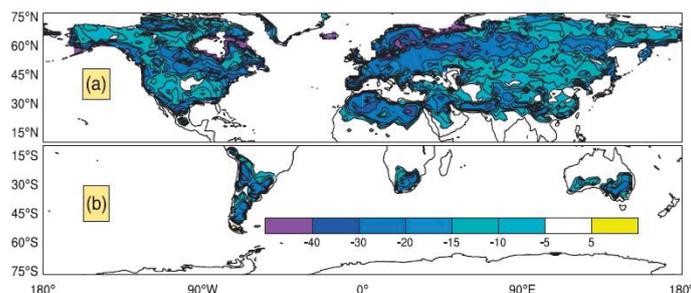


Figure 12. Evolution de la saison de culture sans gel en nombre de jours pour a) janvier à décembre dans l'hémisphère nord et b) juillet à juin dans l'hémisphère sud. Les valeurs correspondent à des moyennes d'ensemble saisonnières sur 5 ans pour les années 2 à 6 (ensemble expérimental moins ensemble de contrôle).

L'appauvrissement en ozone que nous obtenons pourrait aussi endommager les écosystèmes aquatiques, qui fournissent plus de 30 % des protéines animales consommées par l'homme. Häder *et al.* (1995) estiment qu'un appauvrissement en ozone de 16 % pourrait entraîner une réduction de 5 % du phytoplancton, élément fondamental de la chaîne alimentaire marine et, partant, une perte de 7 millions de tonnes de poissons pêchés par an. Les auteurs précisent en outre que l'augmentation du rayonnement ultraviolet est préjudiciable aux stades précoces de développement des poissons, des crevettes, des crabes, des amphibiens et d'autres animaux. Les effets combinés de cette seule augmentation sur l'agriculture terrestre et les écosystèmes marins pourraient mettre sérieusement à mal la sécurité alimentaire mondiale.

La perte d'ozone subsisterait pendant une décennie, parallèlement à une réduction de la durée des saisons de culture en raison de gelées meurtrières et à une modification des régimes régionaux des précipitations. Plusieurs années de gelées meurtrières, une baisse de précipitations pourtant nécessaires et une intensification prolongée du rayonnement ultraviolet, ajoutées aux conséquences des modifications de températures et de salinité pour les pêches, pourraient compromettre gravement l'approvisionnement alimentaire dans de nombreuses régions du monde. Ainsi que l'a démontré la crise du riz que le monde a connue entre janvier et mai 2008, une pression même faible sur les prix alimentaires peut être amplifiée par des réactions politiques, telles que les restrictions exceptionnelles d'exportations alimentaires mises en place par l'Inde et le Vietnam, suivis par l'Egypte, le Pakistan et le Brésil, qui ont entraîné de graves pénuries aux Philippines, en Afrique et en Amérique latine (Slayton, 2009). Il est donc concevable que les tensions auxquelles serait soumis l'approvisionnement alimentaire mondial après un conflit nucléaire régional puissent, directement ou suite à un effet de panique, compromettre de façon significative la sécurité alimentaire, voire provoquer une famine nucléaire planétaire.

Remerciements

Nous tenons à remercier Luke Oman et Andrea Stenke de nous avoir fourni les données issues de leurs simulations. Nous tenons également à remercier Jean-François Lamarque, Ryan Neely, Charles Bardeen, Andrew Gettelman, Anja Schmidt, un lecteur anonyme et le réviseur associé pour leurs apports constructifs à la rédaction du présent article. Les simulations réalisées dans le cadre de ces travaux ont été effectuées au sein du pôle High End Computing Capability's Pleiades de la NASA, le temps machine ayant bénéficié de la subvention n° NNX09AK71G de la NASA. Alan Robock est le lauréat d'une bourse NSF n° AGS-1157525. Le National Center for Atmospheric Research (NCAR), bénéficie du soutien de la National Science Foundation des Etats-Unis. Le projet CESM bénéficie du soutien de la National Science Foundation et de l'Office of Science (BER) du U.S. Department of Energy. Les ressources informatiques nécessaires aux simulations CESM CMIP5 ont été fournies par le laboratoire de simulation du climat (Climate Simulation Laboratory) au sein du laboratoire des systèmes computationnels et d'information (Computational and Information Systems Laboratory, ou CISL) du NCAR, avec le soutien de la National Science Foundation et d'autres organismes.

5. Résumé

Nous présentons ici les premières simulations des effets chimie-climat des fumées dégagées par un conflit nucléaire, à l'aide d'un modèle de système terrestre qui inclut à la fois la chimie stratosphérique et les conséquences sur la circulation de la glace de mer et sur la circulation océanique profonde. Selon nos calculs, les effets sur le climat de surface dureraient beaucoup plus longtemps que ne le supposaient les précédentes études, en raison de plusieurs mécanismes de rétroaction. Premièrement, le carbone noir absorbe la lumière du Soleil, chauffant ainsi l'air ambiant, et s'élève jusqu'à la stratosphère supérieure, traitée avec une plus grande résolution verticale dans le modèle CESM1(WACCM) que dans le modèle utilisé par *Robock et al.* (2007b). Deuxièmement, le carbone noir s'étend à la planète entière, absorbant la lumière du soleil, ce qui réchauffe la stratosphère et refroidit la surface terrestre. Ceci a pour effet de réduire l'intensité de la circulation stratosphérique et d'augmenter la durée de vie du carbone noir dans la stratosphère. Troisièmement, la baisse des températures de surface refroidit de plus de 0,5 K les océans jusqu'à 100 mètres de profondeur pendant 12 ans et entraîne une augmentation des surfaces gelées, sur terre et en mer. Le refroidissement de surface subit donc une inertie, due à la fois à la masse thermique et à l'augmentation de l'albédo, repoussant d'au moins dix ans la remontée des températures de surface après celles du carbone noir. Selon nos calculs, les températures de surface restent donc inférieures à la fourchette de valeurs obtenue par l'ensemble de contrôle, y compris 26 ans après le conflit nucléaire.

L'augmentation moyenne mondiale de la température dans la stratosphère suite à l'injection de carbone noir dépasse initialement 70 K et se maintient au-dessus de 30 K pendant 5 ans, la remontée complète des températures prenant 20 ans. Comme dans les études antérieures, une telle hausse de la température entraîne une perte mondiale d'ozone à une échelle jamais observée, attribuable à plusieurs mécanismes chimiques. L'intensification du rayonnement ultraviolet à la surface qui en résulte serait directement préjudiciable à la santé humaine et endommagerait les cultures agricoles, ainsi que les écosystèmes sur terre et dans les océans.

Nos résultats mettent en évidence certains des graves effets qui suivraient l'emploi de seulement 100 armes nucléaires de faible puissance contre des mégapoles modernes. Or les Etats-Unis, la Russie, le Royaume-Uni, la Chine et la France possèdent chacun des stocks d'armes nucléaires bien plus puissantes, à côté desquelles les 100 armes envisagées ici font pâle figure (*Robock et al.*, 2007a ; *Toon et al.*, 2007). Connaître le danger auquel un nombre même faible d'armes nucléaires expose l'humanité et les autres formes de vie sur Terre devrait permettre aux sociétés de mieux comprendre l'impérieuse nécessité d'éliminer pareil danger dans le monde entier.

ANNEXE 2

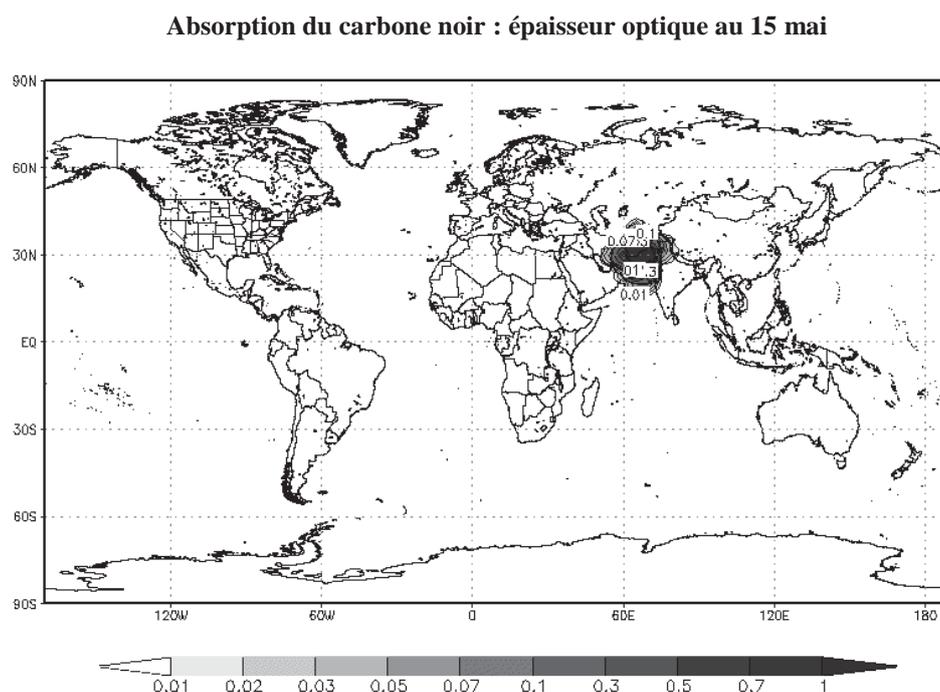
SÉRIE DE CARTES REPRÉSENTANT LA PROPAGATION À TRAVERS LE MONDE DE LA FUMÉE PRODUITE PAR UN CONFLIT NUCLÉAIRE RÉGIONAL ENTRE L'INDE ET LE PAKISTAN, ET SÉLECTION DE CARTES TIRÉES DU RAPPORT DE 2014 SOUMIS EN TANT QU'ANNEXE 1

Les figures 1 à 3 illustrent la propagation du carbone noir à travers le monde après l'emploi, le 14 mai, de 50 armes nucléaires de 15 kilotonnes par l'Inde et autant par le Pakistan. Ces figures sont tirées du site Internet du Pr. Alan Robock, de Rutgers University.

(<http://climate.envsci.rutgers.edu/nuclear/BCabsoptdaily.gif>)

Les figures 4 et 5 illustrent le changement de la température de l'air en surface et du nombre de jours sans gel des saisons de croissance selon un scénario quasiment identique, basé sur un conflit nucléaire survenu le 1^{er} janvier 2013. Ces figures sont tirées du rapport soumis en tant qu'annexe 1.

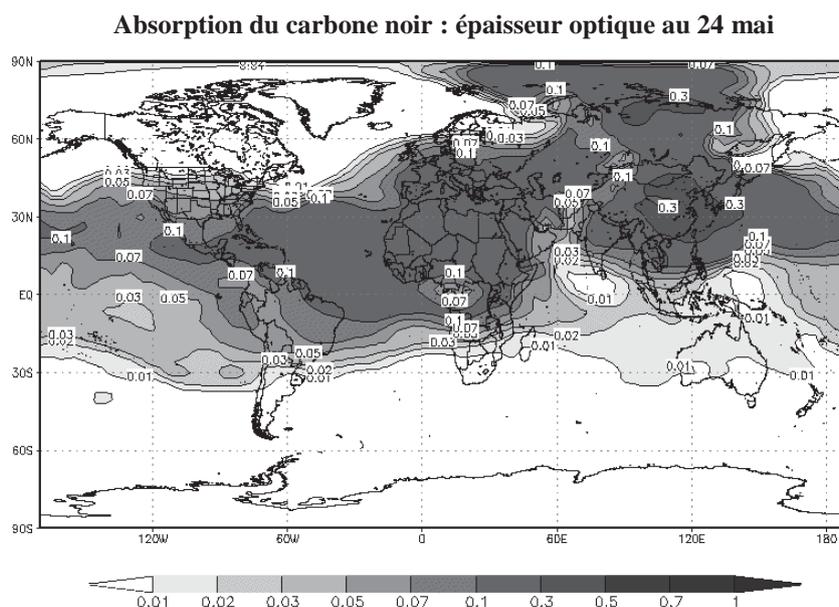
Figure 1



La carte ci-dessus représente la fumée (5 téragrammes de carbone noir) au moment où elle commence à s'élever dans l'atmosphère le 14 mai, après que l'Inde et le Pakistan ont fait exploser chacun 50 armes nucléaires de 15 kilotonnes.

<http://climate.envsci.rutgers.edu/nuclear/BCabsoptdaily.gif> (consulté le 11 décembre 2014 à 12 h 38).

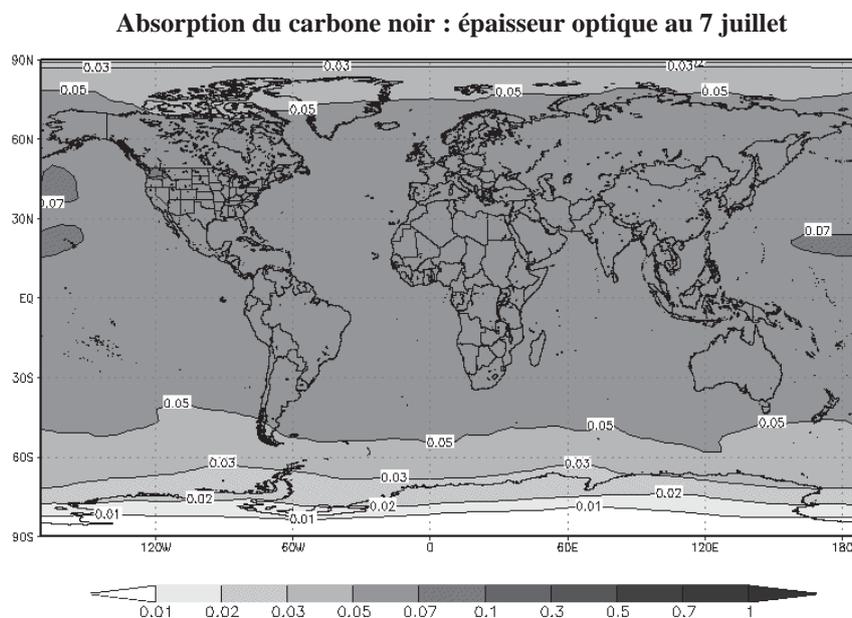
Figure 2



La carte ci-dessus illustre la montée spectaculaire du carbone noir dans l'atmosphère et sa propagation à travers le monde. Elle fait apparaître que, moins de 10 jours après les explosions, les Iles Marshall subiront les effets délétères de la présence de cette épaisse fumée dans l'atmosphère.

<http://climate.envsci.rutgers.edu/nuclear/BCabsoptdaily.gif> (consulté le 11 décembre 2014 à 12 h 38).

Figure 3

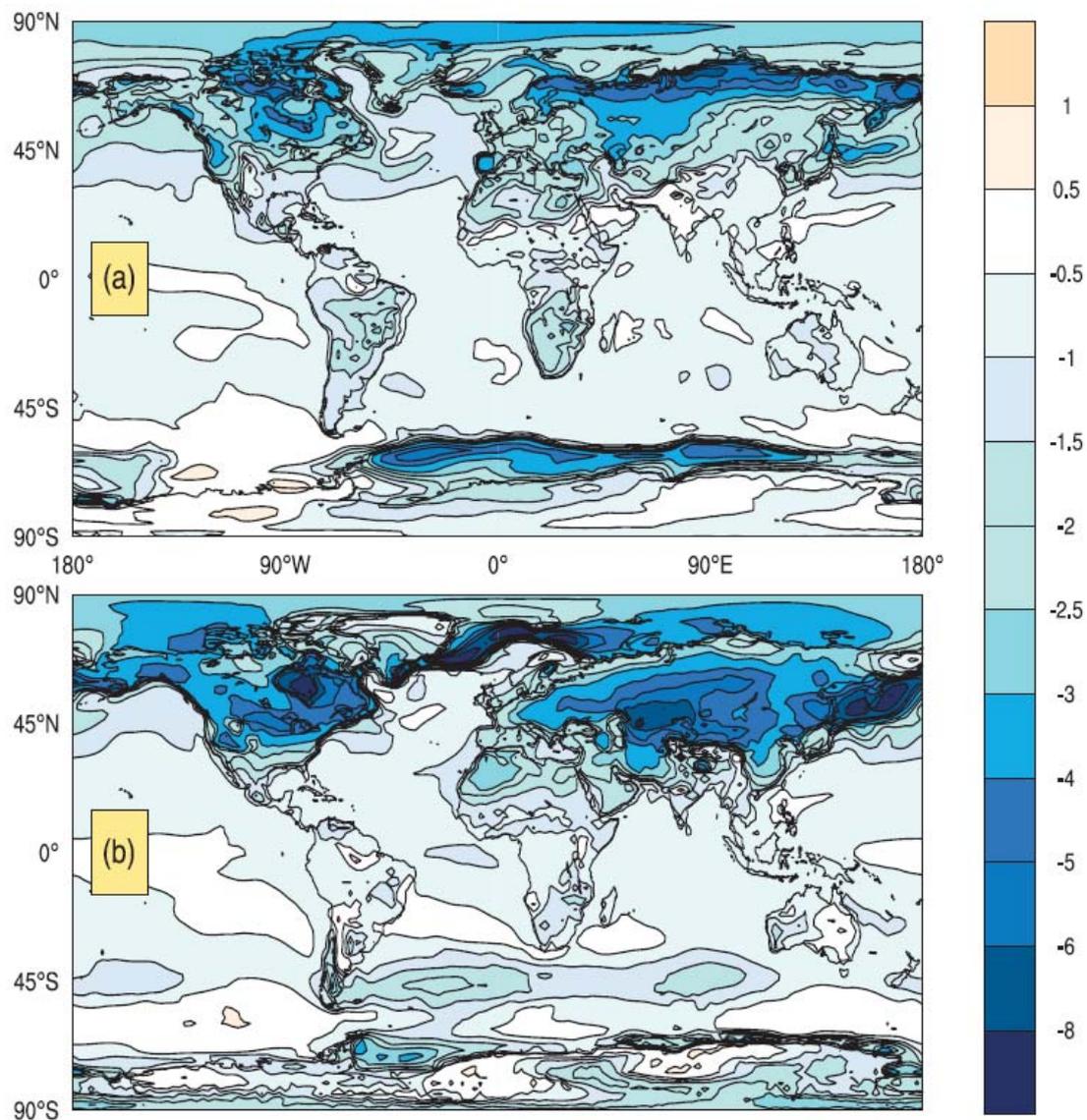


La carte ci-dessus montre que, au bout de deux mois, le carbone noir s'est propagé dans le monde entier.

<http://climate.envsci.rutgers.edu/nuclear/BCabsoptdaily.gif> [consulté le 11 décembre 2014 à 12 h 38].

Figure 4

Changement de la température de l'air en surface

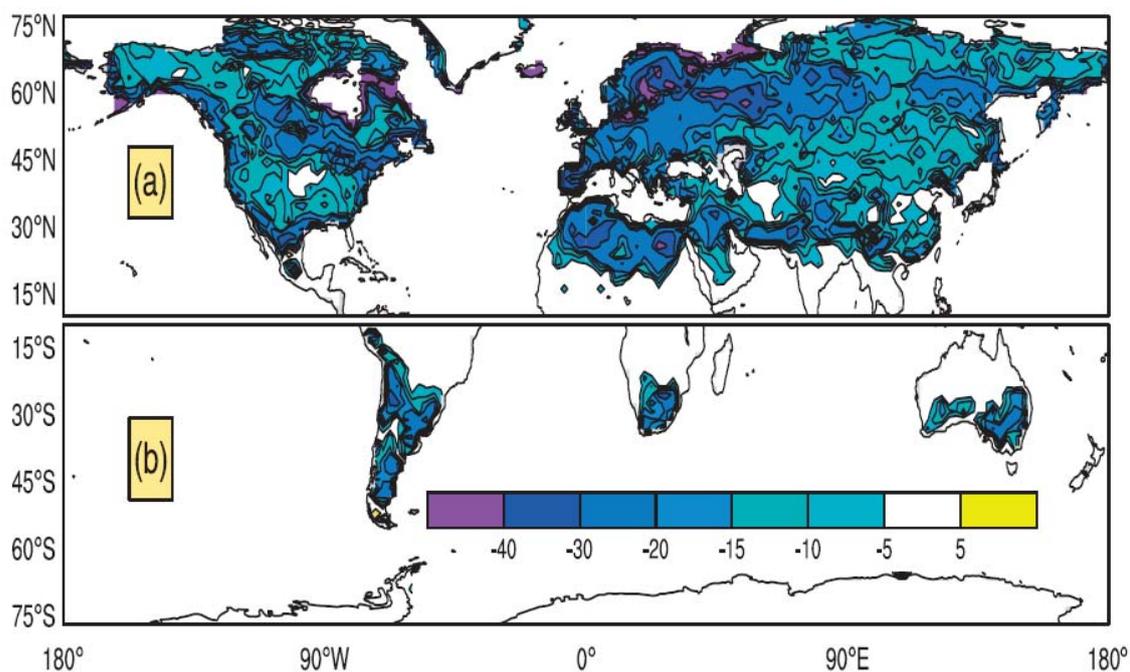


Les cartes ci-dessus représentent le changement de la température de l'air en surface pour les périodes de juin à août (carte du haut) et de décembre à février (carte du bas). Aux Iles Marshall, la température tombe aux environs de moins un degré.

<http://climate.envsci.rutgers.edu/pdf/MillsNWeft224.pdf> [consulté le 11 décembre 2014 à 12 h 40].

Figure 5

Changement du nombre de jours sans gel des saisons de croissance



Les cartes ci-dessus représentent le changement du nombre de jours sans gel de la saison de croissance pour les périodes de janvier à décembre dans l'hémisphère nord (carte du haut) et de juillet à juin dans l'hémisphère sud (carte du bas). Elles font apparaître que les États-Unis d'Amérique, d'où la République des Îles Marshall importe une grande partie des denrées alimentaires dont elle a besoin, devraient voir la durée de leur saison de croissance réduite de 15 à 30 %.

<http://climate.envsci.rutgers.edu/pdf/MillsNWef224.pdf> [consulté le 11 décembre 2014 à 12 h 40].

ANNEXE 3

NOTE VERBALE EN DATE DU 9 JUILLET 2014 ADRESSÉE AU GREFFIER PAR LE MINISTÈRE DES AFFAIRES ÉTRANGÈRES DU PAKISTAN

1. Le Gouvernement de la République islamique du Pakistan présente ses compliments à la Cour internationale de Justice (CIJ) à la Haye (Pays-Bas) et a l'honneur de se référer à la lettre datée du 28 avril 2014 par laquelle le greffier de la Cour l'avait informé de la tenue, le 11 juin 2014, d'une réunion avec le président de la Cour, réunion qui a été reportée au 9 juillet 2014.

2. Le Gouvernement de la République islamique du Pakistan a l'honneur de faire valoir que la CIJ ne devrait pas connaître de la requête datée du 24 avril 2014 que le Gouvernement de la République des Iles Marshall lui a présentée. Après mûre réflexion, le Gouvernement de la République islamique du Pakistan est d'avis que la CIJ n'a pas compétence et considère ladite requête comme irrecevable, notamment pour les motifs suivants :

- I. La requête déposée par la République des Iles Marshall revêt un caractère purement politique et implique des questions de sécurité nationale qui relèvent de la compétence interne du Pakistan et pour lesquelles la CIJ ne constitue pas la juridiction compétente. Le demandeur n'ayant pas d'intérêt pour agir, il n'y a pas lieu pour le Pakistan de réagir.
- II. Etant donné que le programme nucléaire pakistanais n'a aucune incidence directe sur les intérêts de la République des Iles Marshall, la requête introduite par celle-ci contre la République islamique du Pakistan est dépourvue de fondement. Il n'existe aucun différend direct ou indirect entre la République des Iles Marshall et la République islamique du Pakistan, et la requête ne renvoie à aucun traité ou convention en vigueur entre ces deux pays conférant compétence à la Cour conformément à l'article 36 de son Statut. De plus, la République des Iles Marshall n'a pas tenu compte des réserves dont le Pakistan a assorti sa déclaration d'acceptation en vertu de la clause facultative et qui empêchent toute partie d'invoquer la compétence de la Cour relativement à un quelconque différend qui s'élèverait à propos de l'interprétation ou de l'application d'un traité multilatéral.
- III. Par ailleurs, le Pakistan n'est pas partie au traité sur la non-prolifération des armes nucléaires (TNP). Or, l'interprétation exagérée et infondée de l'article VI de cet instrument ne s'applique ni aux Etats non parties au TNP ni *erga omnes*.
- IV. Toute instance introduite devant la Cour contre le Pakistan irait à l'encontre du principe fondamental de non-discrimination tant qu'il n'aura pas été prescrit que l'ensemble des Etats possédant des armes nucléaires participent à la présente instance et que ceux-ci n'auront pas accepté la compétence de la Cour en l'espèce.
- V. Si le Pakistan devait se voir réserver un traitement particulier pour un motif qui relèverait d'un certain formalisme juridique, il y aurait manifestement abus de la procédure de la Cour, ce qui pourrait le contraindre à revoir sa décision d'accepter la juridiction obligatoire de celle-ci.
- VI. La requête est indéfendable et ne saurait porter à conséquence. Il s'agit d'une question liminaire et la Cour n'est nullement saisie de cette affaire.
- VII. La République islamique du Pakistan n'a de cesse de soutenir, au sein des enceintes multilatérales appropriées, un désarmement général, complet et vérifiable qui repose sur les principes de l'universalité ainsi que de la non-discrimination et s'effectue sous un régime de contrôle international efficace. Ledit désarmement devrait se faire conformément aux

principes fondamentaux de la souveraineté, du droit de légitime défense, ainsi que d'une sécurité égale et non diminuée pour tous, y compris la République islamique du Pakistan. En outre, celle-ci adhère au maintien de la paix et de la sécurité internationales, qui constitue le but premier de l'Organisation des Nations Unies.

VIII. Le Pakistan se réserve tous les droits de protéger ses intérêts nationaux vitaux.

3. Compte tenu de ce qui précède, le Gouvernement de la République islamique du Pakistan prie la Cour de rejeter *in limine* la requête déposée par la République des Iles Marshall, pour empêcher tout abus de procédure, de déclarer qu'elle n'a pas compétence pour connaître de la présente affaire et de radier celle-ci du rôle général.

4. Le Gouvernement de la République islamique du Pakistan saisit cette occasion pour renouveler à la Cour internationale de Justice les assurances de sa très haute considération.

ANNEXE 4

**DÉCLARATION FAITE PAR LA RÉPUBLIQUE DES ÎLES MARSHALL AU TITRE DU PARAGRAPHE 2
DE L'ARTICLE 36 DU STATUT DE LA COUR**



POSTAL ADDRESS—ADRESSE POSTALE: UNITED NATIONS, N.Y. 10017
CABLE ADDRESS—ADRESSE TELEGRAPHIQUE: UNATIONS NEWYORK

Référence : C.N.261.2013.TREATIES-I.4 (Notification dépositaire)

DÉCLARATIONS RECONNAISSANT COMME OBLIGATOIRE LA
JURIDICTION DE LA COUR INTERNATIONALE DE JUSTICE EN
APPLICATION DU PARAGRAPHE 2 DE L'ARTICLE 36
DU STATUT DE LA COUR

ÎLES MARSHALL : DÉCLARATION EN VERTU DU PARAGRAPHE 2 DE L'ARTICLE 36
DU STATUT

Le Secrétaire général de l'Organisation des Nations Unies, agissant en sa qualité de dépositaire,
communiqua :

L'action susmentionnée a été effectuée le 24 avril 2013.

... Conformément au paragraphe 4 de l'article 36 du Statut de la Cour internationale de Justice, le
texte authentique en anglais de la déclaration et la traduction en français se trouvent annexés.

Le 30 avril 2013



Attention : Les Services des traités des Ministères des affaires étrangères et des organisations internationales concernés. Les notifications dépositaires sont publiées uniquement en format électronique. Les notifications dépositaires sont mises à la disposition des missions permanentes auprès des Nations Unies sur le site Internet de la Collection des traités des Nations Unies à l'adresse <http://treaties.un.org>, sous la rubrique "Notifications dépositaires (CNs)". En outre, les missions permanentes et toute autre personne intéressée peuvent s'abonner pour recevoir les notifications dépositaires par email à travers le "Services automatisés d'abonnement", qui est également disponible à l'adresse <http://treaties.un.org>.

Son Excellence Ban Ki-moon
Secrétaire général
760 United Nations Plaza
Organisation des Nations Unies
New York, NY 10017

Monsieur le Secrétaire général,

Déclaration d'acceptation de la juridiction de la Cour internationale de Justice

Au nom du Gouvernement de la République des Îles Marshall, j'ai l'honneur de faire la déclaration suivante :

1) Le Gouvernement de la République des Îles Marshall déclare reconnaître comme obligatoire de plein droit et sans convention spéciale, à l'égard de tout autre État acceptant la même obligation, la juridiction de la Cour internationale de Justice, conformément au paragraphe 2 de l'article 36 du Statut de la Cour, et jusqu'à ce qu'il soit donné notification au Secrétaire général de l'Organisation des Nations Unies du retrait de cette déclaration, sur tous les différends nés après le 17 septembre 1991, au sujet de situations ou de faits postérieurs à cette date, autres que :

- i) Les différends au sujet desquels la République des Îles Marshall a convenu avec l'autre ou les autres parties en cause d'avoir recours à un autre mode de règlement pacifique;
- ii) Les différends à l'égard desquels toute autre partie en cause a accepté la juridiction obligatoire de la Cour internationale de Justice uniquement en ce qui concerne ledit différend ou aux fins de celui-ci.

2) Le Gouvernement de la République des Îles Marshall se réserve également le droit de modifier, compléter ou retirer à tout moment l'une quelconque des réserves formulées ci-dessus ou toute autre réserve qu'il pourrait formuler par la suite, moyennant une notification adressée au Secrétaire général de l'Organisation des Nations Unies, les modifications, ajouts ou retraits prenant effet à la date de la notification.

Majuro (Îles Marshall), le 15 mars 2013.

Le Ministre attaché au Président
et Ministre des affaires étrangères par intérim
(Signé) Tony A. deBrum

Attention : Les Services des traités des Ministères des affaires étrangères et des organisations internationales concernés. Les notifications depositaires sont publiées uniquement en format électronique. Les notifications depositaires sont mises à la disposition des missions permanentes auprès des Nations Unies sur le site Internet de la Collection des traités des Nations Unies à l'adresse <http://treaties.un.org>, sous la rubrique "Notifications depositaires (CNs)". En outre, les missions permanentes et toute autre personne intéressée peuvent s'abonner pour recevoir les notifications depositaires par email à travers le "Services automatisés d'abonnement", qui est également disponible à l'adresse <http://treaties.un.org>.

ANNEXE 5

**DÉCLARATION FAITE PAR LA RÉPUBLIQUE ISLAMIQUE DU PAKISTAN AU TITRE DU
PARAGRAPHE 2 DE L'ARTICLE 36 DU STATUT DE LA COUR**

No. 5332

PAKISTAN

Declaration recognizing as compulsory the jurisdiction of the International Court of Justice, in conformity with Article 36, paragraph 2, of the Statute of the International Court of Justice. New York, 12 September 1960

Official text: English.

Registered ex officio on 13 September 1960.

PAKISTAN

Déclaration reconnaissant comme obligatoire la juridiction de la Cour internationale de Justice, conformément au paragraphe 2 de l'Article 36 du Statut de la Cour internationale de Justice. New-York, 12 septembre 1960

Texte officiel anglais.

Enregistrée d'office le 13 septembre 1960.

[TRADUCTION — TRANSLATION]

N^o 5332. PAKISTAN : DÉCLARATION¹ RECONNAISSANT
COMME OBLIGATOIRE LA JURIDICTION DE LA COUR
INTERNATIONALE DE JUSTICE, CONFORMÉMENT AU
PARAGRAPHE 2 DE L'ARTICLE 36 DU STATUT DE LA
COUR INTERNATIONALE DE JUSTICE. NEW-YORK,
12 SEPTEMBRE 1960

MISSION DU PAKISTAN AUPRÈS DES NATIONS UNIES
NEW YORK

E/111-60

Le 12 septembre 1960

Monsieur le Secrétaire général,

D'ordre du Président de la République du Pakistan, j'ai l'honneur de faire la déclaration suivante, au nom du Gouvernement pakistanais et conformément à l'article 36, paragraphe 2, du Statut de la Cour internationale de Justice :

Le Gouvernement pakistanais reconnaît comme obligatoire de plein droit et sans convention spéciale, à l'égard de tout autre État acceptant la même obligation, la juridiction de la Cour internationale de Justice pour tous les différends d'ordre juridique survenus après le 24 juin 1948 et ayant pour objet :

- a) L'interprétation d'un traité ;
- b) Tout point de droit international ;
- c) La réalité de tout fait qui, s'il était établi, constituerait la violation d'un engagement international ;
- d) La nature ou l'étendue de la réparation due pour la rupture d'un engagement international ;

sous réserve, toutefois, que cette déclaration ne s'appliquera pas :

- a) Aux différends dont les parties confieraient le règlement à d'autres tribunaux en vertu d'accords déjà existants ou qui seraient conclus à l'avenir ;
- b) Aux différends concernant des questions qui, d'après le droit international, relèvent exclusivement de la compétence nationale du Pakistan ;

¹ Déposée auprès du Secrétaire général de l'Organisation des Nations Unies le 13 septembre 1960. La Déclaration était accompagnée des pleins pouvoirs autorisant ce dépôt. Cette Déclaration remplace celle du 23 mai 1957 ; voir Nations Unies, *Recueil des Traités*, vol. 269, p. 77, et p. 382 de ce volume.

- c) Aux différends qui s'élèveraient à propos d'un traité multilatéral, à moins que :
- i) Toutes les parties au traité dont il s'agit ne soient également parties à l'affaire portée devant la Cour, ou que
 - ii) Le Gouvernement pakistanais n'accepte la juridiction pour le cas d'espèce.

Il est entendu en outre que la présente déclaration restera en vigueur aussi longtemps qu'avis de sa révocation n'aura pas été donné.

Veillez agréer, Monsieur le Secrétaire général, les assurances de ma très haute considération.

(Signé) Said HASAN
Ambassadeur extraordinaire et plénipotentiaire
Représentant permanent du Pakistan
auprès des Nations Unies

Son Excellence Monsieur Dag Hammarskjöld
Secrétaire général de l'Organisation
des Nations Unies
New York 17