



HAL
open science

Impact climatique d'un doublement du CO₂ avec le modèle EMERAUDE

Jean-François Mahfouf

► **To cite this version:**

Jean-François Mahfouf. Impact climatique d'un doublement du CO₂ avec le modèle EMERAUDE. Note de centre du Groupe de Météorologie de Grande Échelle et Climat N°7, Centre National de Recherches Météorologiques. 1992, 48 pp. hal-04821611

HAL Id: hal-04821611

<https://hal.science/hal-04821611v1>

Submitted on 5 Dec 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License



NOTES DE CENTRE

N°7

**GROUPE DE METEOROLOGIE DE GRANDE
ECHELLE ET CLIMAT**

**IMPACT CLIMATIQUE D'UN DOUBLEMENT
DU CO₂ AVEC LE MODELE EMERAUDE**

J.-F. MAHFOUF

MARS 1992

MINISTERE DE L'EQUIPEMENT, DU LOGEMENT,
DES TRANSPORTS ET DE L'ESPACE

DIRECTION DE LA METEOROLOGIE NATIONALE

**CENTRE NATIONAL
DE RECHERCHES
METEOROLOGIQUES**



MINISTÈRE DE L'ÉQUIPEMENT, DU LOGEMENT,
DES TRANSPORTS ET DE L'ESPACE

DIRECTION DE LA MÉTÉOROLOGIE NATIONALE

CENTRE NATIONAL
DE RECHERCHES MÉTÉOROLOGIQUES

NOTE DE TRAVAIL
**DU GROUPE DE MÉTÉOROLOGIE DE GRANDE ÉCHELLE
ET CLIMAT**

N°7

**IMPACT CLIMATIQUE D'UN DOUBLEMENT
DU CO₂ AVEC LE MODÈLE EMERAUDE**

par

J.-F. MAHFOUF

MARS 1992

SOMMAIRE

I. Introduction

II. Description du modèle

III. Présentation des expériences

IV. Simulation du climat observé

V. Le climat 2*CO₂

VI. Conclusions

Résumé

On présente dans cette note une étude de sensibilité au doublement du gaz carbonique avec la version stratosphérique du modèle de climat EMERAUDE. Deux cycles annuels ont été simulés. Dans la première expérience, la concentration de CO₂ est fixée à 345 ppmv et on impose des températures de surface de la mer climatologiques. Dans la seconde expérience, la concentration de CO₂ vaut 690 ppmv et on a ajouté aux températures de surface de la mer une anomalie issue d'une simulation effectuée avec le modèle global océan-atmosphère du Max Plank Institute afin de prendre en compte implicitement les rétroactions océaniques. Le climat de référence se compare favorablement à diverses climatologies. Lorsqu'on double le CO₂, les principales anomalies simulées par d'autres modèles sont retrouvées, comme le réchauffement plus intense aux pôles, le refroidissement de la stratosphère ou la diminution de l'eau des sols en été aux moyennes latitudes. Le réchauffement global simulé est de 1,5 °C et l'augmentation des précipitations de 2,8 %. Plusieurs originalités sont mises en évidence dans la stratosphère (refroidissement atteignant 10°C et augmentation de la quantité d'ozone).

I. Introduction

Cette note fait la synthèse des premiers résultats d'une étude de sensibilité au doublement du gaz carbonique dans l'atmosphère effectuée avec le modèle de circulation générale EMERAUDE dans sa version climat.

Depuis maintenant une quinzaine d'années, de nombreuses études numériques ont été entreprises pour connaître l'impact climatique qui résulterait d'un doublement de la concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Ces études trouvent leur origine dans des observations qui ont montré que la concentration en CO_2 dans l'atmosphère augmente régulièrement depuis le début de l'ère industrielle. Elle est en effet passée de 275 ppmv au milieu du XVIIIème siècle à 355 ppmv aujourd'hui. Ces observations proviennent notamment d'analyses de l'air emprisonné dans les calottes glaciaires et de mesures directes réalisées depuis 1958 à l'Observatoire de Mauna Loa. Ces changements sont attribués principalement à la combustion des carburants fossiles et à la déforestation. Les projections futures indiquent que la concentration du CO_2 pourrait être doublée au milieu du siècle prochain par rapport aux valeurs préindustrielles.

L'importance du CO_2 pour l'atmosphère vient du fait que ce sont les espèces minoritaires triatomiques comme le CO_2 et plus encore la vapeur d'eau qui interagissent fortement avec le rayonnement et conditionnent ainsi l'équilibre radiatif de notre planète. On sait que ces gaz sont des absorbants peu efficaces du rayonnement solaire. Par contre ils absorbent fortement le rayonnement thermique émis par la surface qu'ils réémettent à la fois vers l'espace et vers la surface. C'est l'augmentation de température qui en résulte par rapport à un simple bilan radiatif entre les apports énergétiques solaires et les pertes par émission infra-rouge qui crée le fameux "effet de serre". Ainsi, l'augmentation du gaz carbonique et d'autres gaz traces d'origine antropogénique (CH_4 , N_2O , O_3 , CFC,...) pourraient conduire par

un renforcement de l'effet de serre à un réchauffement global de la surface terrestre avec d'autres conséquences encore mal appréhendées par les scientifiques.

Les premières études numériques de l'impact sur la température globale d'un doublement du CO_2 ont été réalisées avec des modèles unidimensionnels radiatifs-convectifs. Leur avantage principal est d'être peu coûteux en temps-calcul et leurs résultats sont faciles à analyser. Toutefois, la plage de variation du réchauffement en surface qu'ils prévoient est très large (un ordre de grandeur) comprise entre $0,48\text{ }^\circ\text{C}$ et $4,2\text{ }^\circ\text{C}$. Ces estimations sont en effet très dépendantes des hypothèses physiques faites dans ces modèles. Les modèles 1D sont aussi limités parce qu'ils négligent les transports horizontaux de chaleur et les contrastes terre-mer. De plus, la connaissance de la distribution géographique des modifications du climat présente des enjeux socio-économiques importants. Dès que les moyens informatiques l'on permis, les études se sont donc orientées vers l'utilisation de modèles tridimensionnels de la circulation générale (MCG).

Les différentes simulations réalisées jusqu'à présent avec des MCG se distinguent principalement par le traitement de l'océan qui conditionne le temps de mise à l'équilibre du système. Les premières études (Manabe et Wetherald, 1975) traitaient l'océan comme une surface humide sans capacité calorifique (et sans transport de chaleur): c'est le "swamp ocean" que l'on peut traduire par "océan marécageux". Dans de telles simulations, on impose une insolation en moyenne annuelle au sommet de l'atmosphère. Si on prenait en compte les variations saisonnières du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère on obtiendrait un gel quasi-total de l'océan dans l'hémisphère d'hiver (la glace de mer est obtenue par simple diagnostic des zones où la température de surface de mer (SST) chute en dessous de $271,23\text{ K}$). Ces simulations ont toutefois l'avantage d'être peu coûteuses en temps-calcul (quelques mois de simulations) et de prendre en compte divers feedbacks comme celui lié à l'albédo de la neige permettant ainsi un réchauffement plus intense aux latitudes polaires.

L'étape suivante d'une complexité intermédiaire consiste à coupler un modèle atmosphérique à un modèle de couche de mélange océanique d'épaisseur fixe et incluant une gestion de la thermodynamique de la banquise. Il est alors possible d'avoir un cycle saisonnier réaliste pour la SST. Les défauts de ces modèles sont de ne pas simuler les transports horizontaux de chaleur par les courants océaniques, avec comme conséquence des erreurs assez significatives dans la simulation du climat présent (par exemple le champ de SST est beaucoup trop zonal sur la façade Est des continents de l'hémisphère Nord) pouvant avoir des conséquences sur la réponse du modèle à de petites perturbations. Par exemple, les modèles simulant une extension de banquise trop importante produisent un réchauffement global excessif à cause d'une trop forte sensibilité à la rétroaction de l'albédo de la neige. On peut masquer cette faiblesse en calculant le terme résiduel du bilan d'énergie sur la couche de mélange dans une simulation où l'on s'impose les SST observées. Ce terme, qui prend en compte les transports horizontaux mais aussi les erreurs du modèle atmosphérique, est supposé inchangé dans les expériences $2 \times \text{CO}_2$. La durée de ce type d'expérience est typiquement d'une dizaine d'années pour atteindre un état de quasi-équilibre.

Dans les simulations précédentes, on double brutalement la concentration du CO_2 et on attend que le système évolue vers un état d'équilibre. Ce type de scénario n'est pas réaliste car l'état simulé est celui que l'on obtiendrait une vingtaine d'années après une hypothétique stabilisation des émissions de CO_2 . L'estimation la plus réaliste des interactions entre l'atmosphère et l'océan consiste donc à coupler deux modèles globaux, et c'est ce vers quoi s'orientent la plupart des groupes travaillant sur le problème du réchauffement global. On peut alors s'intéresser à des scénarios "transitoires" plus proches de la réalité dans lesquels la concentration n'est plus instantanément doublée, mais augmente graduellement conformément aux observations. La durée de telles expériences est typiquement d'une centaine d'années (plus quelques dizaines d'années supplémentaires pour la mise à l'équilibre des systèmes océan et atmosphère séparés avant couplage), ce qui entraîne bien

évidemment l'utilisation d'une résolution dégradée pour les modèles atmosphériques et océaniques. De plus, les modèles couplés présentent des dérives obligeant d'imposer des corrections de flux à l'interface pour simuler de manière raisonnable le climat présent.

La dernière approche consiste à s'affranchir d'un modèle d'océan en prescrivant les SST à la limite inférieure du modèle atmosphérique, conduisant ainsi à une mise à l'équilibre rapide. On peut citer les simulations de Gates et al. (1981) et Mitchell (1983) qui ont spécifié les SST et les extensions de banquise à leurs valeurs actuellement observées. Le doublement de la concentration de CO₂ conduit alors à une élévation de température de l'air en surface négligeable (0,2 °C) puisqu'on suppose que l'océan a une inertie thermique infinie. Mitchell (1983) a donc également étudié l'impact du doublement du dioxyde de carbone en imposant une anomalie uniforme de température de surface de mer de 2 °C mais sans modifier les extensions de banquise.

Comme le modèle EMERAUDE n'est pas couplé à un modèle océanique, c'est donc cette approche qui a été adoptée. Toutefois, les études faites avec des modèles couplés montrent que les anomalies de température de surface ne sont pas uniformes spatialement: le réchauffement est plus élevé aux latitudes polaires qu'à l'Equateur. Afin d'avoir une répartition géographique des SST plus vraisemblable, nous avons utilisé les anomalies issues d'une simulation transitoire faite avec un modèle global océan-atmosphère. Nous avons également imposé les extensions de banquise simulées par ce modèle afin de prendre en compte leur réduction dans une atmosphère plus riche en CO₂. La justification de cette approche est que l'"équilibre" atmosphérique étant rapidement atteint, les simulations sont de courte durée: on peut donc faire des expériences à plus forte résolution spatiale en incluant des paramétrisations assez sophistiquées, visant à mieux appréhender les détails régionaux ou certains mécanismes physiques. Un avantage de cette approche est d'avoir une expérience de référence plus proche de la climatologie observée dans la mesure où l'on s'impose des SST climatologiques. Finalement, on peut aussi

considérer ce genre de simulation comme une expérience de vérification de la sensibilité du modèle (bien que les derniers jours d'EMERAUDE soient proches, l'expérience présentée pourra être refaite avec le nouveau modèle de climat ARPEGE) dans la mesure où les études de sensibilité au doublement du CO₂ abondent dans la littérature, permettant de comparer les résultats de notre modèle à ceux de nombreux autres.

Je présenterai tout d'abord, le modèle utilisé et les conditions de expériences avant de décrire les résultats de deux cycles annuels pour le climat présent et pour le climat correspondant à un doublement du gaz carbonique (2*CO₂).

II. Description du modèle

Il s'agit du modèle spectral EMERAUDE utilisé depuis 1985 pour la prévision opérationnelle et adapté à la simulation du climat. Deux versions de ce modèle existent: une version 20 niveaux pour les études troposphériques (utilisée par l'équipe UDC; Royer et al., 1990) et une version 30 niveaux pour les études stratosphériques (développée par l'équipe ERAM; Cariolle et al., 1990). On a mis en oeuvre pour la simulation de 10 ans de climat AMIP une version hybride incluant les développements les plus récents réalisés dans chacune des équipes. C'est cette version que nous avons reprise pour les expériences de sensibilité au doublement du gaz carbonique.

1) Dynamique: On utilise sur l'horizontale une décomposition des champs en harmoniques sphériques avec une troncature triangulaire au nombre d'onde 42. Sur la verticale, divisée en 30 niveaux afin d'avoir une bonne résolution dans la stratosphère, la coordonnée hybride (σ -p) est adoptée. Les variables pronostiques sont: le tourbillon, la divergence, la température, l'humidité spécifique, la pression de surface et le rapport de mélange en ozone. Le schéma numérique est un "leapfrog" semi-implicite autorisant un pas de temps de 15 minutes. Pour éviter

l'accumulation d'énergie dans les petites échelles on applique sur les variables pronostiques une diffusion horizontale en ∇^6 avec un temps caractéristique de 8h pour la plus petite onde, qui diminue avec l'altitude dans la stratosphère (Charon et Royer, 1991). L'utilisation d'un modèle de circulation générale décrivant la stratosphère pour le problème du CO₂ constitue un aspect original de notre étude. Seuls Rind et al. (1990) ont effectué une expérience analogue sans toutefois inclure l'ozone de manière interactive.

2) Physique

A) *Le rayonnement*: On utilise une version modifiée du code radiatif de Geleyn et Hollingsworth (1979) qui résout l'équation de transfert radiatif par la méthode "two-stream" dans deux bandes spectrales: une dans le solaire (0.245-4.642 μm) et une dans le thermique (4.642-105 μm). Les propriétés optiques des gaz et des nuages sont obtenues suivant des procédures développées par Ritter et Geleyn (1992) et utilisant les données spectroscopiques AFGL et les données microphysiques de Stephens (1978). La prise en compte de l'absorption de "type e" utilise un ajustement en température par une loi $T^n \exp(a/T)$. Il s'agit à priori d'une des paramétrisations physiques les plus importantes, c'est pourquoi un travail préliminaire a consisté à vérifier que ce code fournissait des résultats satisfaisants sur des profils atmosphériques standards (Mahfouf, 1991).

B) *La nébulosité fractionnaire*: Pour les nuages stratiformes, elle dépend de l'humidité relative et d'un profil d'humidité critique donné par Royer et al. (1990). On limite cette nébulosité à 60 % par couche. Pour les nuages convectifs, une formule de Tiedke (1984) modifiée donne une nébulosité verticale intégrée, qui est ensuite répartie uniformément sur la verticale (nuages cylindriques). On fait l'hypothèse de recouvrement aléatoire des nuages entre couches.

C) *La convection profonde*: Le schéma "flux de masse" avec déentraînement de Bougeault (1985) est adopté.

D) *La diffusion verticale*: Les coefficients d'échange proposés par Louis et al. (1981) sont utilisés avec une longueur de mélange asymptotique de 100 m. Les effets de la convection peu profonde sont pris en compte en modifiant l'expression du nombre de Richardson suivant la proposition de Geleyn (1987).

E) *Les ondes de gravité*: On utilise la paramétrisation de Clary et Royer (1987) basée sur la théorie linéaire.

G) *Les précipitations grande échelle* se forment lorsqu'on dépasse la saturation dans la maille. On évapore une partie des pluies dans les zones sous-saturées suivant la méthode de Kessler (1969)

H) *Les processus de surface* sont gérés pour la température et l'eau du sol par la "force-restore method" (Bhumralkar, 1975; Deardorff, 1977). La constante de temps associée à la température de surface est de 1 jour et celle associée au sol profond de 5 jours. On a de plus un rappel vers des températures profondes (70 cm) climatologiques avec une constante de temps de 20 jours. Le réservoir superficiel a une capacité maximale de 20 mm et le réservoir profond une capacité maximale de 100 mm.

I) *Les puits et sources photochimiques pour l'ozone* sont paramétrisés par une dépendance linéaire avec la température, le contenu en ozone intégré et le rapport de mélange en ozone et des temps de relaxation issus d'un modèle photochimique bidimensionnel (Cariolle et Déqué, 1986).

I) Dans la stratosphère et dans la mésosphère, les calculs physiques sont arrêtés au delà d'un certain niveau de calcul. Par contre, on impose un frein Rayleigh sur le vent et une relaxation newtonienne vers des températures mésosphériques sur les cinq derniers niveaux du modèle (au-dessus de 50 km).

III. Présentation des expériences

Nous avons réalisé avec le modèle décrit précédemment deux expériences de 14 mois chacune en partant du 31 Décembre 1979. Ces simulations se distinguent par la concentration en CO_2 valant 345 ppmv pour la référence et 690 ppmv pour l'expérience perturbée, mais aussi par les conditions à la limite inférieure. Nous disposons pour cela des données suivantes:

- i) La climatologie AMIP sur la période 79-88 pour la température de surface de la mer et les extensions de banquise, dont on peut considérer qu'elle remplace l'ancien standard qu'était la climatologie d'Alexander et Mobley (1976).
- ii) La climatologie du CEPMMT pour les températures climatologiques du sol profond.
- iii) Les extensions de banquise et les SST extraites de deux simulations transitoires de 100 ans faites au Max Planck Institute (MPI) de Hambourg par Cubash et al. (1991) avec un modèle global océan-atmosphère. Dans l'expérience perturbée, la concentration du CO_2 augmente de façon graduelle suivant le scénario A de l'IPCC (1990) comme le montre la Figure 1a. Ces sorties de modèle, pour le climat présent et pour le climat perturbé, correspondent à des moyennes sur dix ans (années de simulation 2040-2050). On constate sur la Figure 1a que cette période a été choisie de façon à correspondre à un doublement de la concentration initiale.

Dans l'expérience $1*CO_2$, nous avons imposé les températures de surface de la mer AMIP, les températures pour le sol profond du CEPMMT et les extensions de banquise de la simulation de référence du MPI.

Dans l'expérience $2*CO_2$, nous avons ajouté à la climatologie AMIP les anomalies de SST simulées par le modèle couplé (c'est à dire la différence entre les moyennes 2040-2050 des climats perturbé et de référence), les anomalies sur continents ont été ajoutées à la climatologie du CEPMMT et on a imposé les extensions de banquise de la simulation perturbée.

Ces conditions permettent d'avoir un climat de référence le plus proche possible de la réalité. En s'imposant la banquise du MPI dans les deux cas on obtient des variations cohérentes de son extension spatiale.

IV. Simulation du climat observé

La capacité d'un modèle de climat à simuler les changements climatiques produits par une augmentation du CO_2 dépend en partie de son aptitude à reproduire le climat présent. Bien que l'on ne puisse pas comparer les expériences $2*CO_2$ à la réalité avant le milieu du siècle prochain, on peut cependant avoir une confiance raisonnable dans un modèle pouvant simuler correctement le climat présent. Je montre ici quelques sorties du modèle comparées à des données d'observations, pour le premier été (JJA) et le second hiver (DJF). Les champs choisis sont ceux dont on étudiera les anomalies au prochain paragraphe.

La moyenne zonale de la température en JJA est comparée à la climatologie de Barnett et Coarney (1984) incluant la troposphère, la stratosphère et la mésosphère (Figure 2). La structure globale du champ s'accorde bien à la climatologie. Dans la troposphère, le gradient Pôle-Equateur est correctement simulé. La tropopause équatoriale est trop froide d'environ $10\text{ }^\circ\text{C}$. Dans la stratosphère, le modèle reproduit le minimum observé à 180 K dans le vortex polaire entre 10 et 100 hPa. On retrouve dans le reste de la stratosphère l'augmentation de température avec

l'altitude ainsi que le maximum atteignant 280 K au dessus du Pôle Nord vers 1 hPa. Au cours de l'hiver boréal (Figure 3), on a toujours une sous estimation du minimum de température au niveau de la tropopause équatoriale d'environ 10 K. On simule le maximum à 280 K au dessus du pôle d'été aux alentours de 1 hPa. Par contre, la structure thermique au dessus du Pôle Nord est assez différente de la climatologie au niveau des ordres de grandeur: le minimum vers 30 hPa est beaucoup plus prononcé que dans la climatologie (190 K au lieu de 210 K) et le maximum vers 1 hPa est surestimé de 20 K. Ces défauts ne semblent pas liés à un problème d'échantillonnage car ils sont également présents dans la simulation de 10 ans AMIP.

La distribution latitude-pression de la moyenne zonale du vent zonal est mise en regard d'une climatologie hybride de Newell et al. (1972) et Van Loon et al. (1971) qui monte jusqu'à 32 km (soit environ 10 hPa). En JJA (Figure 4) l'intensité des jets d'ouest dans la troposphère est en très bon accord avec les observations. Leur localisation en altitude et latitude est aussi correcte. Les noyaux sont très légèrement déplacés en direction des pôles. On note dans l'hémisphère Sud une bonne dissociation des jets d'ouest troposphérique et stratosphérique. De nombreux modèles ne simulent pas cette séparation faute d'une résolution verticale suffisante. Le modèle reproduit bien les vents d'est dans toute la stratosphère d'été s'étendant jusque dans la troposphère équatoriale. On retrouve les mêmes caractéristiques en DJF (Figure 5), à savoir une intensité très proche des observations pour les jets troposphériques d'ouest, la séparation des jets troposphérique et stratosphérique ainsi qu'une surestimation des vents d'est dans la stratosphère équatoriale, qui ne s'étendent pas suffisamment vers les hautes latitudes de l'hémisphère d'été.

On peut s'intéresser maintenant à la distribution géographique de divers champs. On compare sur les Figures 6 et 7 le champ de pression réduite au niveau de la mer à la climatologie déjà ancienne de Schutz et Gates (1971;1972). En JJA on reproduit de façon satisfaisante les principales caractéristiques présentes dans les observations. Les anticyclones subtropicaux de l'hémisphère Nord sur l'Atlantique et le Pacifique sont bien placés avec la bonne intensité. La dépression thermique

continentale centrée sur la Pakistan et s'étendant de la péninsule arabique au plateau tibétain associée à la mousson indienne est également présente dans le modèle, mais elle s'étend trop à l'Est sur la Chine. Dans l'hémisphère Sud, on retrouve la ceinture de dépressions subtropicales, ainsi que les basses pressions circumantarctiques. On simule sur le plateau Antarctique une zone de hautes pressions atteignant 1030 hPa. Ce défaut est présent dans de nombreux modèles de climat et semble dû à un artefact produit par la réduction de la pression de surface au niveau de la mer. La situation de l'hiver boréal révèle un accord moins bon avec la climatologie. Dans l'hémisphère Nord, la dépression d'Islande et celle des Aléoutiennes bien que correctement placées apparaissent beaucoup trop creusées d'environ 15 hPa. Les anticyclones continentaux d'origine thermique sur l'Eurasie et le Canada ne s'étendent pas suffisamment vers le Nord. L'anticyclone des Açores est un peu trop gonflé. Le gradient de pression Nord-Sud est donc assez fortement surestimé dans tout l'Atlantique Nord. Dans l'hémisphère Sud, on retrouve les trois cellules de hautes pressions sur la façade ouest des continents mais elles sont trop intenses. La ceinture de basses pressions circumantarctique est bien simulée et on observe toujours les pressions plus élevées que l'observation sur le plateau antarctique.

Le champ de précipitations en JJA se compare très favorablement à la climatologie de Jaeger (1976) sur la Figure 8. On simule les forts noyaux de précipitations supérieurs à 5 mm/jour au niveau de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) avec trois régions distinctes: l'Amérique Centrale, l'Afrique Centrale et l'Asie du Sud-Est associées aux branches ascendantes de la cellule de Walker. La zone de convergence du Pacifique Sud est également présente dans la simulation. Les zones très sèches contrôlées par les anticyclones subtropicaux avec des précipitations inférieures à 1mm/jour, bien que décrites par le modèle, ont une extension spatiale trop grande sur l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord principalement. Les pôles sont également exempts de précipitations. On trouve toutefois localement des taux de précipitations entre 1 et 2 mm/jour au dessus de l'Antarctique. La situation au cours de l'hiver boréal est un peu moins favorable au

modèle (Figure 9). On peut remarquer le déplacement vers le Sud des précipitations équatoriales. On a une forte surestimation des pluies dans l'océan Indien avec un maximum à 10 mm/jour non observé. De même, les précipitations au niveau de la partie ouest du Pacifique Equatorial s'étendent trop au Nord. Les maxima vers 60 °N dans l'océan Atlantique et dans le Pacifique associés au passage des dépressions des moyennes latitudes sont également trop intenses. L'extension des zones de faibles précipitations sur le continent eurasien sont sous estimées. On a ailleurs un assez bon accord avec la climatologie.

Sur les Figures 10 et 11, le champ de température de l'air au voisinage de la surface se compare très favorablement aux observations de Schutz et Gates (1971;1972). Sur l'océan, on a bien évidemment peu de différences puisque la température est directement pilotée par la SST que l'on impose. Sur les continents, le modèle est plus chaud que l'observation en JJA au niveau de la zone intertropicale (Est des E.U., Brésil, Péninsule Arabique) sauf dans la partie occidentale du Sahara où le maximum bien localisé est sous estimé de 5 K. Les températures des régions polaires sont elles au contraire sous estimées. On remarque une large zone où dans le modèle les températures sont inférieures à 280 K au Nord du continent Eurasien. Le minimum sur le Groenland est de 10°C inférieur à la climatologie. Une sous estimation analogue est constatée sur le plateau Antarctique. Pour la situation de DJF, il n'y a pas de gros défauts apparents. Le minimum à 230 K simulé au Nord-Est de la Sibérie est en bon accord avec l'observation. On a la même cohérence pour le minimum du Groenland. Les valeurs quasiment uniformes de part et d'autre de l'Equateur à 300 K sont présentes dans le modèle et dans la climatologie. La différence majeure est toujours notée sur le continent Antarctique qui semble trop froid de 10 °C.

V. Le climat 2*CO₂

Si on examine les résultats d'un point de vue global, le réchauffement de la température moyenne de surface de l'air est de 1,5 K et l'augmentation des précipitations de 2,8 %. On peut reporter ces quantités sur le diagramme de la Figure 12 où sont rassemblés les résultats de 17 modèles. On a globalement une organisation des points suivant la première diagonale et notre modèle présente un comportement analogue. Le fait que l'on se situe dans le coin inférieur gauche vient de ce que l'on a utilisé des SST issues d'une expérience transitoire avec un océan global qui par sa forte inertie thermique retarde et réduit le réchauffement atmosphérique global. Les autres résultats sont relatifs à des scénarios à l'équilibre avec uniquement une couche de mélange océanique où l'épaisseur d'océan intéressée par le réchauffement est beaucoup plus faible. Cette valeur de 1,5 K est plutôt à comparer au réchauffement de 1 K simulé par le modèle du MPI (Figure 1b) pour la période qui nous intéresse.

Sur la moyenne zonale du changement de température en JJA (Figure 13a) on constate d'une part un réchauffement de l'ensemble de la troposphère compris entre 1 et 2,5 K avec un maximum situé dans la haute troposphère tropicale vers 300 hPa, et d'autre part un fort refroidissement de la stratosphère augmentant avec l'altitude pour atteindre 10 K au niveau de la stratopause équatoriale. L'augmentation de la température dans la troposphère est produit par un renforcement de l'effet de serre de la vapeur d'eau induit par les anomalies positives de SST. Aux basses latitudes, le réchauffement en surface conduit à une évaporation de surface accrue et à un développement plus intense de l'activité convective avec libération de chaleur et d'humidité à des niveaux plus élevés dans l'atmosphère expliquant l'amplification du réchauffement avec l'altitude. Par contre, dans la stratosphère où le cycle de l'eau n'opère plus, l'augmentation du CO₂ produit une émission infra-rouge accrue vers l'espace, ces pertes radiatives conduisant au refroidissement simulé. L'augmentation avec l'altitude est simplement le reflet du profil thermique dans la stratosphère. Afin

de montrer que ce type de structure est tout à fait analogue à celle obtenue par d'autres modèles, je présente sur la Figure 14 les résultats d'une simulation transitoire de 100 ans effectuée par Stouffer et al. (1989) avec le modèle du GFDL. Il s'agit d'une moyenne sur une décade située aux deux tiers de leur simulation, donc comparable à notre période d'étude. On retrouve le refroidissement stratosphérique augmentant avec l'altitude. Le minimum est moins prononcé car leur modèle n'a que 12 niveaux verticaux. Ce modèle simule un maximum de réchauffement sous la tropopause équatoriale atteignant 3 K. On a également un réchauffement aux latitudes polaires de l'hémisphère Nord qui n'apparaît pas dans notre simulation dans la mesure où la Figure 14 présente une moyenne annuelle et que ce réchauffement se produit au cours de l'hiver boréal. Dans la situation de l'hiver boréal (Figure 13b), on retrouve la même structure verticale, soit un réchauffement troposphérique et un refroidissement stratosphérique. La différence la plus évidente par rapport à la situation estivale, est la forte diminution de température atteignant 20°C au dessus du Pôle Nord vers 10 hPa. Cette diminution drastique n'a pas une origine radiative mais dynamique, à savoir que dans l'expérience 1*CO₂ on a simulé un réchauffement soudain dans la stratosphère qui n'est pas apparu dans l'expérience 2*CO₂. On a donc eu une modification de la structure des ondes planétaires générées dans la troposphère qui a conduit à une altération de la dynamique de la stratosphère. Ce résultat mériterait d'être analysé sur une simulation plus longue afin de savoir s'il a pour cause l'augmentation du CO₂ ou s'il n'est dû qu'à la variabilité du modèle. Il s'accorde toutefois avec les conclusions d'une simulation de plus longue durée effectuée par Rind et al. (1990) avec la version stratosphérique du modèle du GISS où une modification temporelle de l'apparition de ces événements est notée dans une atmosphère où le CO₂ a été doublé. On peut penser que la modification de la structure thermique de la stratosphère puisse avoir un impact non négligeable sur la formation du trou d'ozone puisque les réactions chimiques de destruction d'ozone ne sont possibles qu'à la surface des nuages stratosphériques polaires n'existant qu'aux très basses températures. Dans la troposphère, les valeurs

maximales en altitude sont déplacées vers l'hémisphère d'été plus riche en vapeur d'eau. Vers 75°N près de la surface, le réchauffement atteignant 3 K est provoqué par un retrait de la banquise et par la stabilité de l'atmosphère qui empêche sa propagation verticale.

Le changement de couverture nuageuse en moyenne zonale (Figure 15) montre une réduction de la nébulosité moyenne dans l'ensemble de la troposphère, une augmentation de la nébulosité haute au niveau de la tropopause équatoriale et vers 60° (le détrainement d'air humide se faisant plus haut dans l'atmosphère). On note également une augmentation de la quantité de nuages dans les régions stables près de la surface aux latitudes élevées. Ce comportement est très analogue à celui observé dans la plupart des simulations diagnostiquant la nébulosité à partir de l'humidité relative. Cela correspond à une amplification de l'effet de serre, car les nuages bas refroidissent l'atmosphère par leur albédo élevé, alors que les nuages élevés piègent le rayonnement infra-rouge de la surface et réémettent à des températures très basses. Les fortes valeurs simulées vers 100 hPa dans la nuit polaire sont dues à un diagnostic erroné de l'humidité relative. Dans cette zone où les températures sont très basses, le schéma de précipitation n'est plus activé et il peut se former alors des sursaturations irréalistes.

L'anomalie de vent zonal en JJA révèle que l'on a un déplacement des jets troposphériques vers l'Equateur ainsi qu'une légère augmentation de leur intensité (Figure 16a). Dans la stratosphère équatoriale, où la diminution de température est la plus accentuée, l'augmentation du gradient de température Pôle-Equateur induit une forte décélération du jet d'est d'une dizaine de mètres par seconde. Pour la situation de l'hiver de l'hémisphère Nord (Figure 16b), les anomalies de vent sont dominées par la réponse due au réchauffement soudain. On a une forte accélération du jet stratosphérique d'ouest et son déplacement vers les basses latitudes. On retrouve la diminution du jet d'est dans la stratosphère équatoriale.

La dernière moyenne zonale que nous examinons sur la Figure 17 est le rapport de mélange en ozone dont les variations sont présentées en pourcentage. Les

réactions contrôlant la destruction d'ozone étant moins efficaces aux basses températures, on observe une augmentation de la quantité d'ozone dans la stratosphère d'environ 10 % en corrélation avec la diminution de température produite par le CO₂. Les valeurs maximales sont observées dans la haute stratosphère équatoriale (zone de production) et vers les pôles par transport méridien descendant. On a au contraire une diminution de l'ozone dans la haute troposphère. L'augmentation de la concentration d'ozone dans la haute stratosphère produit une décroissance du flux ultra-violet atteignant les bas niveaux et par voie de conséquence une baisse de la production d'ozone par photodissociation de l'oxygène moléculaire.

On examine sur la Figure 18, la distribution géographique du champ de température au voisinage de la surface (2 mètres). On note une élévation de température relativement uniforme comprise entre 1 et 2 K au niveau des régions intertropicales, un réchauffement plus important sur les continents que sur les océans notamment dans l'hémisphère Nord sur l'Eurasie, le Groenland et le continent Américain. Le maximum d'augmentation de température est observé aux latitudes polaires de l'hémisphère d'hiver. On a cependant une forte dissymétrie entre les deux pôles. En JJA, bien que les valeurs maximales apparaissent autour de l'Antarctique, on a également un fort refroidissement atteignant 4 K au dessus de la mer de Weddel. En Arctique en DJF, on simule une forte anomalie positive de 8 K au niveau du Spitzberg et de la mer de Barents. Cette dissymétrie s'explique dans notre modèle par les variations d'extension de banquise que l'on a imposé à la limite inférieure de notre modèle. La Figure 19 montre le pourcentage d'occupation de chaque maille du modèle par la banquise au cours des deux simulations. Dans l'expérience de référence, la mer de Weddel n'est occupée par de la banquise que 60 % du temps, alors que dans l'expérience 2*CO₂, elle n'est jamais libre de glace. Dans l'hémisphère Nord, on a une forte diminution de la banquise durant l'été, mais qui n'est pas très sensible sur les anomalies de températures car on reste près du point de congélation de l'eau de mer sur océan ou sur glace. Par contre, le retrait de

la banquise au niveau du Spitzberg apparaissant en hiver explique la forte anomalie positive. Le réchauffement modéré autour de l'Antarctique avec des refroidissements locaux n'a été simulé qu'avec des modèles incluant un océan global comme c'est par exemple le cas dans la simulation de Stouffer et al. (1989), où est constaté un fort refroidissement sur le mer de Ross. Si l'on regarde sur la Figure 14 l'anomalie de température dans l'océan en moyenne zonale produite dans cette simulation du GFDL, on constate un très fort mélange vertical près du pôle Sud qui fait pénétrer profondément l'anomalie de surface justifiant le réchauffement en surface très faible noté dans ces régions.

Une grande partie de la réponse du modèle est fournie par les conditions en surface que l'on a imposé. Il est intéressant de regarder au niveau du champ de température ce que le modèle a généré par rapport à ce qu'on lui a fourni. On compare ainsi sur la Figure 20 les anomalies annuelles de températures de surface issues du modèle de Cubash et al. (1991) et celles produites par EMERAUDE. On a heureusement les mêmes valeurs sur les océans. Par contre, la réponse sur les continents est assez différente. Notre modèle produit des anomalies généralement plus fortes que celle introduites. Ces modifications qui sont vraisemblablement dues à une gestion différente du bilan hydrique devront être analysées plus finement au moyens de diagnostics appropriés. La réponse sur banquise est également différente entre les deux modèles car la modélisation faite avec EMERAUDE est incomplète.

En ce qui concerne la représentation du cycle hydrologique, elle est souvent assez grossière dans les modèles expliquant que des désaccords majeurs apparaissent d'un modèle à l'autre. Les anomalies de précipitations se révèlent être un champ extrêmement bruité (Figure 21). L'augmentation du contenu en vapeur d'eau dans la troposphère conduit à une augmentation de la convergence d'humidité et donc les différences les plus significatives sont notées le long de l'ITCZ (Asie du Sud-Ouest, Pacifique Ouest) avec des noyaux de fortes augmentations et diminutions. La forte variabilité interannuelle et la trop courte durée de notre simulation font que l'on ne retrouve pas de cohérence spatiale à l'échelle régionale avec d'autres simulations.

Par exemple, l'augmentation de la mousson indienne notée dans certains modèles n'apparaît pas ici. On voit la difficulté que peut présenter l'usage d'un tel champ pour prévoir des modifications éventuelles des écosystèmes.

Pour ce qui est de l'humidité des sols (Figure 22), on simule une diminution importante en été dans les zones des latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. Cet assèchement atteignant, localement 20 mm, vient d'une fonte précoce de la neige au printemps conduisant à une période d'assèchement plus longue durant l'été. Ce comportement a été simulé par de nombreux modèles, mais là encore l'accord est bon uniquement à l'échelle des masses continentales. De plus, il faut noter que le fait qu'un résultat soit commun à l'ensemble des modèles ne prouve pas qu'il soit nécessairement plus fiable. Mitchell et Warrilow (1987) ont montré qu'en modifiant légèrement la gestion des processus au sol, on pouvait mettre en défaut cette conclusion. En hiver, on a plutôt une augmentation de la quantité d'eau disponible dans les sols essentiellement par accroissement des précipitations pluvieuses par rapport aux précipitations neigeuses. Ce résultat est également en bon accord avec ceux d'autres modèles.

VI. Conclusions

Une première expérience de sensibilité au doublement du gaz carbonique a été réalisée avec la version stratosphérique du modèle de climat EMERAUDE. En l'absence de couplage avec un modèle d'océan, nous avons imposé à la limite inférieure du modèle des anomalies de température de surface de mer issues d'une expérience transitoire effectuée au Max-Planck Institute avec un modèle couplé global. Dans un premier temps nous avons montré sur un cycle annuel que le modèle simule de manière satisfaisante les grands traits de la circulation générale par comparaison avec diverses climatologies. Dans l'expérience $2 \times \text{CO}_2$, nous avons retrouvé les résultats connus des études antérieures, avec en plus quelques résultats

nouveaux sur le comportement de la stratosphère (augmentation de la production d'ozone, très fort refroidissement dans la haute stratosphère).

Un examen plus approfondi des sorties est envisagé par comparaison avec les résultats du modèle couplé du MPI afin d'examiner notamment l'influence de la résolution spatiale. Les modifications dans la stratosphère pourront être étudiées plus finement au moyen de diagnostics appropriés. Ces simulations étant de courte durée et vue l'importance du cycle hydrologique dans le problème du CO₂ il serait judicieux de réaliser quelques études de sensibilité à des paramétrisations physiques telles que les processus de surface (schéma Noilhan-Planton incluant la végétation) et la nébulosité fractionnaire (schéma de Ricard incluant l'eau liquide). Afin de pouvoir effectuer des tests statistiques sur la significativité des résultats il faudra prolonger cette première expérience.

Une simulation analogue devrait être faite prochainement en utilisant des anomalies de température issues du modèle couplé britannique développé au Hadley Centre. Dans le cadre de la validation du nouveau modèle de climat ARPEGE, cette expérience pourrait être reproduite. A plus long terme, des simulations transitoires pourront être réalisées lorsqu'ARPEGE sera couplé au modèle d'océan global OPA développé au LODYC.

Remerciements: Je tiens à remercier le Max Planck Institut et l'Université de Hambourg, en particulier Robert SAUSEN, pour nous avoir communiqué les champs de température de surface de leur simulation couplée. Ce travail a bénéficié d'un soutien financier de la part de la Commission des Communautés Européennes (Contrat EPOCH 0003-C-MB) et du Programme National d'Etude de la Dynamique du Climat.

REFERENCES

Alexander, R.C. and R.L. Mobley, 1976: Monthly average sea surface temperatures and sea-ice pack limits on a 1° global grid. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 143-148

Bhumralkar, C. M., 1975: Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1246-1258

Bougeault, Ph., 1985: A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 2108-2121.

Cariolle D. and M. Déqué, 1986: Southern hemisphere medium-scale waves and total ozone distribution in a spectral general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **91**, 10:825-846

Cariolle D., A. Lasserre-Bigorry, J.-F. Royer and J.-F. Geleyn, 1990: A GCM simulation of the springtime Antarctic ozone decrease and its impact on midlatitudes. *J. Geophys. Res.*, **95**, 2:1883-1898

Charon I. et J.F. Royer, 1991: Effet des diffusions horizontale et verticale sur la variabilité des simulations effectuées avec le modèle EMERAUDE., Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère 1991, 26-27/11/1991 Toulouse, 35-44.

Clary O. et J.F. Royer, 1987: Paramétrisation linéaire des nodes de gravité., Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère 1987, 19-20/11/1987 Toulouse, 108-120.

Cubash U., K. Hasselmann, H. Höck, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B.D. Santer and R. Sausen, 1991: Time-dependant greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmopshere model. Tech. Report n°67. Max-Plank Institut für Meteorologie, Hamburg, 18pp.

Deardorff, J. W., 1977: A parameterization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 1182-1185

Gates, W.L., K.H. Cook and M.E. Schlesinger, 1981: Preliminary analysis of experiments on the climatic effects of increased CO₂ with an atmospheric general circulation model and a climatological ocean. *J. Geophys. Res.*, **86**, 6385-6393.

Geleyn, J.-F., 1987: Use of a modified Richardson number for parameterizing the effect of shallow convection. *J. Met. Soc. Japan, Special NWP Symposium Volume*. 141-149

Geleyn, J.-F. and A. Hollingsworth, 1979: An economical analytic method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Beitr. Phys. Atmos.*, **52**, 1-16

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 1990: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, New-York, 365pp.

Jaeger,L., 1976: Monatskarten des Niederschlags für die Ganze Erde. *Ber. Dtsch. Wet.*, **139(18)**, 38pp.

Kessler, E., 1969: On distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteorol. Monogr.* Vol. 10, n°32

Louis., J.-F., M. Tiedke and J.-F. Geleyn, 1981: A short history of the PBL parameterization at the ECMWF. Workshop on PBL parameterization, ECMWF, 25-27 November 1981, pp 59-80

Mahfouf, J.F., 1991: Etude du code radiatif du modèle EMERAUDE. Note de travail du C.N.R.M. n°17, 29pp.

Manabe, S. and R.T. Wetherald, 1975: The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 3-15.

Mitchell , J.F.B., 1983: The seasonal response of a general circulation model to changes in CO₂ and sea temperature. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **109**, 113-152

Mitchell, J.F.B. and D.A. Warrilow, 1987: Summer dryness in northern mid-latitudes due to increased CO₂. *Nature*, **330**, 238-240.

Newell, R.E., J.K. Kidson, D.G. Vincent and G.A. Boer, 1972: The general circulation of the tropical atmosphere and interactions with extra-tropical latitudes. vol 1, 258pp., M.I.T. Press, Cambridge, Mass.

Ritter, B. and J.F. Geleyn, 1992: A comprehensive radiation scheme for unmerical weather prediction with potential applications in climate simulation. *Mon. Wea. Rev.*, à paraître.

Rind, D., R. Suozzo, N.K. Balachandran and M.J. Prather, 1990: Climate change and the middle atmosphere. Part I: The doubled CO₂ climate. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 475-494.

Royer, J.-F., S. Planton and M. Déqué, 1990: A sensitivity experiment for removal of Antarctic sea ice with the French spectral general circulation model. *Climate Dynamics*, **5**, 1-17

Schutz, C., and W.L. Gates, 1971: Global climatic data for surface, 800 mb, 400mb: January. Rep R-915-ARPA, 173 pp., Adv. Res. Proj. Agency. Rand Corp., Santa-Monica, Calif.

Schutz, C., and W.L. Gates, 1972: Global climatic data for surface, 800 mb, 400mb: July. Rep R-915-ARPA, 180 pp., Adv. Res. Proj. Agency. Rand Corp., Santa-Monica, Calif.

Stephens, G.L., 1978: Radiation profiles in extended water clouds. I. Theory. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2111-2122.

Stouffer, R.J., S. Manabe and K. Bryan, 1989: Interhemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric CO₂. *Nature*, **342**, 660-662.

Tiedke, M., 1984: The effect of penetrative cumulus convection on the large-scale flow in a general circulation model. *Beitr. Phys. Atmos.*, **57**, 216-239

Van Loon, H., J.J. Taljaard, R.L. Jenne and H.L. Crutcher, 1971: Climate of the upper air: Southern hemisphere, vol. 2, Zonal geostrophic winds. Tech. Note STR-57, N.C.A.R., Boulder, Co.

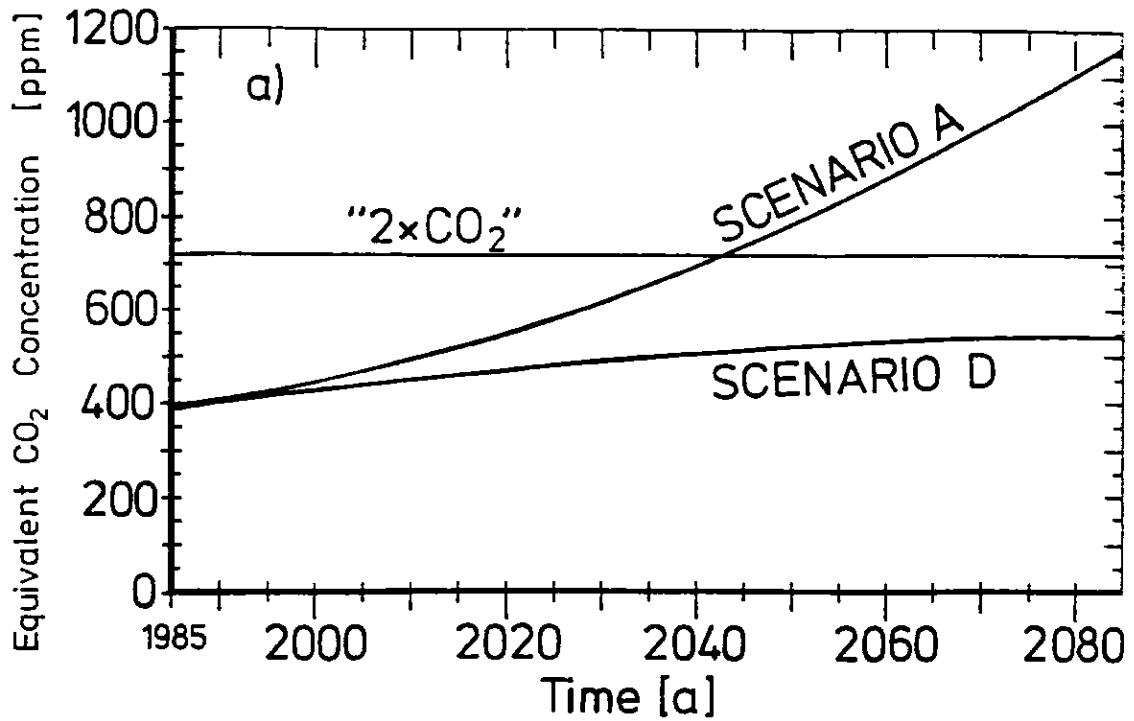


Figure 1a: Evolution temporelle de la concentration équivalente de CO₂ selon le scénario A de l'IPCC utilisée dans l'expérience transitoire du MPI. Les températures de surface de la mer et les extensions de banquise utilisées dans EMERAUDE correspondent à une moyenne décennale sur la période 2040-2050.

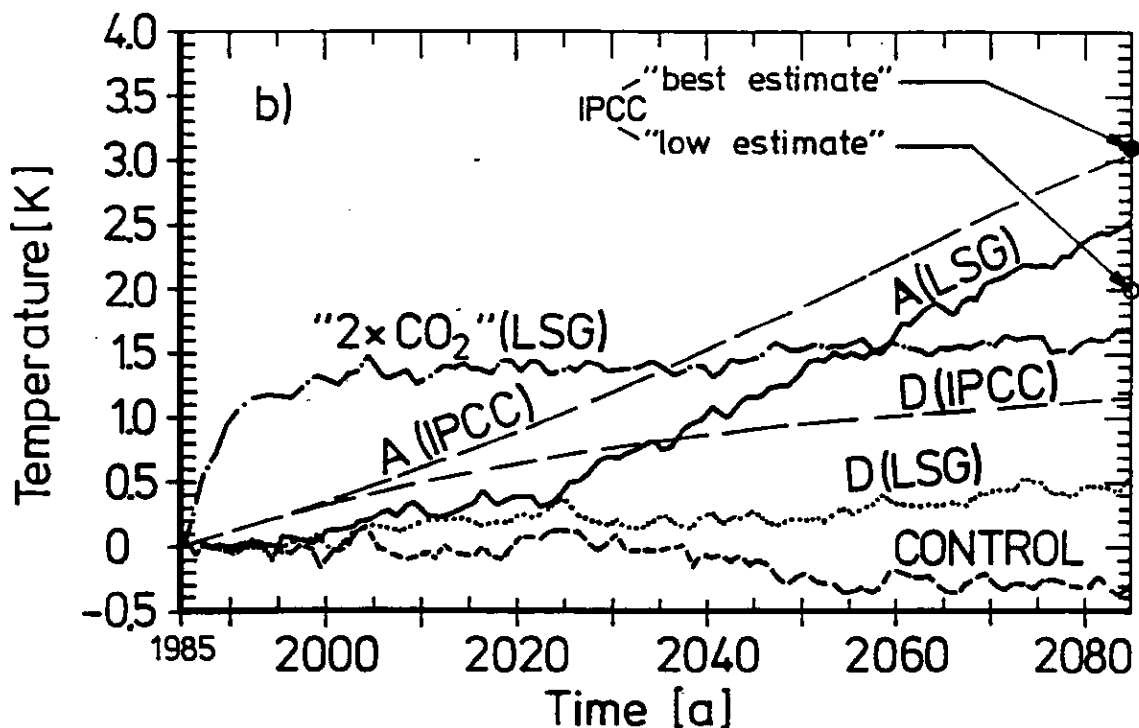


Figure 1b: Evolution temporelle de l'anomalie de la température globale au voisinage de la surface simulée par le MPI (LSG) pour trois expériences de réchauffement global.

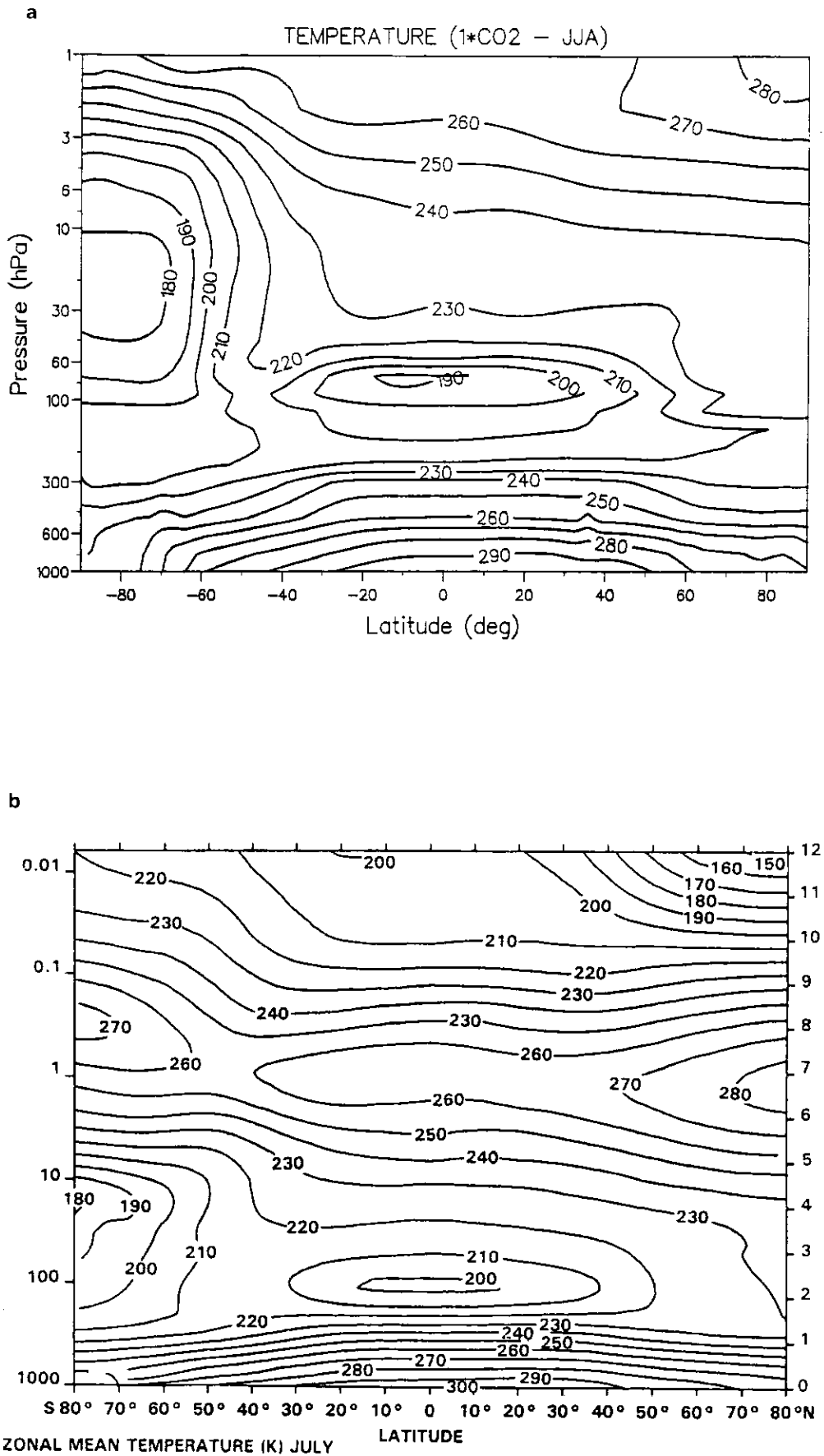


Figure 2: Moyenne zonale de la température pour les mois de Juin-Juillet-Août (JJA) dans la simulation de référence (a) comparée à la climatologie de Barnett et Coarney (b).

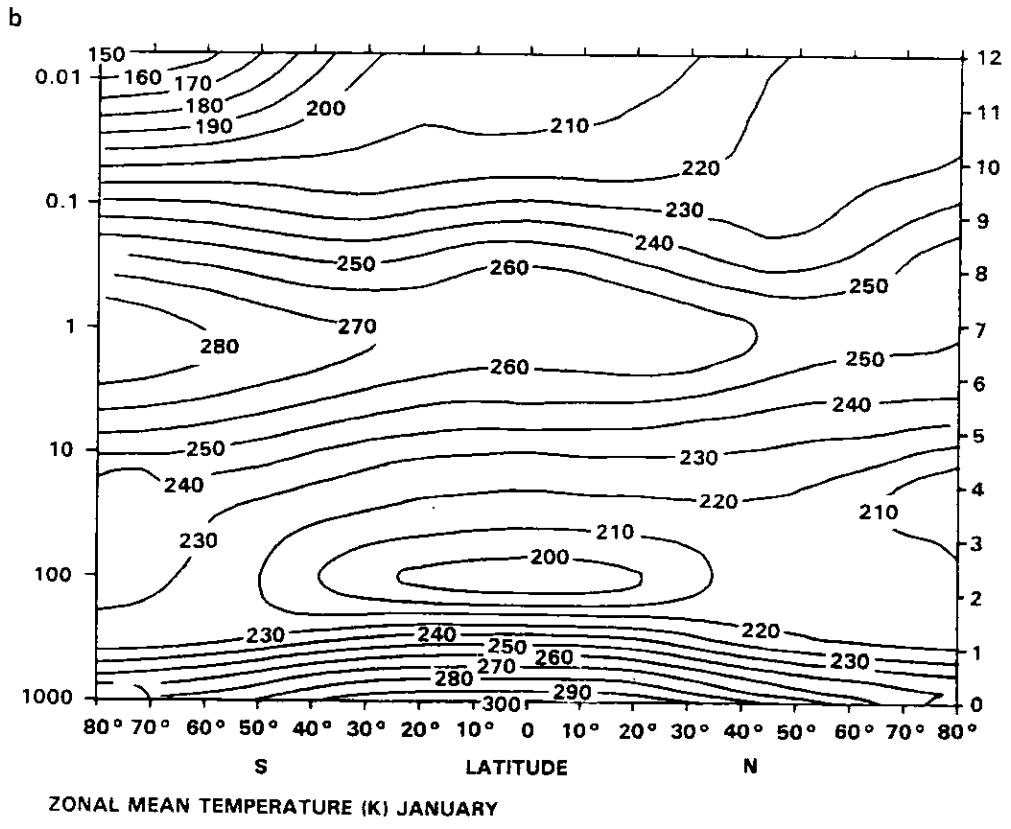
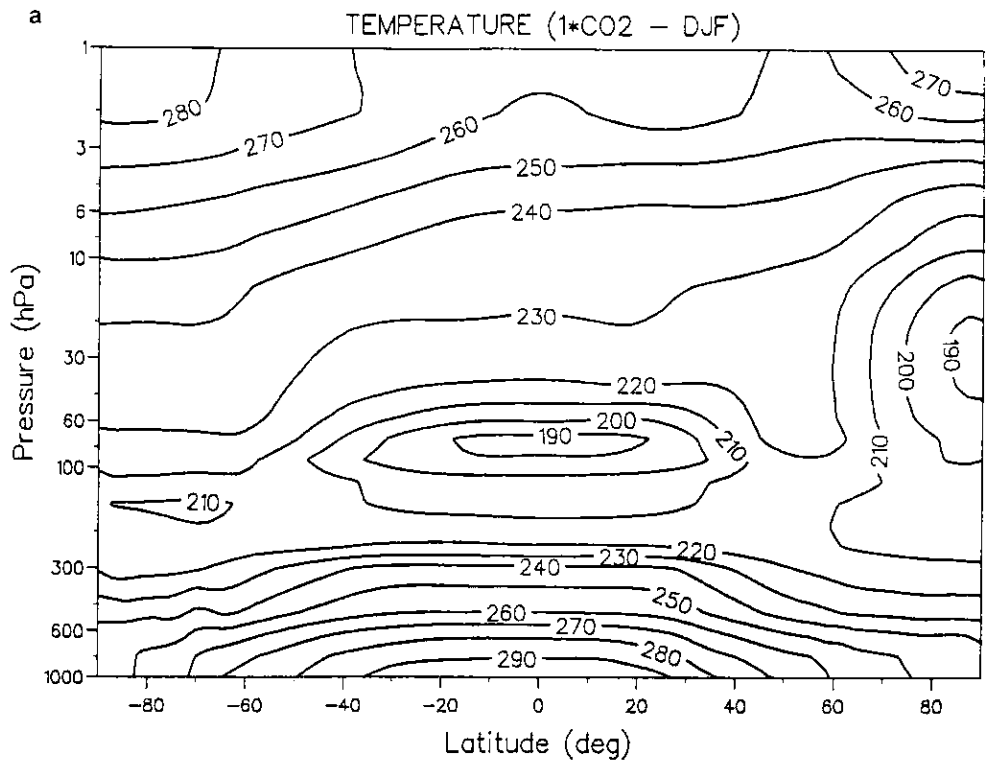


Figure 3: id Fig.2 pour les mois de Décembre-Janvier-Février (DJF).

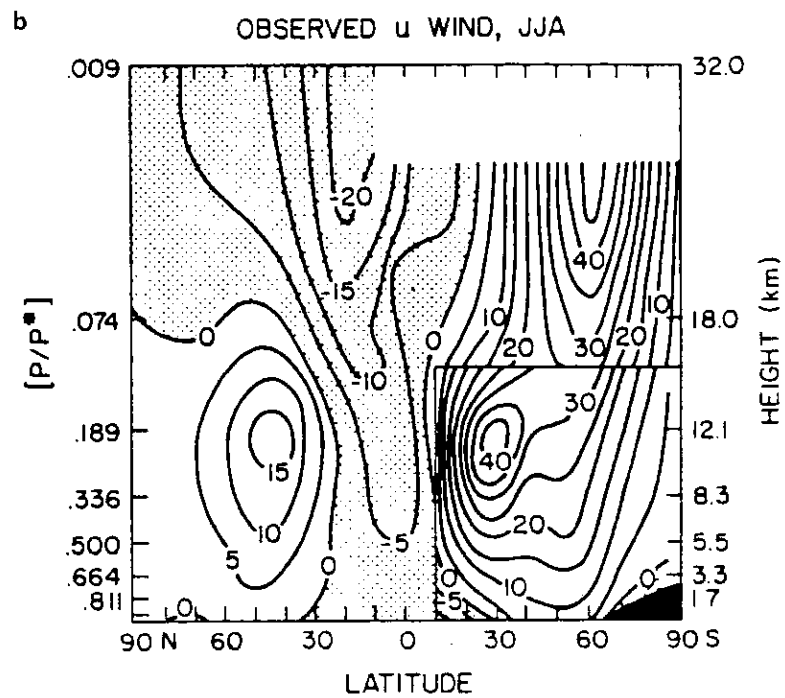
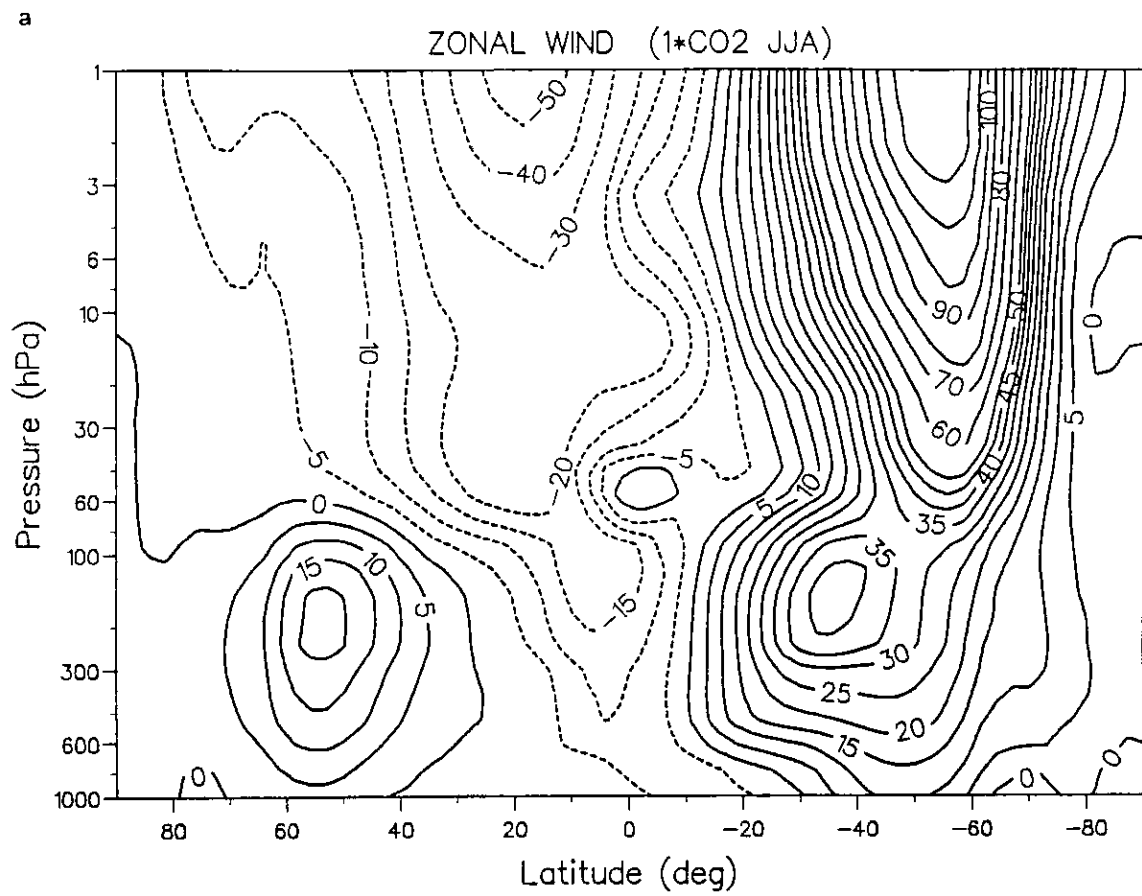


Figure 4: Moyenne zonale du vent zonal en JJA dans la simulation de référence (a) comparée à la climatologie de Van Loon et al. (b)

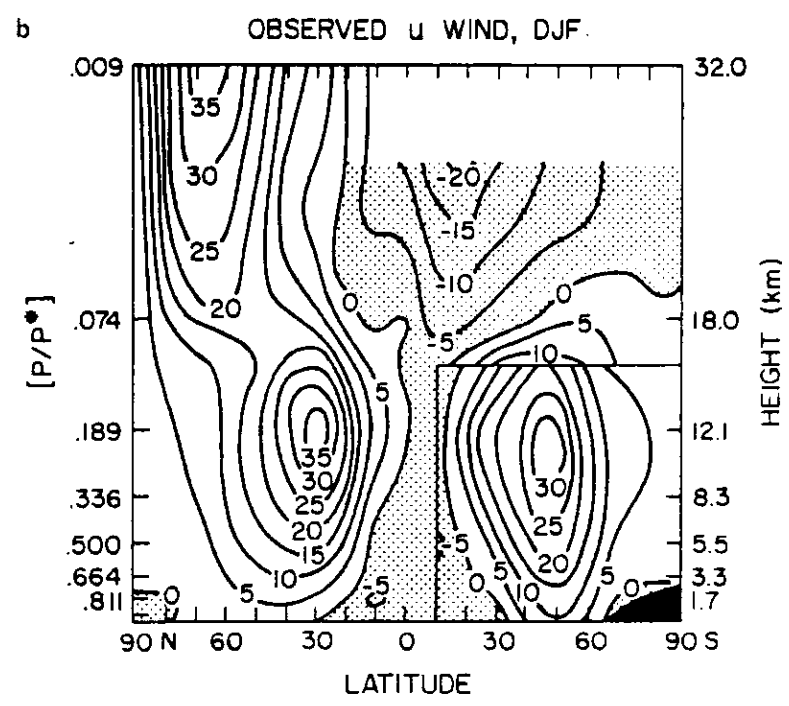
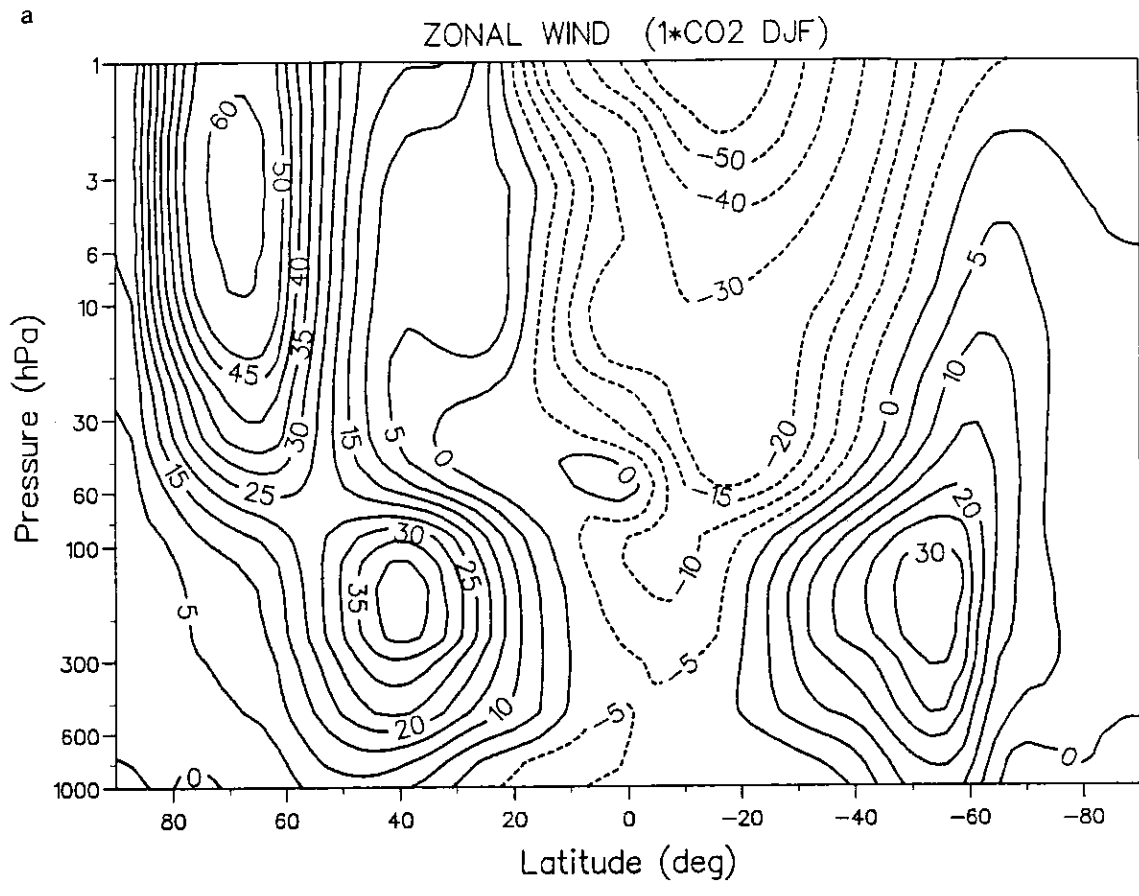
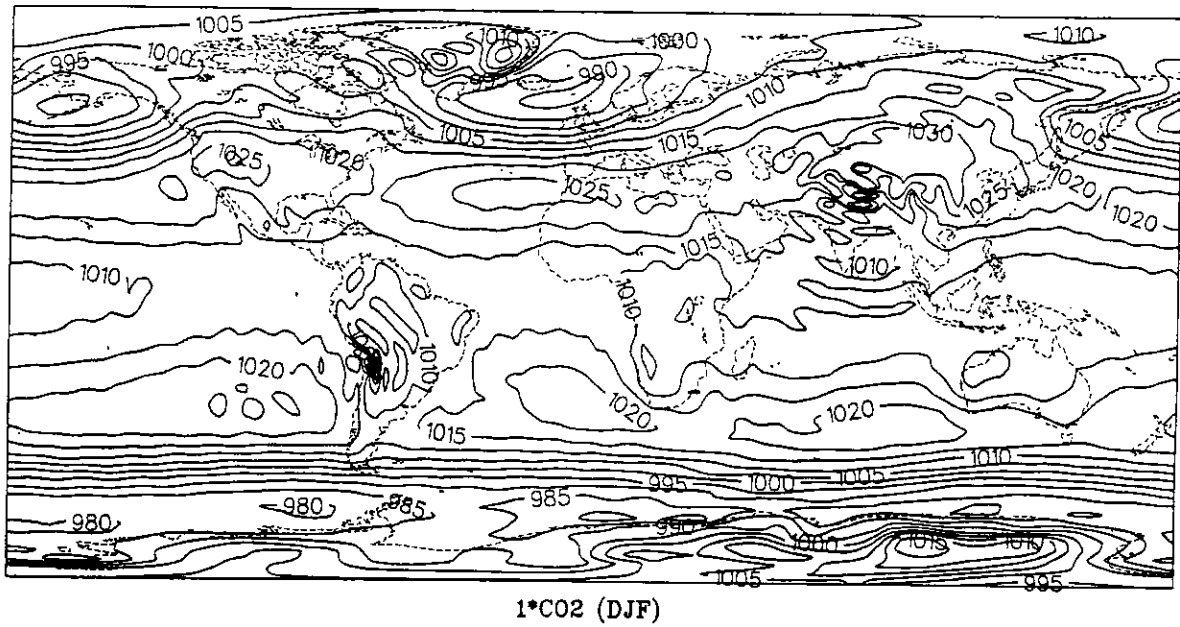


Figure 5: id Fig. 4 pour DJF

a

MEAN SEA LEVEL PRESSURE (hPa)



b

DJF MEAN SEA LEVEL PRESSURE: OBSERVED

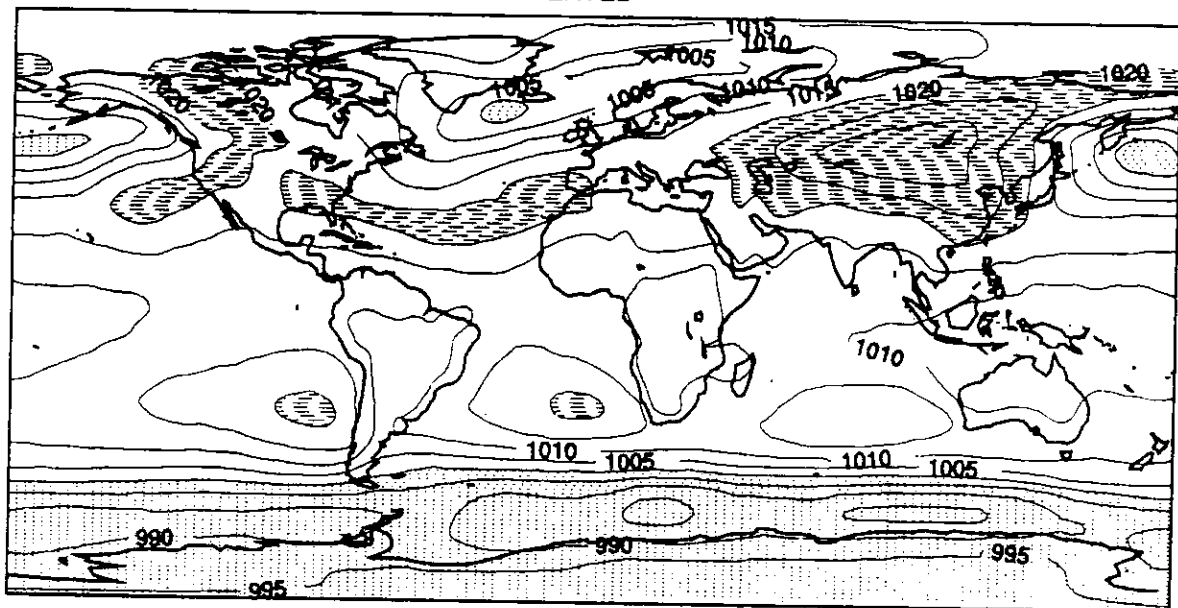
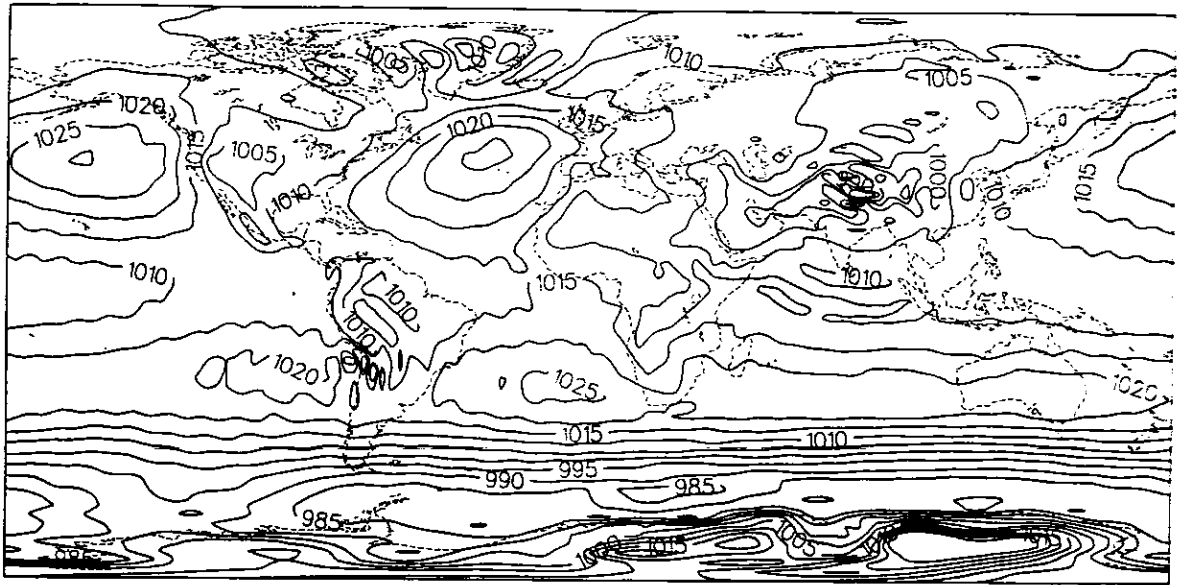


Figure 6: Distribution globale de la pression réduite au niveau de la mer en JJA dans la simulation de référence (a) comparée à la climatologie de Schutz et Gates (b)

a

MEAN SEA LEVEL PRESSURE



1°C02

b

JJA MEAN SEA LEVEL PRESSURE: OBSERVED

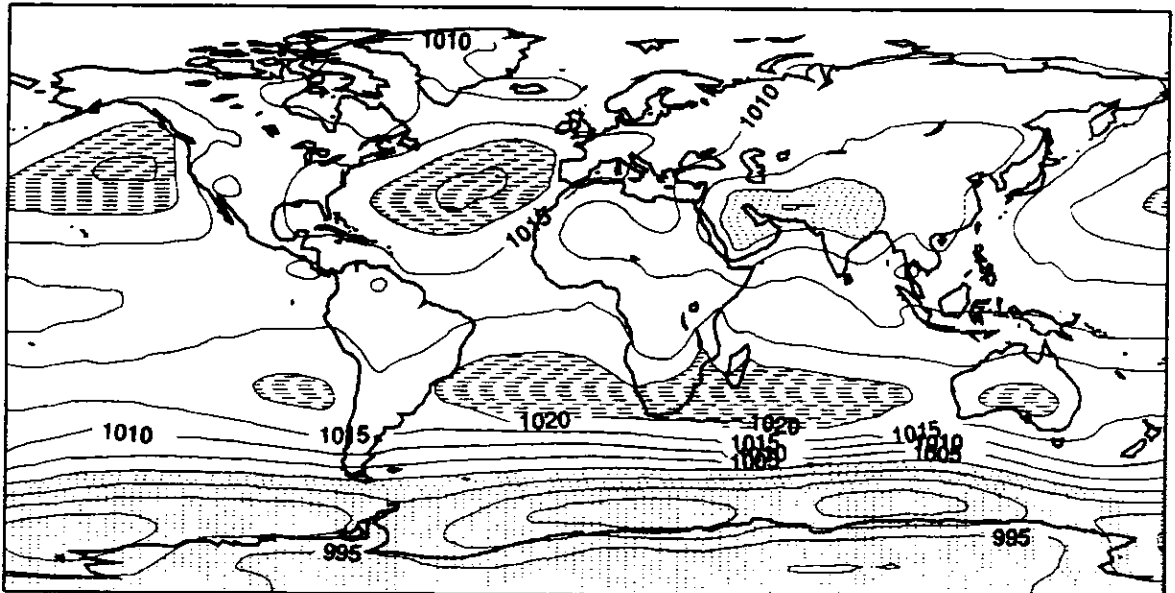
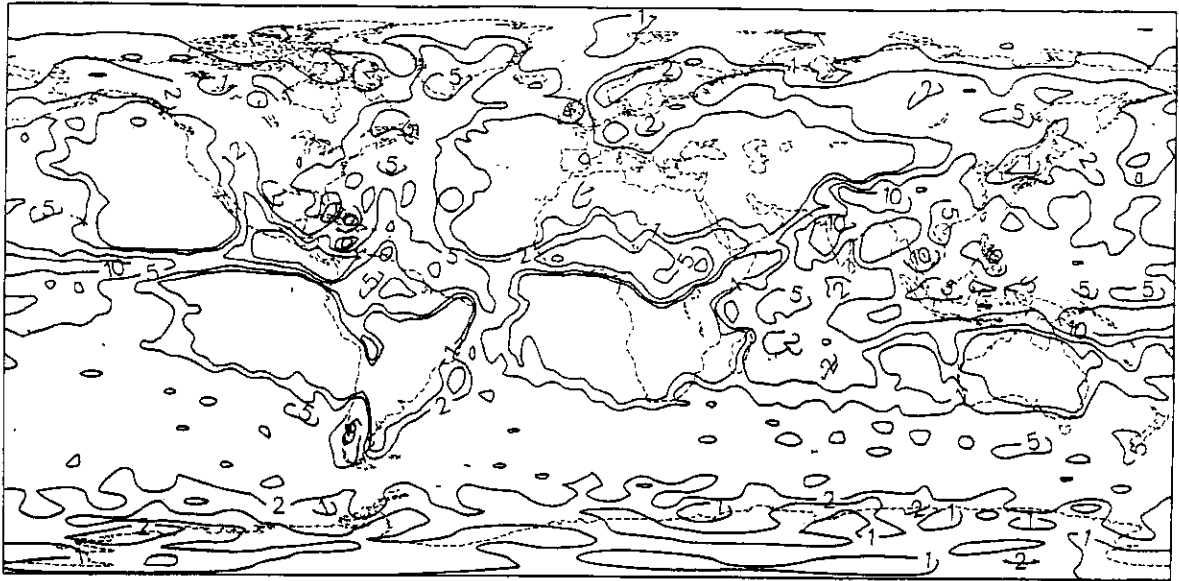


Figure 7: id Fig. 6 pour DJF

a

PRECIPITATION RATE



1°C02

b

JJA PRECIPITATION: OBSERVED

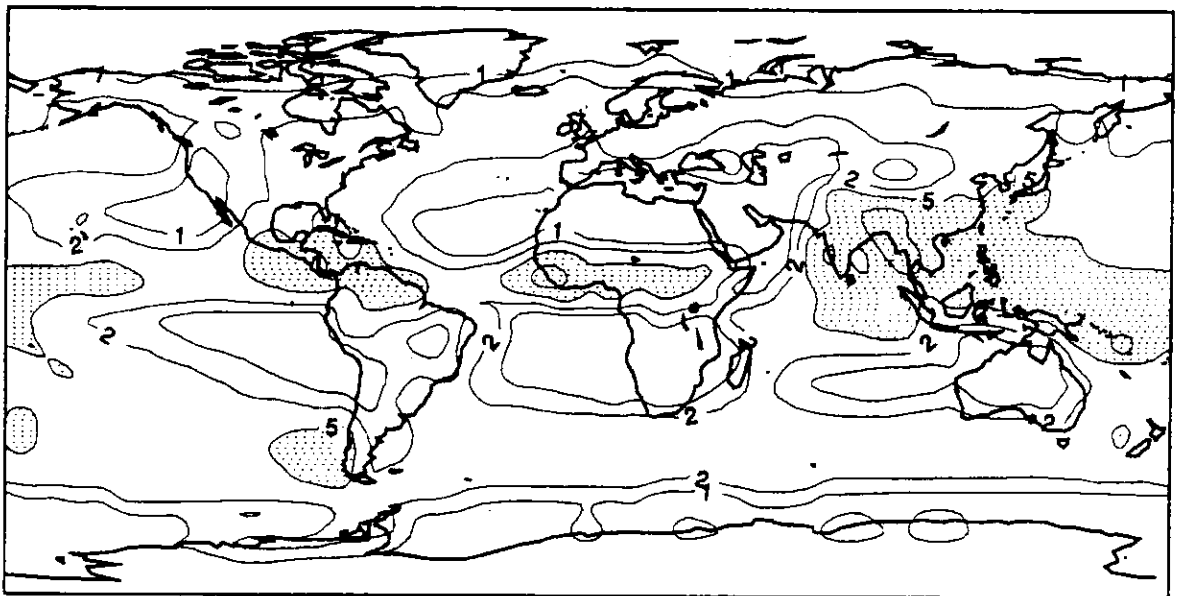
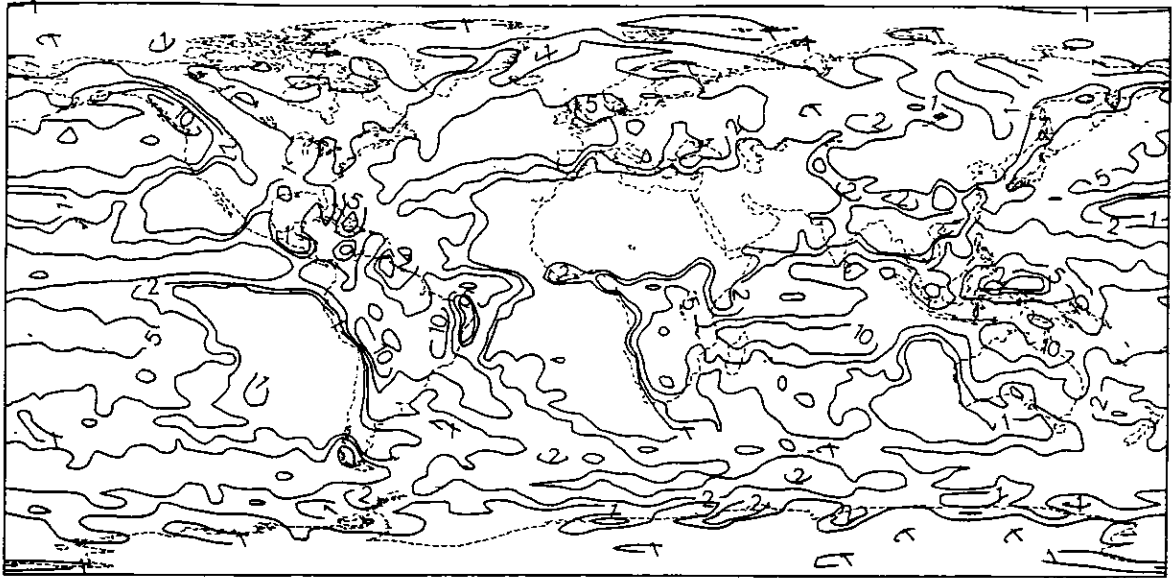


Figure 8: Distribution globale du taux de précipitations en surface en JJA dans la simulation de référence (a) comparée à la climatologie de Jaeger (b)

a

PRECIPITATION RATE (mm/day)



1°C02 (DJF)

b

DJF PRECIPITATION: OBSERVED

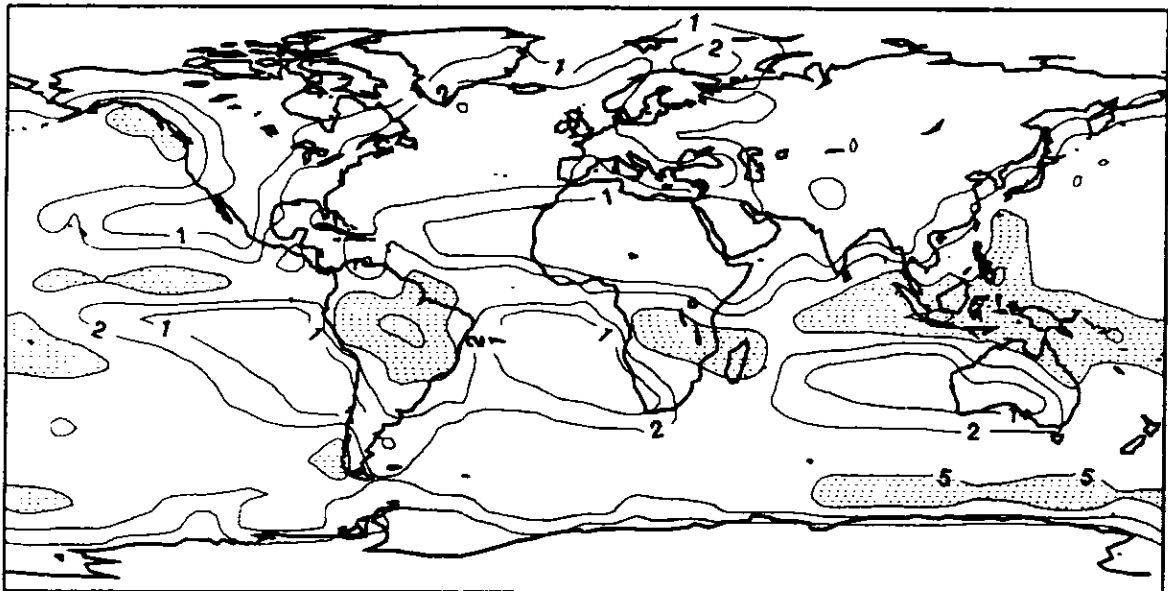
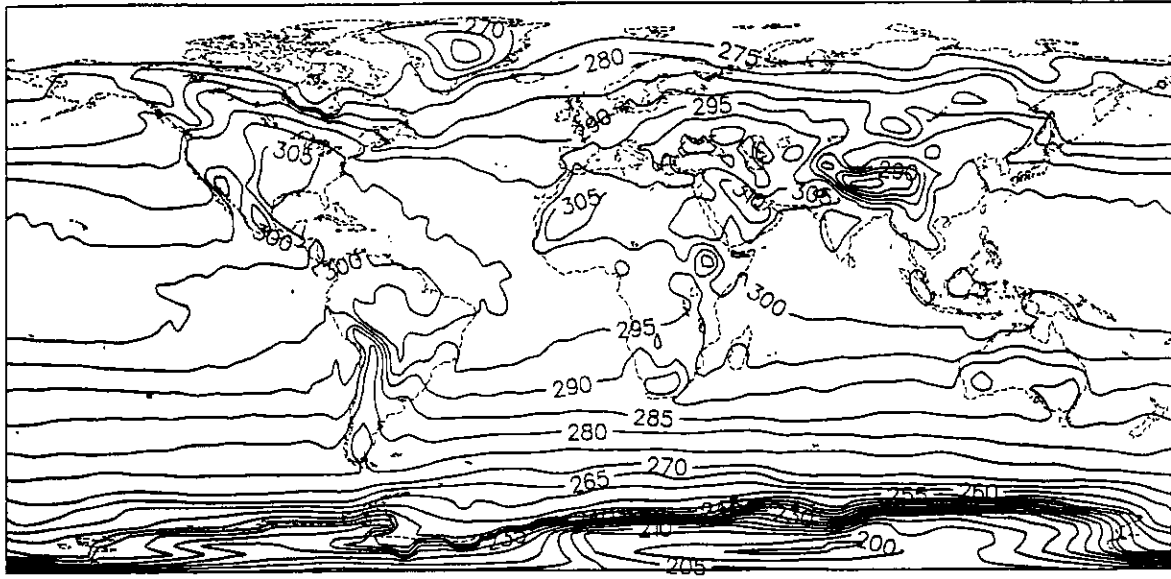


Figure 9: id Fig. 8 pour DJF

a

SURFACE AIR TEMPERATURE (K)



1°C02 (JJA)

b

OBSERVED SURFACE AIR TEMPERATURE, JJA

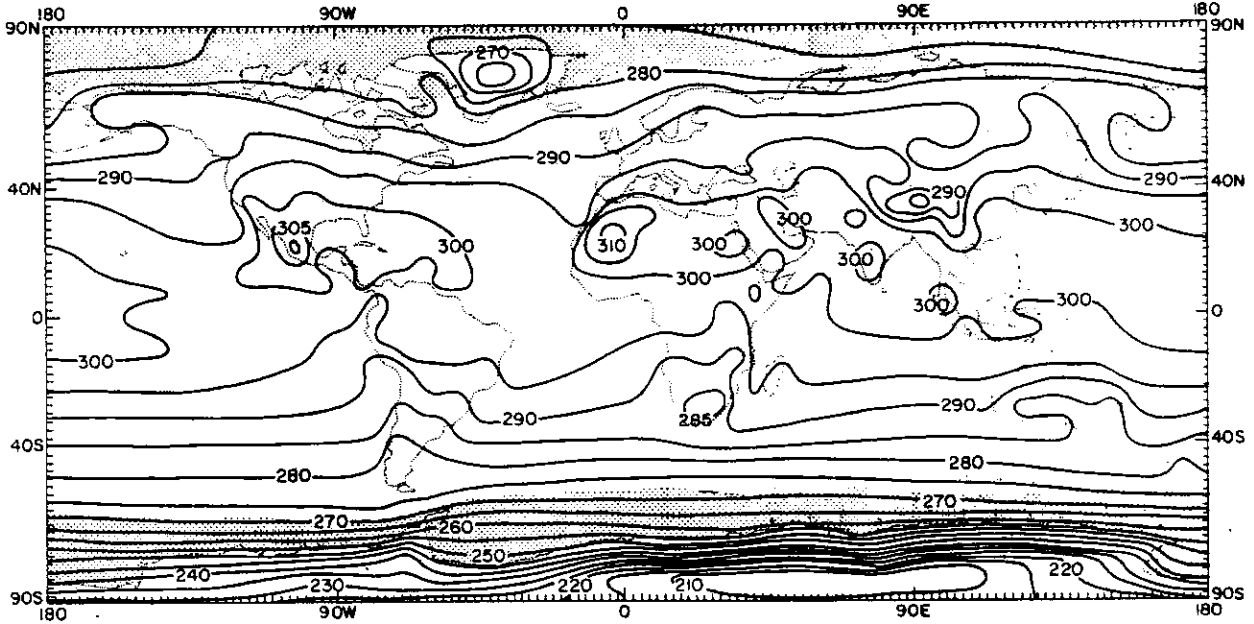
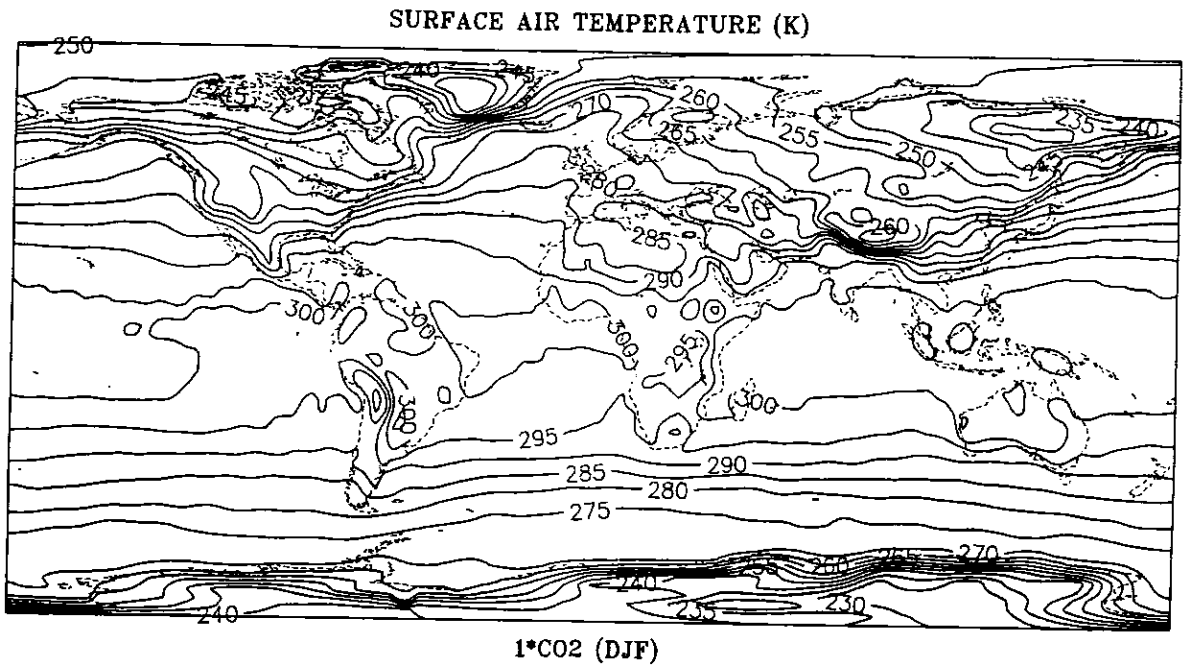


Figure 10: Distribution globale de la température de l'air au voisinage de la surface en JJA dans la simulation de référence (a) comparée à la climatologie de Schutz et Gates (b).

a



b

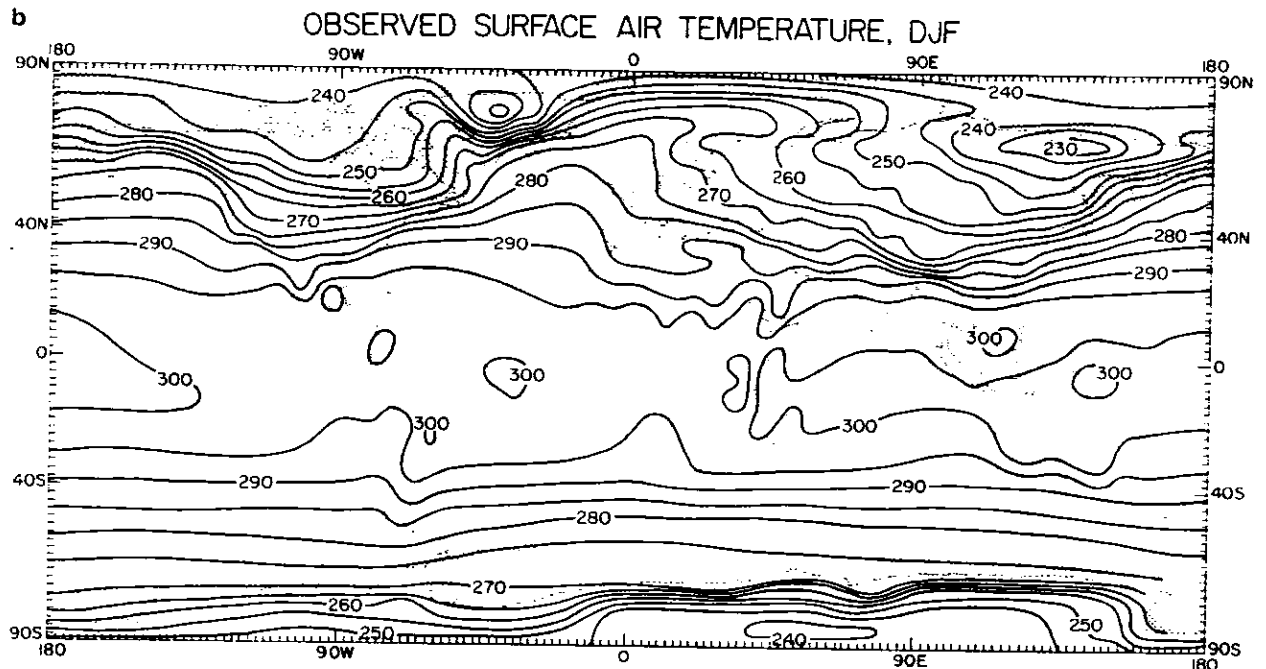


Figure 11: id Fig. 10 pour DJF

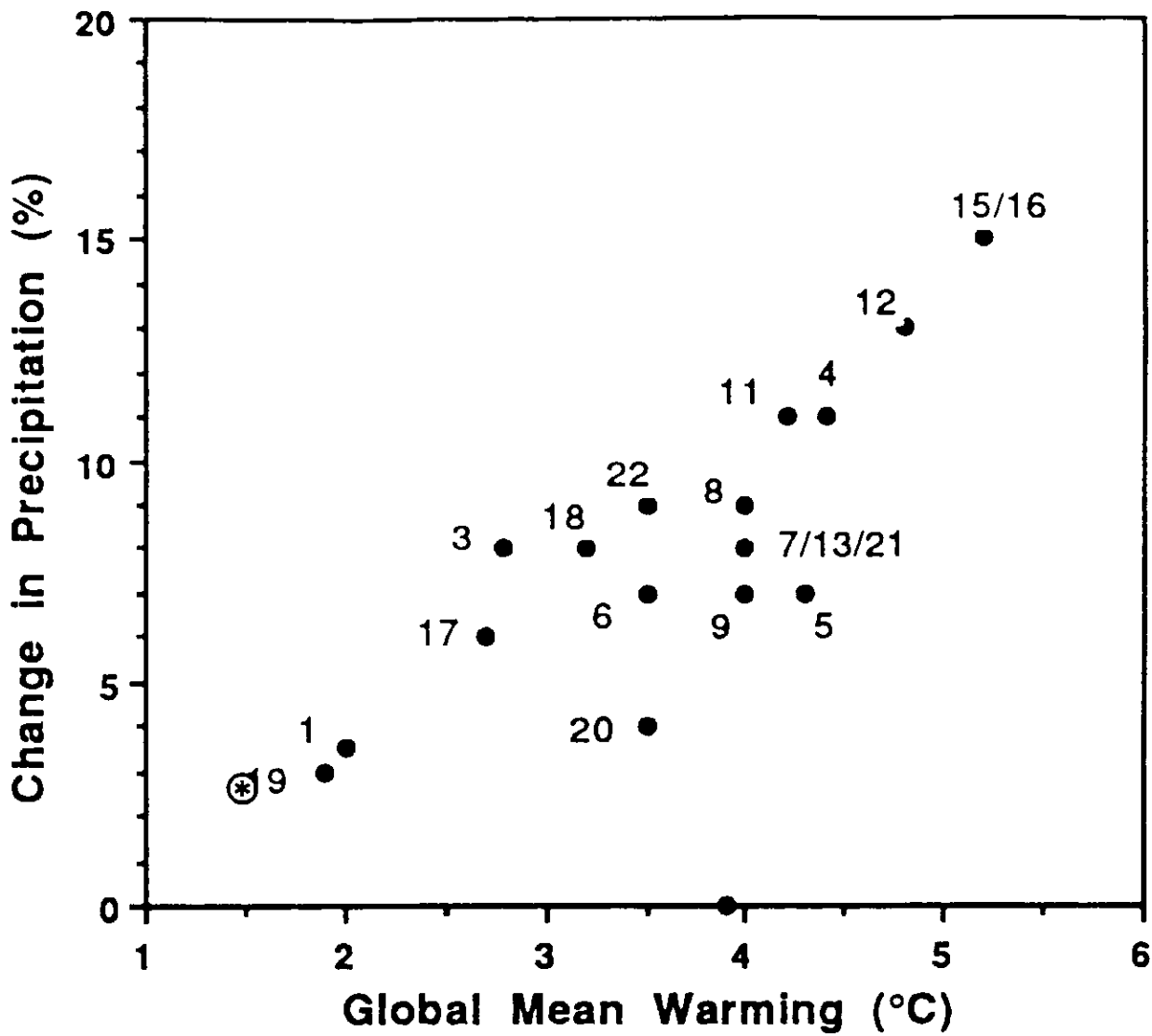


Figure 12: Changement global de température et précipitations pour un ensemble de 17 modèles couplés et pour EMERAUDE (étoile encadrée)

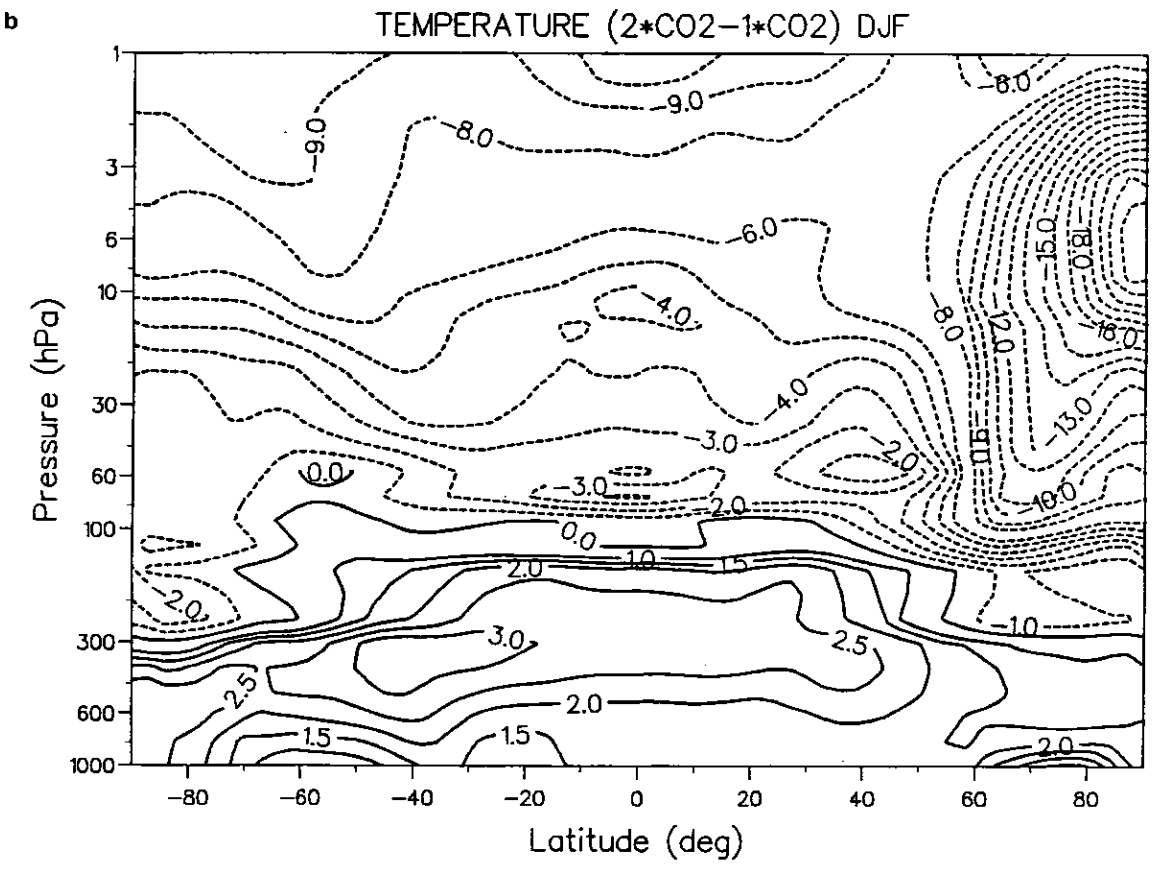
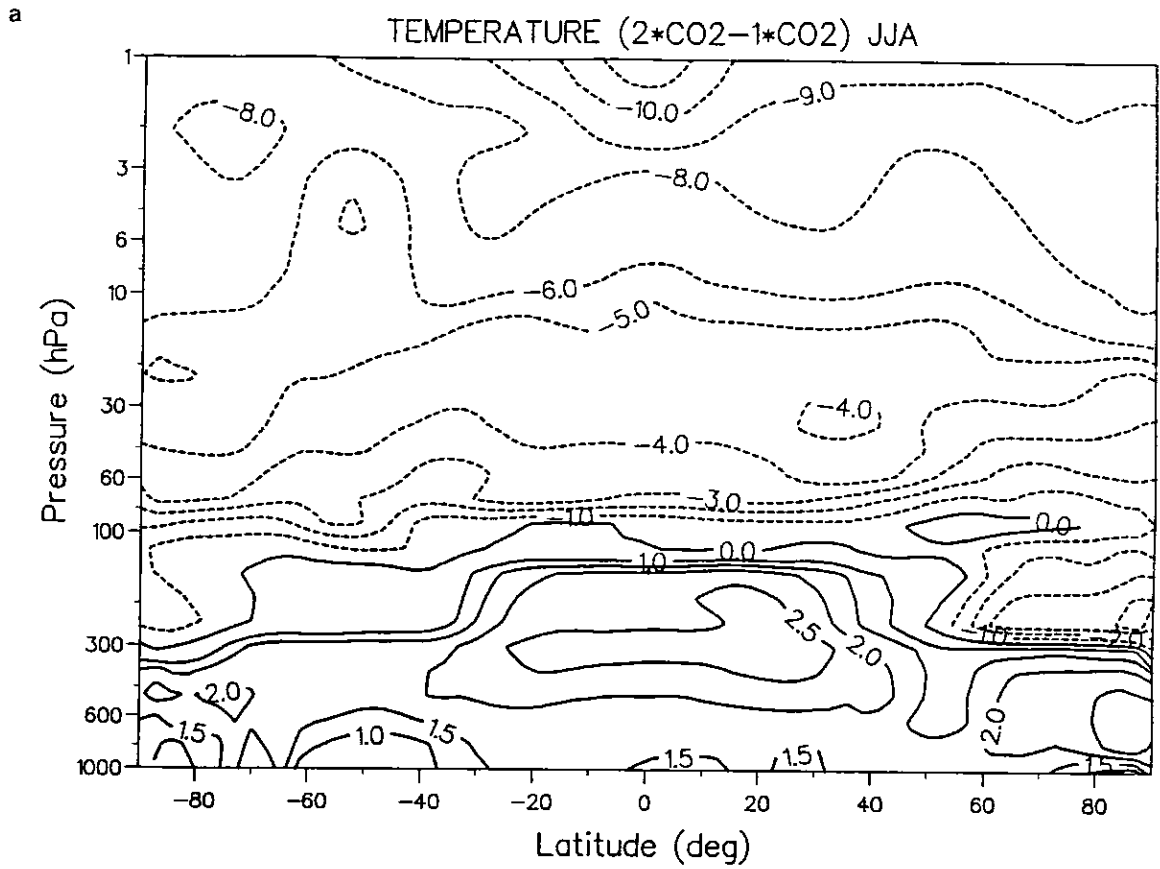


Figure 13: Moyennes zonales des différences de températures entre les expériences 2*CO₂ et 1*CO₂ en JJA (a) et DJF (b).

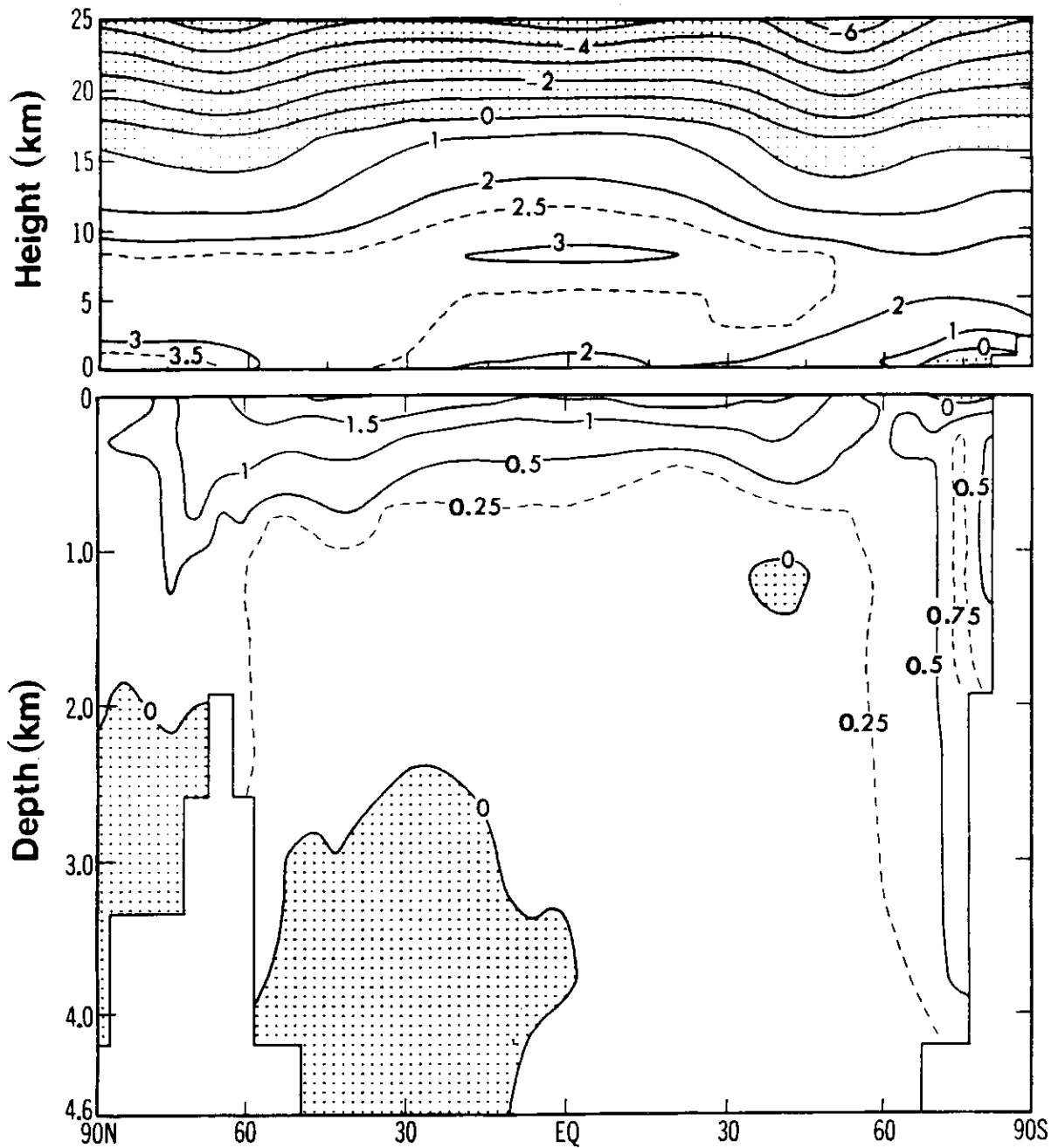


Figure 14: Moyennes zonales des différences de températures annuelles dans l'atmosphère et dans l'océan produites lors d'une expérience transitoire de Stouffer et al. (1989).

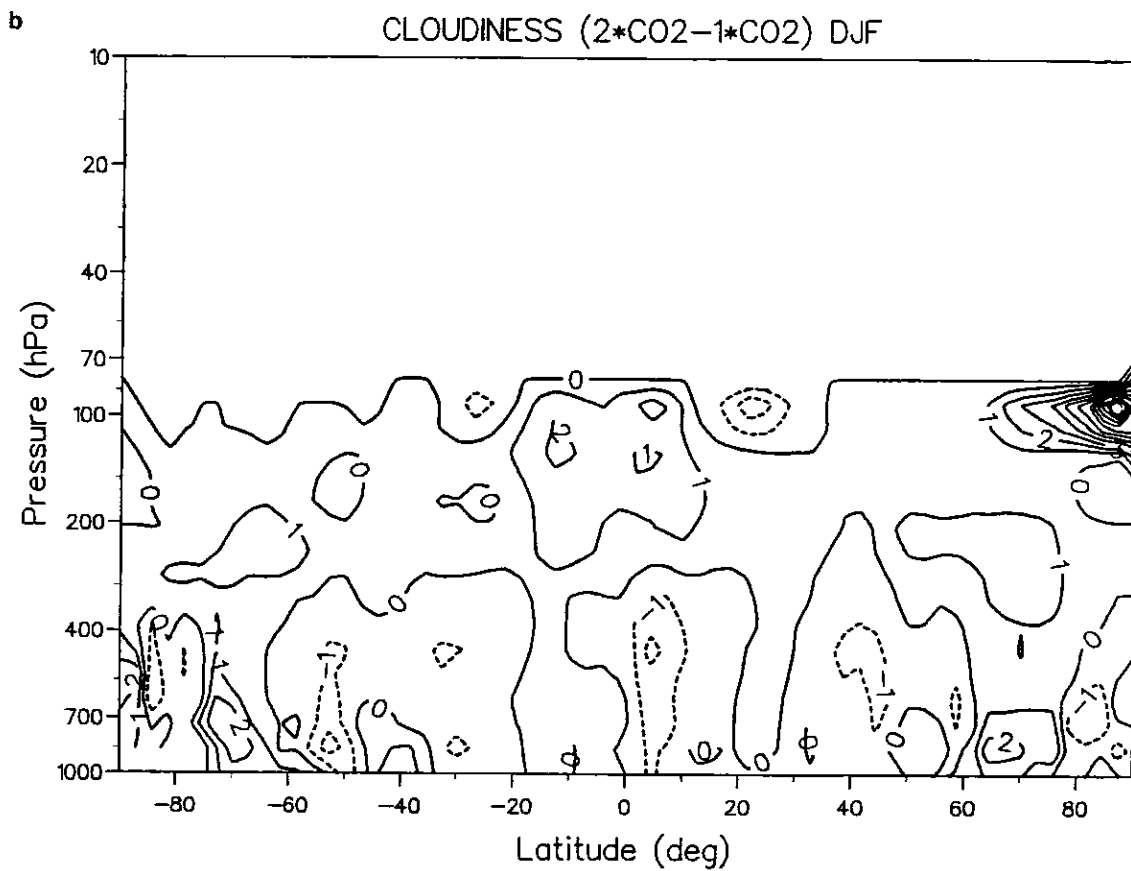
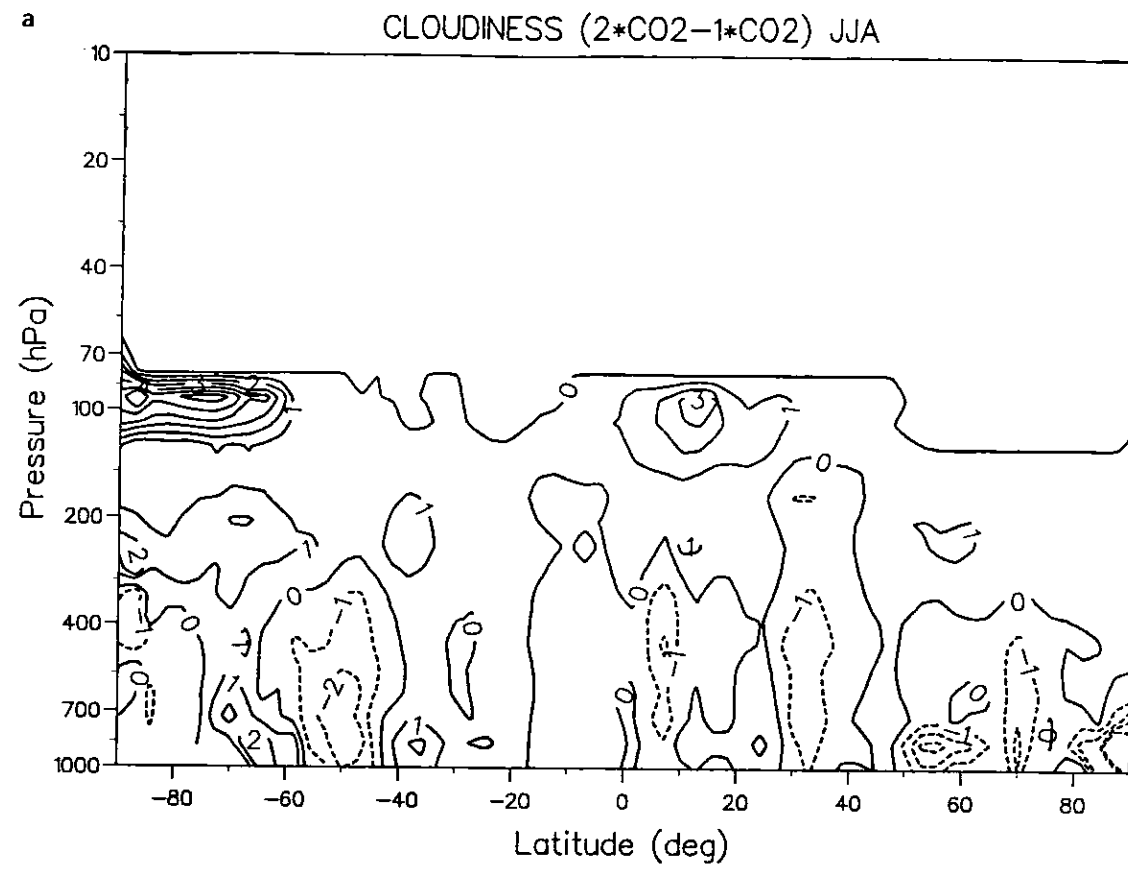


Figure 15: id Fig.13 pour la nébulosité.

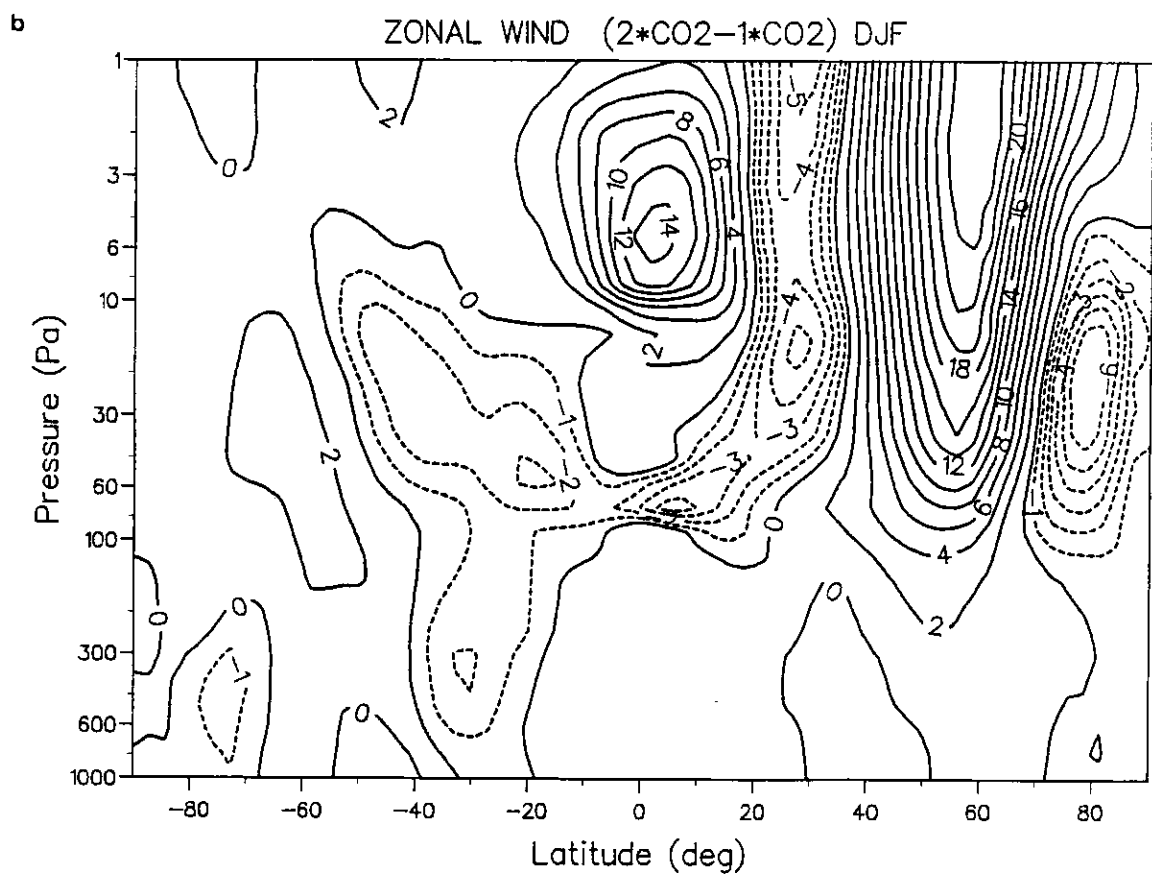
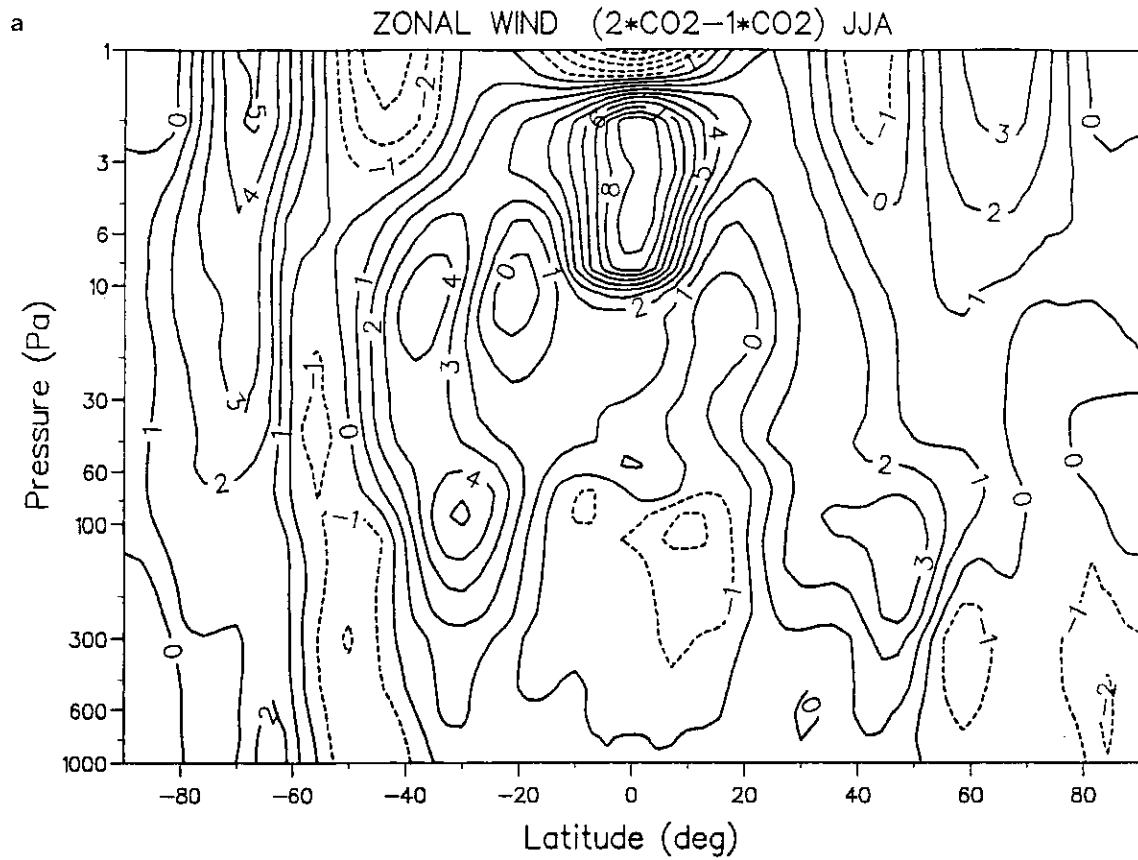


Figure 16: id Fig.13 pour le vent zonal

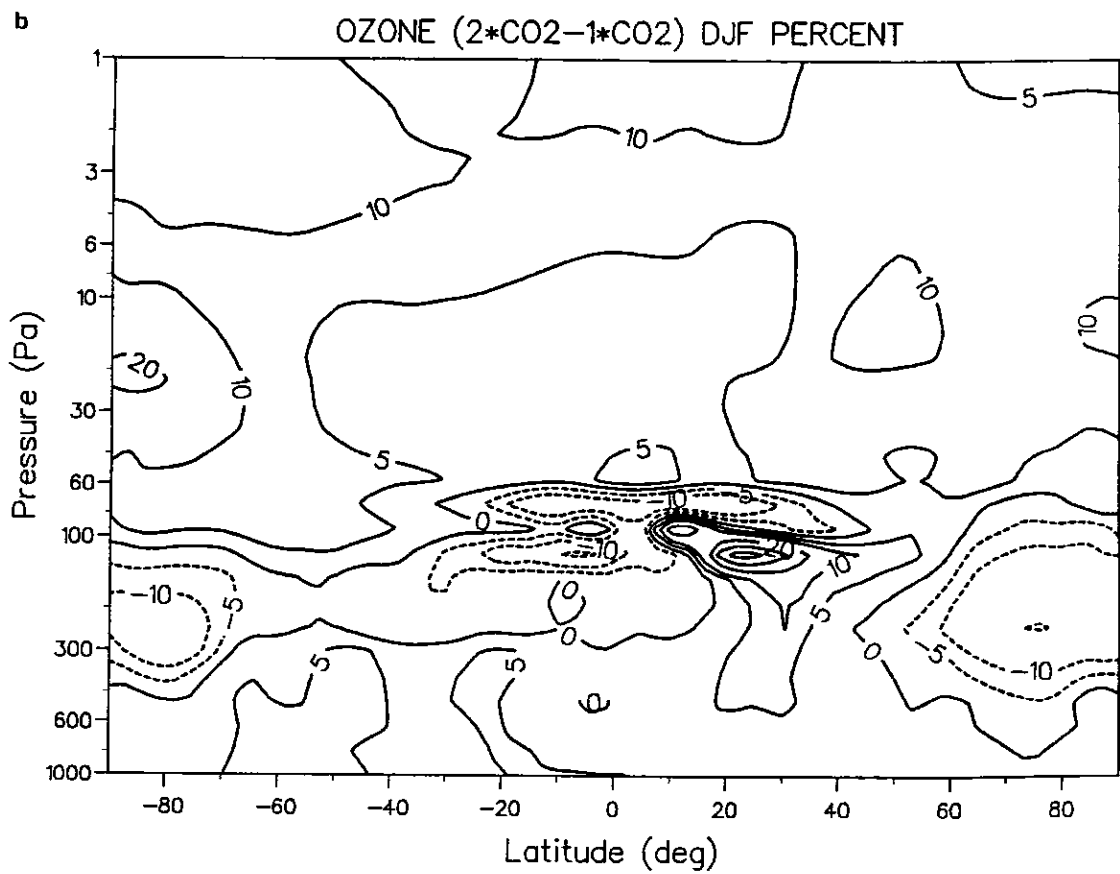
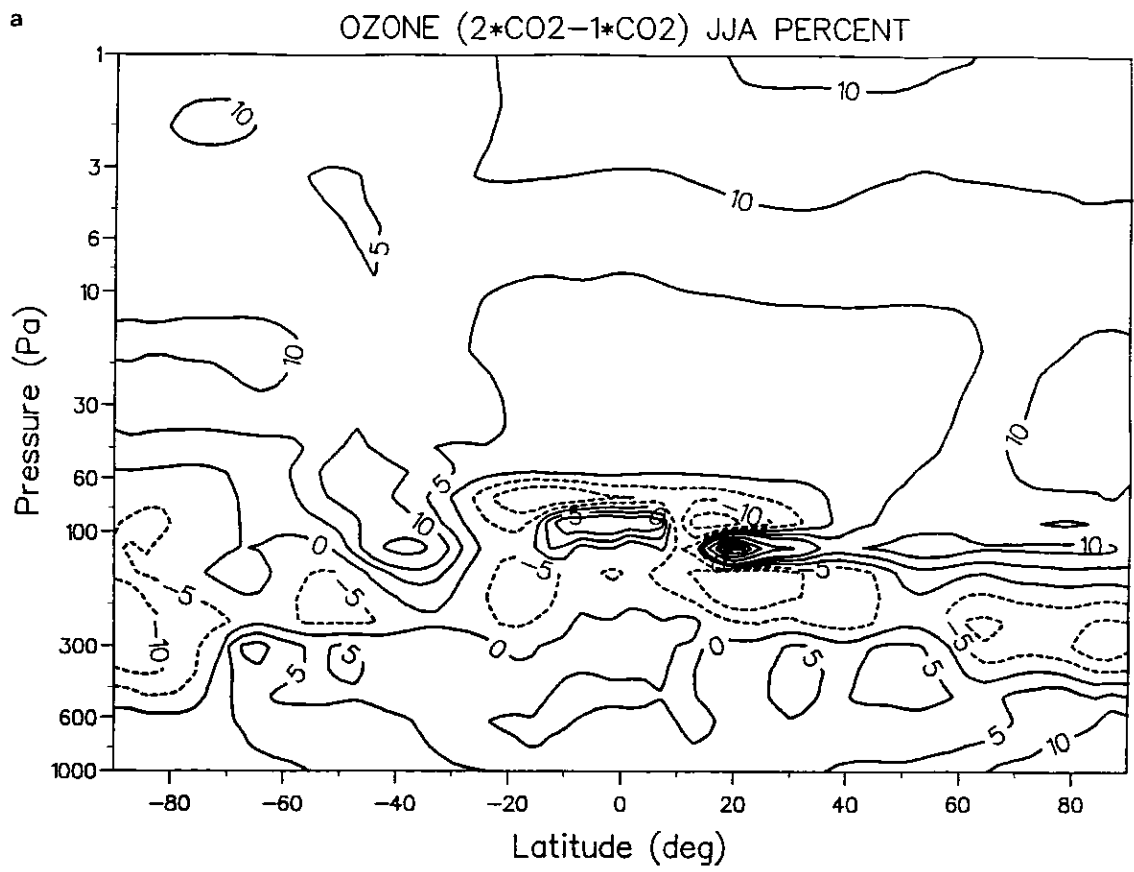
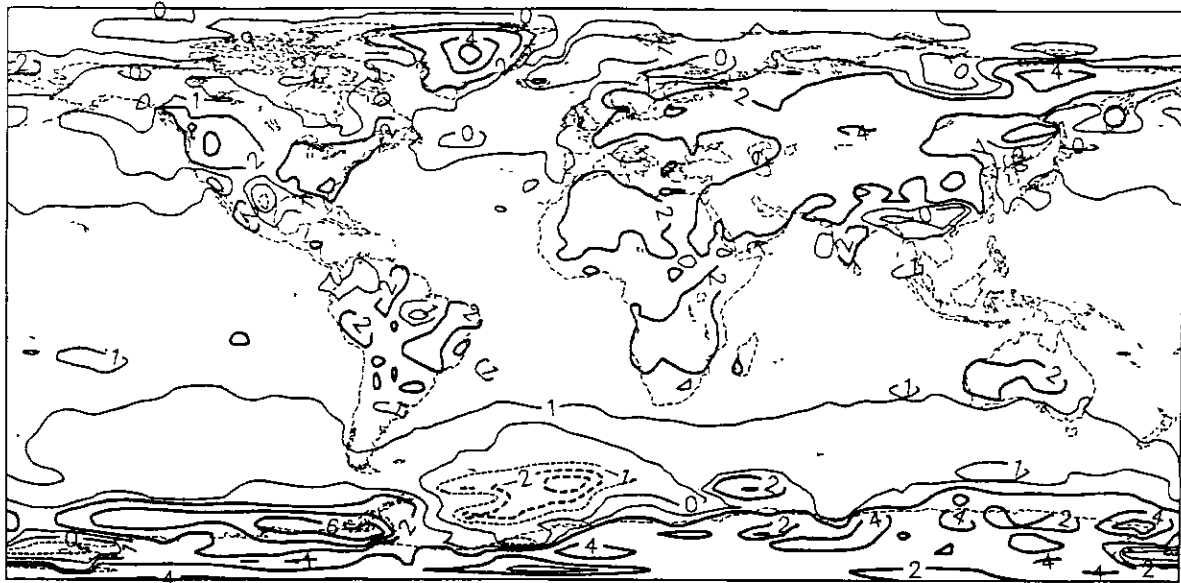


Figure 17: id Fig. 13 pour le rapport de mélange en ozone.

a

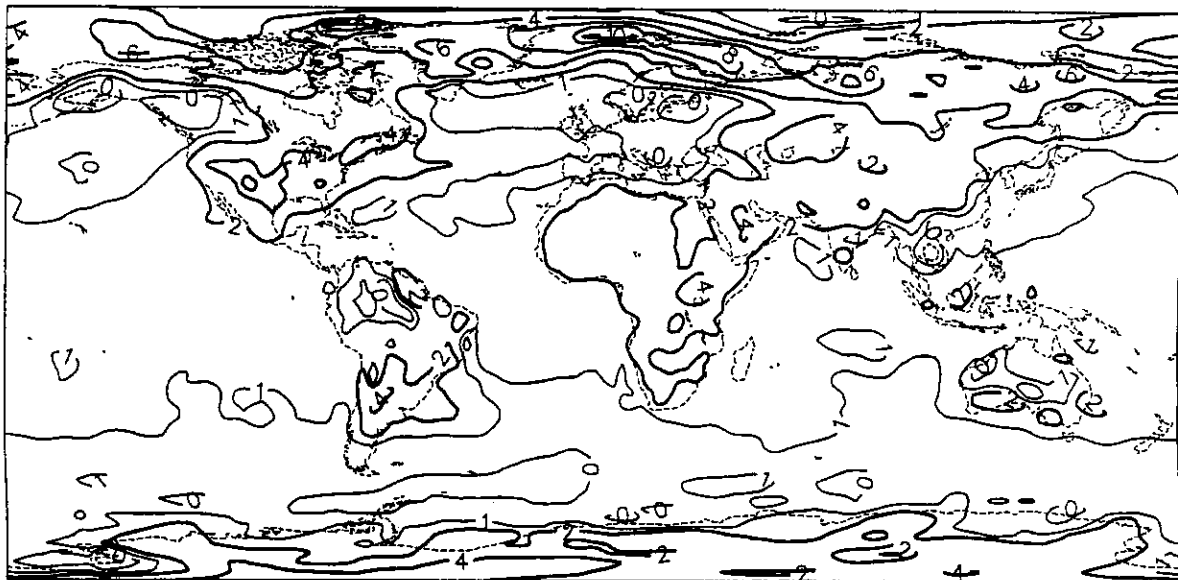
AIR SURFACE TEMPERATURE



2*CO2-1*CO2 JJA

b

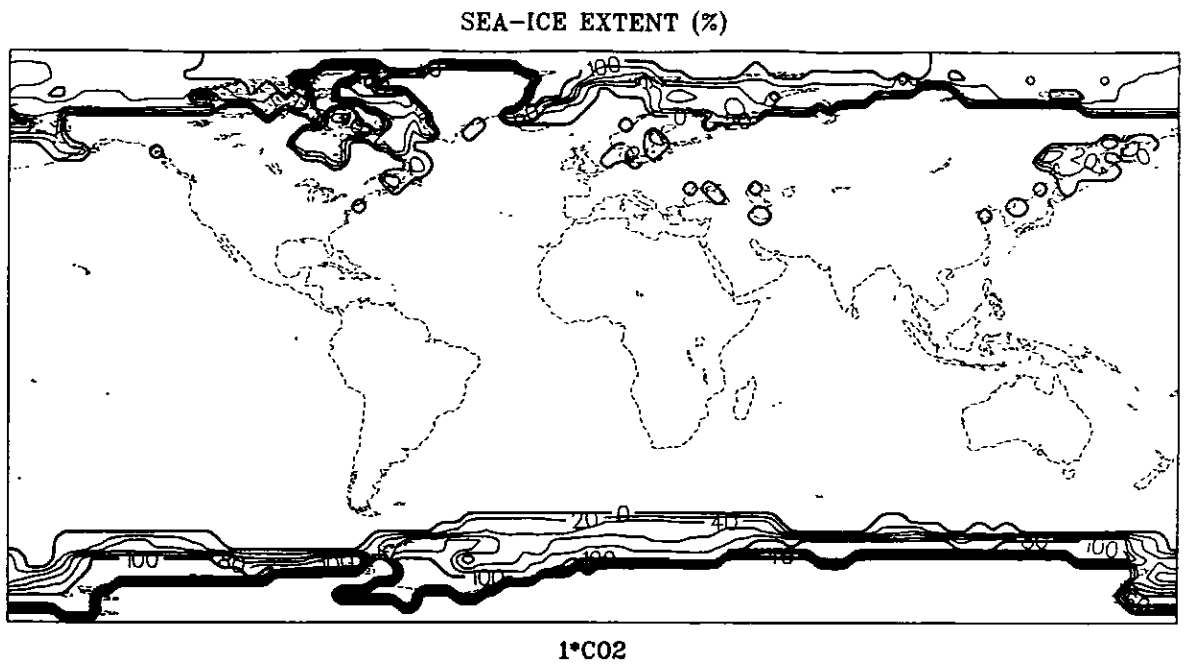
AIR SURFACE TEMPERATURE



2*CO2-1*CO2 DJF

Figure 18: Distributions globales des différences de température de l'air près de la surface entre les expériences 2*CO₂ et 1*CO₂ en JJA (a) et DJF (b)

a



b

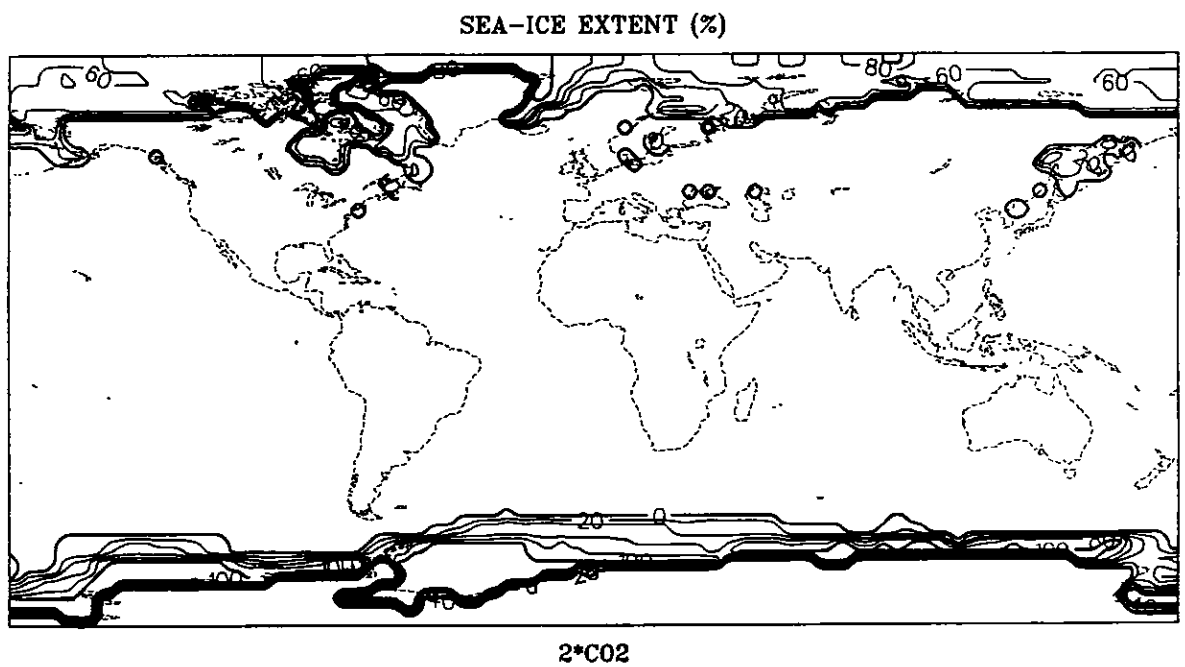
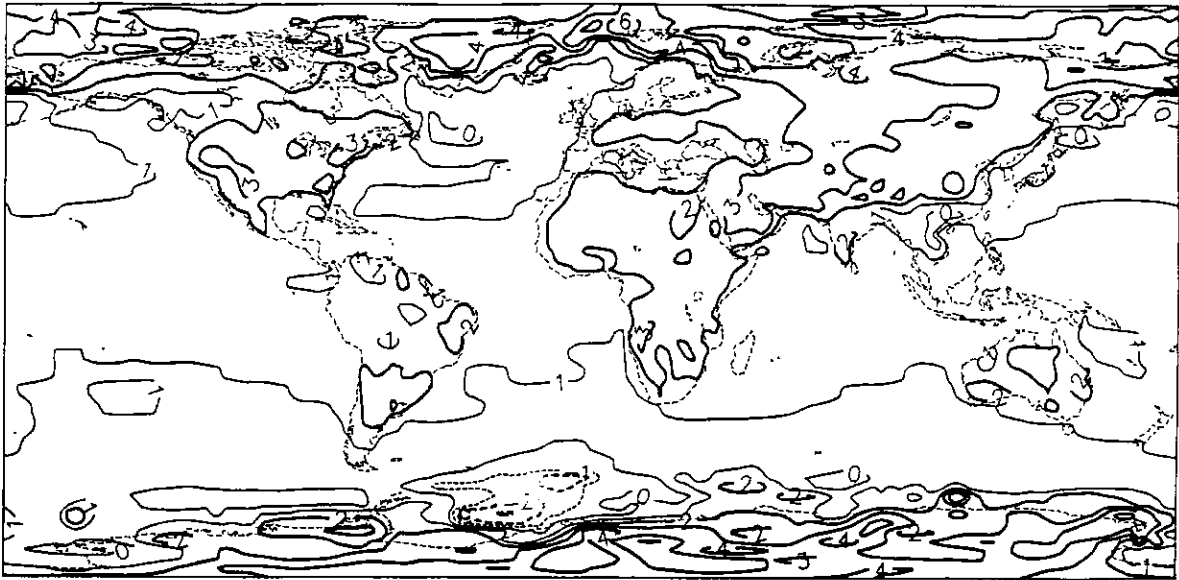


Figure 19: Distributions globales du pourcentage de banquise en moyenne annuelle dans les expériences 1*CO₂ (a) et 2*CO₂ (b)

a

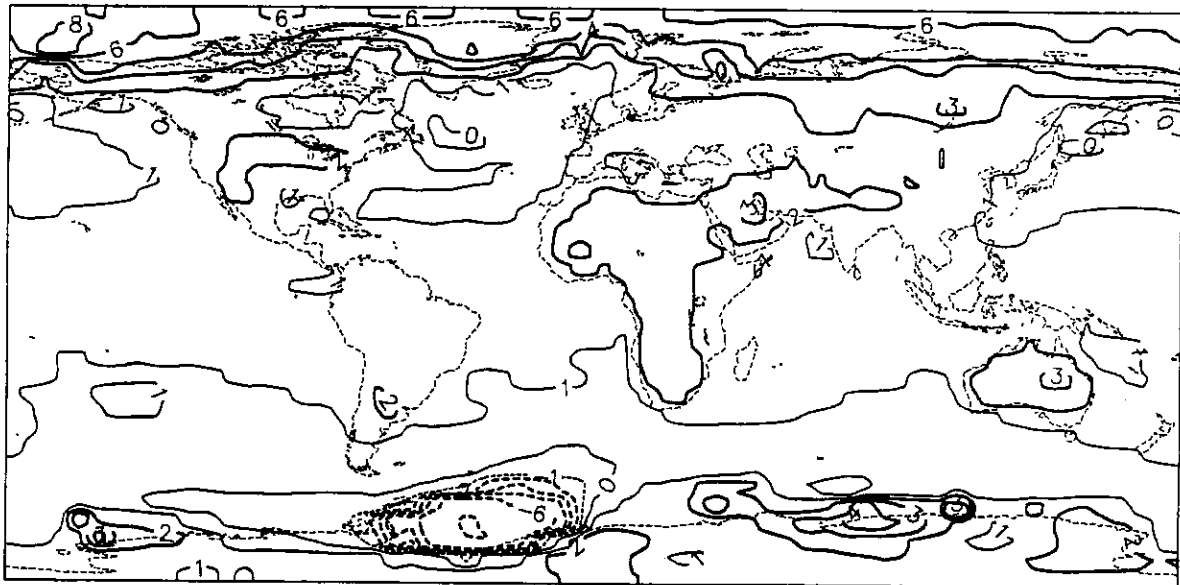
SURFACE TEMPERATURE (CNRM)



2°C02-1°C02 Annual mean

b

SURFACE TEMPERATURE (MPI)

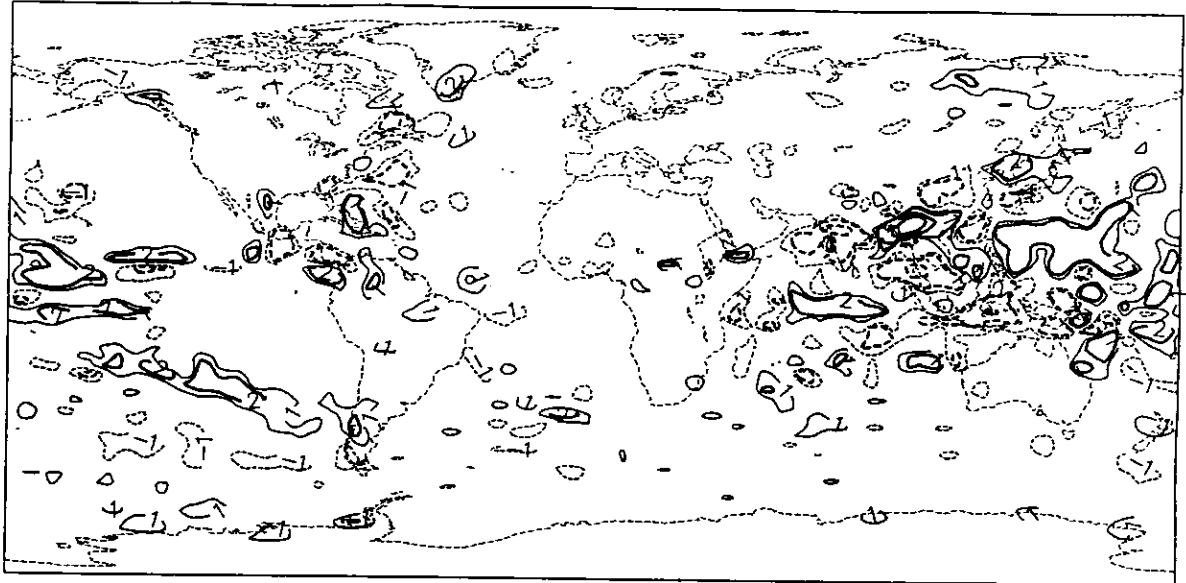


2°C02-1°C02 Annual mean

Figure 20: Distributions globales de l'anomalie de température de surface en moyenne annuelle produites par EMERAUDE (a) et le modèle du MPI (b).

a

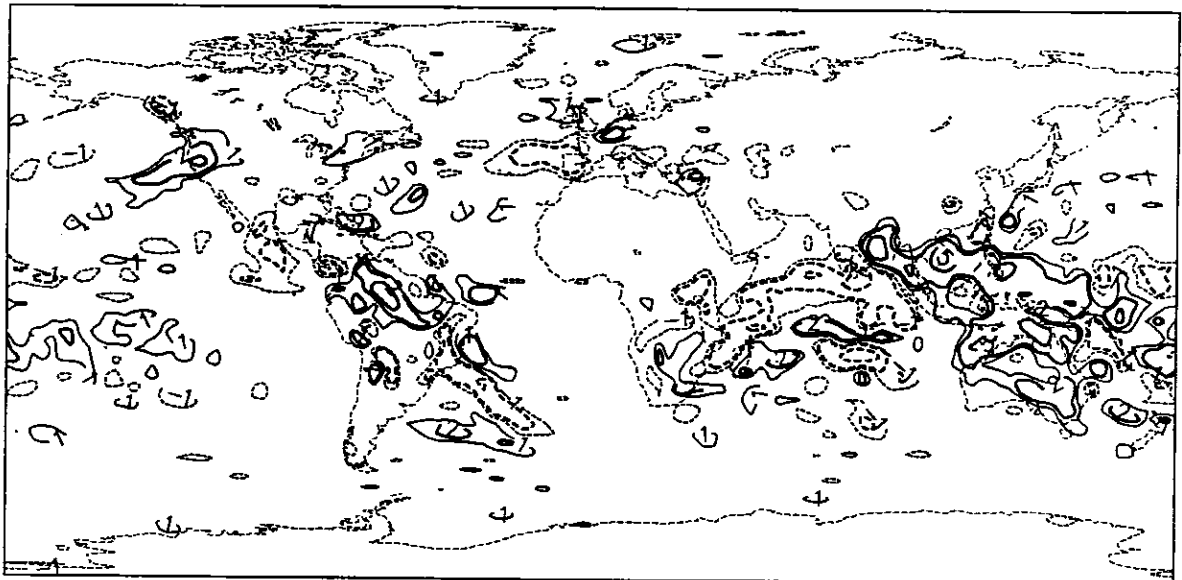
PRECIPITATION RATE (mm/day)



2*CO2 -1*CO2 JJA

b

PRECIPITATION RATE (mm/day)

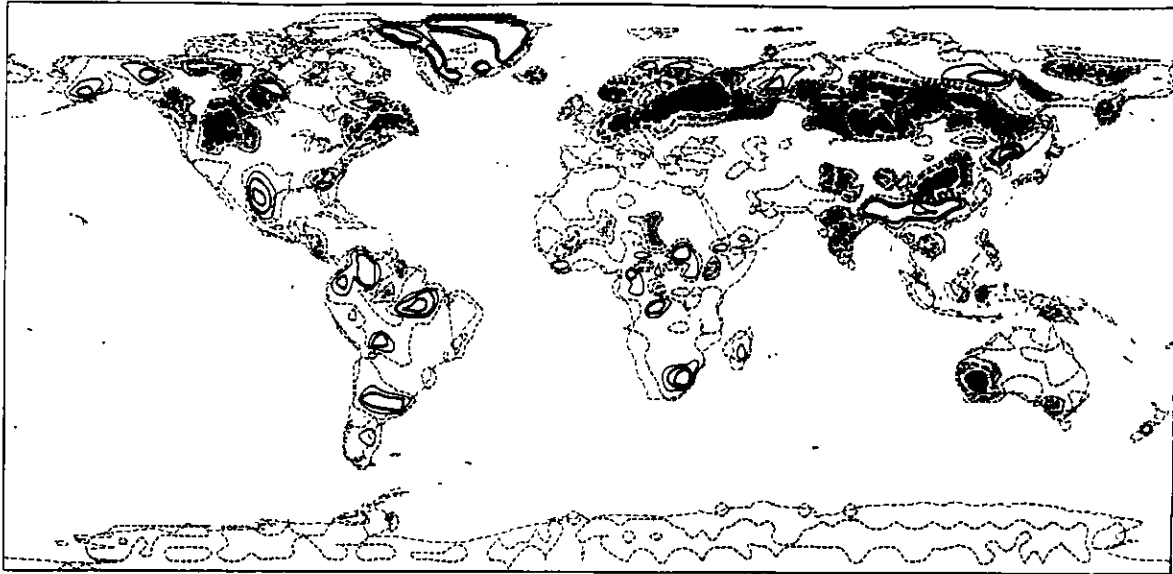


2*CO2 -1*CO2 DJF

Figure 21: id Fig. 18 pour le taux de précipitations

a

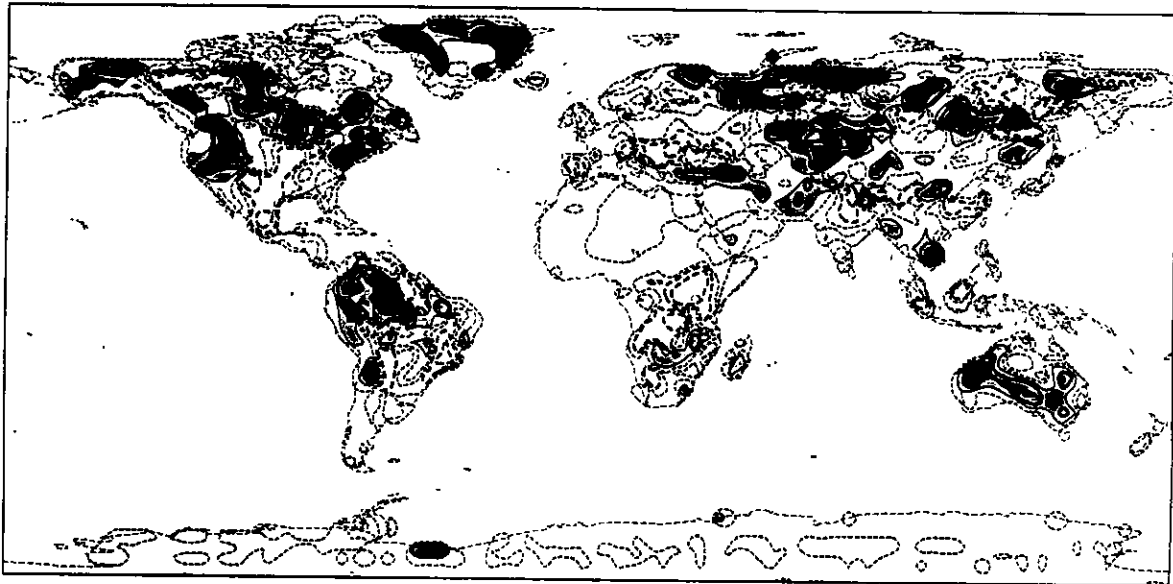
TOTAL SOIL MOISTURE (mm)



2*CO2-1*CO2 JJA

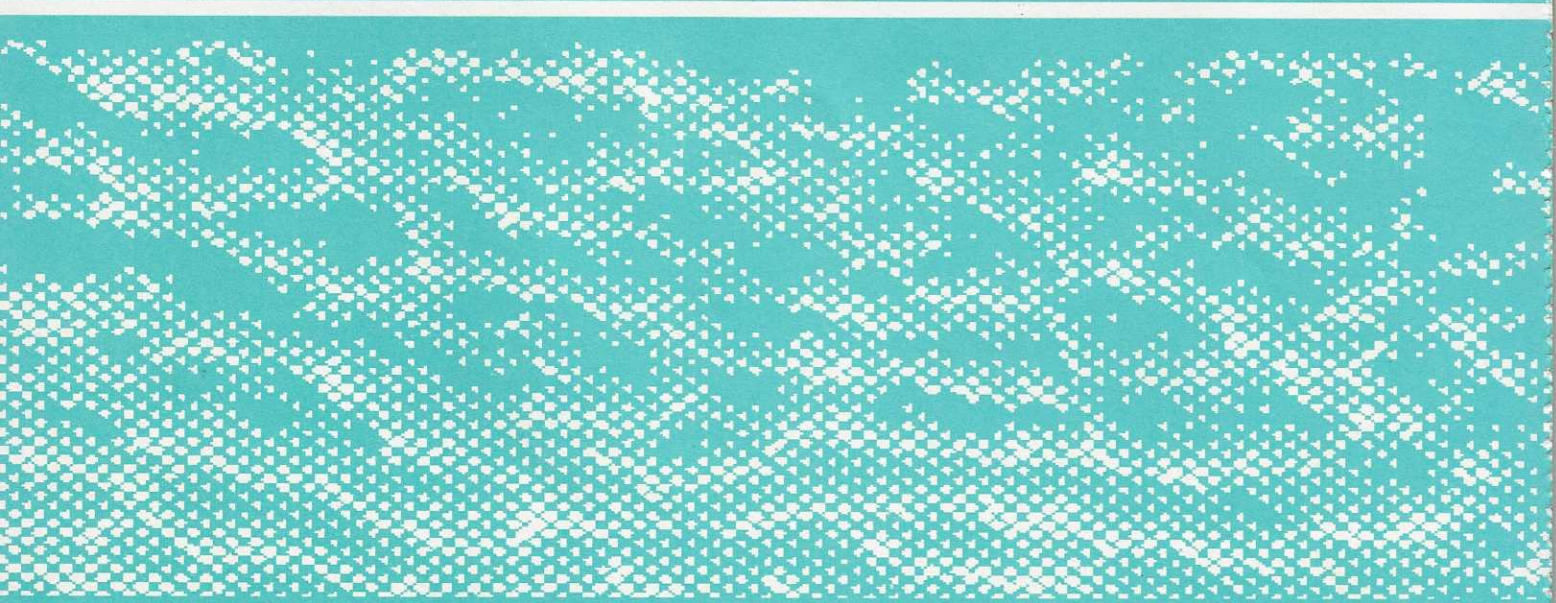
b

TOTAL SOIL MOISTURE (mm)



2*CO2-1*CO2 DJF

Figure 22: id Fig. 18 pour le contenu en eau des sols. Les plages grisées correspondent aux zones inférieures à -5 mm jusqu'à -20 mm (a) et supérieures à 5 mm jusqu'à 20 mm (b)



000 928

Imprimé en France
par le Service Central
de la Communication
et de la Commercialisation
de Météo-France
78190 - TRAPPES