Rapport d'activité à quatre ans pour la période 1997-2001

Frédéric Hourdin

25 mai 2001

I. Curriculum Vitae

- 1985-1988 : Ecole Polytechnique
- 1988-1989 : Dea d'astrophysique à Meudon (major, mention TB)
- 1989-1992 : Thèse de l'université Paris-7 (Très honorable avec félicitations).
  Sujet: Etude et simulation numérique de la circulation générale des atmosphères planétaires.
  Laboratoire : Laboratoire de Météorologie Dynamique
  Directeur: Olivier Talagrand
- 1992-1994 : Post-doc CNES au Laboratoire de Météorologie Dynamique
- 1994 : Recrutement en CR2 au CNRS
- 1998 : CR1.

II. Travaux et objectifs

Après des travaux centrés sur l'étude de la circulation générale des atmosphères planétaires, mon travail de recherche s'est concentré ces dernières années sur

l'étude et la modélisation numérique du transport atmosphérique d'espèces traces.

Les couplages entre chimie, physique des aérosols et transport atmosphérique occupent une place croissante dans l'étude des atmosphères planétaires. Pour la Terre, il s'agit notamment de développer des modèles de circulation générale prenant en compte de façon interactive la chimie des gaz à effet de serre ou les aérosols. Sur Mars, les poussières soulevées de la surface jouent un rôle déterminant et encore mal compris sur la circulation atmosphérique. Enfin, les couplages complexes entre la photochimie, la microphysique des brumes et la circulation atmosphérique seront bientôt placés sous le l'oeil perçant de la mission Américano-Européenne Cassini-Huygens.

Si les objets étudiés sont différents, de nombreux aspects concernant notamment le transport atmosphérique, sont communs. Les outils pour les aborder peuvent également être similaires.

En 1997, suivant une idée de Sandrine Edouard et Bernard Legras, j'ai adapté au modèle de circulation générale LMD-Z, un schéma de transport en volumes finis. Ce travail a été à l'origine du développement d'une version transport du modèle de circulation générale du LMD. Ce modèle, LMD-ZT, sert à présent d'ossature au modèle couplé chimie-aérosols-climat en cours de développement à l'IPSL. J'ai récemment travaillé également sur la représentation du transport dans la couche limite convective.

En parallèle, à la suite d'une demande du CEA concernant la surveillance des traités d'interdiction totale des essais nucléaires, je me suis intéressé récemment à l'inversion du transport atmosphérique.

Enfin, j'ai continué à m'intéressé aux autre planètes, et notamment à Titan, en coordonnant autour du modèle de circulation du LMD, les travaux menés sur la chimie au CESR à Toulouse et sur la micro-physique des brumes au Service d'Aéronomie à Paris.

Ces différents aspects sont développés ci-dessous.

1 Advection grande échelle des traceurs et le modèle LMD-ZT

1.1 Les schémas de transport en volumes finis

En 1997, en collaboration avec Alexandre Armengaud alors en thèse au LGGE, j'ai adapté au modèle du LMD une série de schémas d'advection en volumes finis. Les schémas en volumes finis sont basés sur une partition du domaine considéré en volumes de contrôle au frontières desquels on évalue les flux entrants ou sortants de traceurs. Nous avons effectué une comparaison systématique d'une série de schémas (Hourdin and Armengaud, 1999) porposés à l'origine par (Van Leer, 1977). Ces schémas conduisent facilement à une mise en oeuvre tri-dimensionnelle et satisfont des propriétés physiques fondamentales du transport: localité, conservation, monotonie, positivité (plus généralement pas de création d'extréma numériques) et invariance par addition d'une constante au champ de traceur.

Van Leer (1977) avait en fait proposé une hierarchie de schémas dont les plus sophistiqués ont été introduit ultérieurement et indépendamment dans la communauté météorologique par Russell and Lerner (1981) (schéma de "pentes" du GISS) et Prather (1986). Nous avons pu montrer que ces différents schémas étaient en fait assez semblables dès lors qu'on les comparait

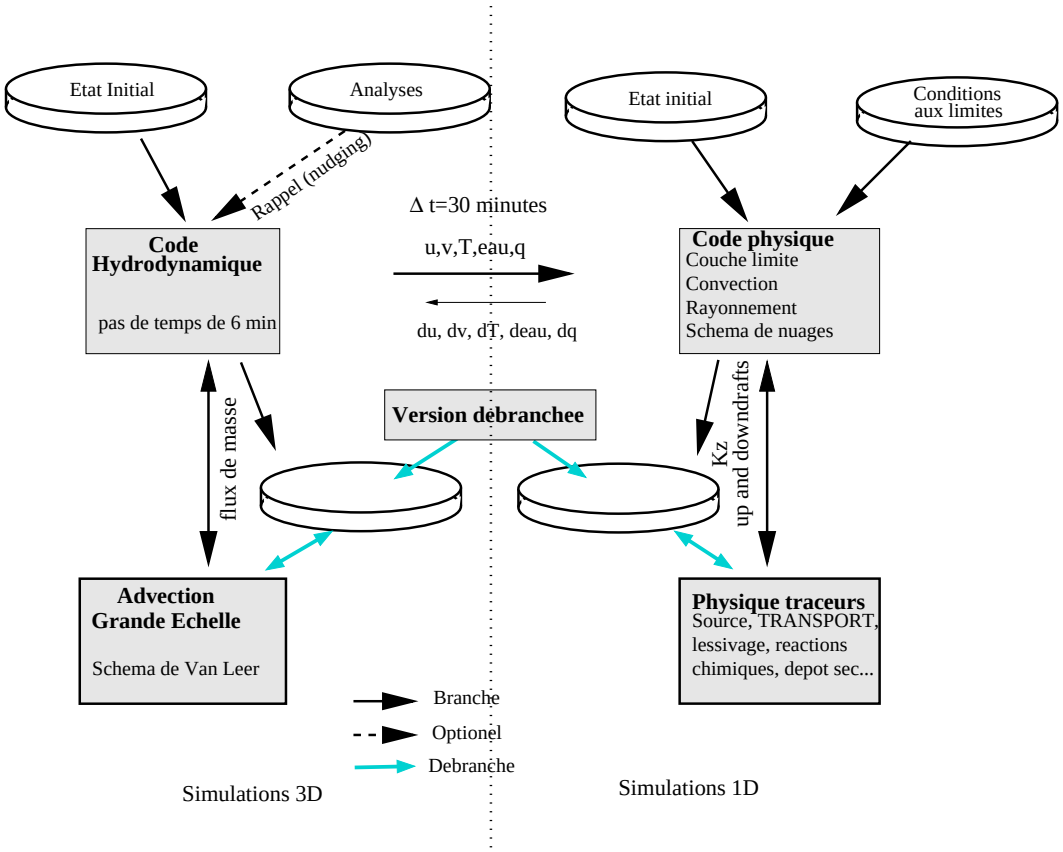

Figure 1: Organigramme du modèle LMD-ZT

non pas à résolution spatiale fixée mais à coût numérique équivalent (un schéma plus précis mais plus coûteux se comporte comme un schéma moins précis mais utilisé sur une grille plus fine). Nous avons retenu pour le modèle du LMD le schéma le plus simple (le schéma I dans le papier original de Van Leer souvent appelé MUSCL).

1.2 Développement de LMD-ZT

Ce travail sur les schémas d'advection a été à l'origine de la version traceur du modèle de circulation générale LMD-ZT. Ce modèle a été doté de la capacité de transporter un nombre arbitraire d'espèces traces. En pratique, il a fallu d'une part rajouter le schéma de transport grande échelle dans la "partie dynamique" du modèle de circulation mais également traiter l'effet du mélange turbulent ou de la convection sur la distribution des espèces traces. Cette dernière partie a été effectué par Olivier Boucher et Alexandre Armengaud. Marie-Angèle Filiberti, en CDD a l'IPSL, a contribué à finaliser, sous ma responsabilité, la version distribuée de ce modèle.

LMDZ-ZT a été conçu de façon très modulaire afin de pouvoir y rajouter facilement des codes de chimie ou des modules d'aérosols. En pratique, une interface vers les modules chimiques a été définie dans la "partie physique" du modèle de circulation. L'organisation de cet outil est résumée sur l'organigrame, Fig. 1.

Ce modèle est destiné avant tout a des études climatiques couplées dans lesquelles les

distributions d'espèces chimiques ou d'aérosols rétroagissent sur les variables météorologiques. Cependant, notamment pour le développement et la validation, il est intéressant de disposer de versions "débranchées" (off-line) du modèle et de pouvoir forcer la situation météorologique à suivre au plus près les analyses.

Le modèle a donc été conçu de façon à pouvoir débrancher la météorologie. Les interfaces entre les parties météorologiques et traceurs ont été clairement identifiées. En mode "branché", on passe à chaque pas de temps les flux de masse pour le transport grande échelle ou les coefficients de mélange turbulent pour la partie physique. On peut également stoker ces coefficients dans des fichiers (en pratique, on est obligé de les cumuler sur quelques heures) qui peuvent alors être relus pour effectuer à moindre coût lors de simulations de transport débranchées.

Pour guider les simulations par des réanalyses, on a principalement utilisé jusque-là la méthode dite du "nudging" : on relaxe simplement les champs grande échelle vers les analyses. Nous testons également actuellement avec Marine Bonazzola une alternative dans la quelle on "assimile" les analyses dans le modèle avec des méthodes variationnelles.

La version débranchée et "guidée" s'apparente finalement à un modèle de type CTM (Chemistry-Transport Model). Mais, alors que, dans les CTM, la météorologie est en général directement issue des réanalyses, on effectue ici une première simulation météorologique guidée. Cette approche offre l'avantage de pouvoir extraire des paramétrisations physiques du modèle tous les paramètres jugés nécessaires pour le transport des espèces traces.

1.3 Application à des calculs de dispersion atmosphérique

Comme nous l'expliquons ci-dessous, nous avons développé avec le CEA une collaboration concernant la détection des essais nucléaires à partir de mesures de la composition atmosphérique par un réseau de stations. Dans ce cadre, nous avons effectué un certain nombre d'études relative à la dispersion de sources de pollution ponctuelles.

Nous avons notamment étudié le cas très bien documenté de la campagne Européenne ETEX (European Transport Experiment). Nous avons pu montrer que le modèle LMD-ZT, avec une maille d'une centaine de kilomètres sur l'Europe, se comparait de façon très satisfaisante aux modèles de référence dans le domaine (Hourdin et al., 1999a). Ce travail de validation est au coeur de la thèse qu'Abderrahmane Idelkadi effectue sous ma direction effective au LMD.

Nous avons également effectué avec ce modèle une simulation quasiment en temps réel (avec 4 ou 5 jours de retard) de la dispersion atmosphérique correspondant à l'accident nucléaire de "criticité" de septembre 1999 au Japon (Hourdin et al., 1999b).

2 Le "modèle du thermique"

Je m'intéresse depuis trois ans à la "paramétrisation" du transport dans la couche limite convective. Le transport turbulent dans la couche limite planétaire est essentiel notamment pour toutes les espèces traces ayant des sources et puits en surface (vapeur d'eau, CO_2, espèces souffrées, aérosols). Les développements récents dans les modèles de climat se sont beaucoup concentrés sur la représentation de la convection humide profonde, utilisant notamment des schémas dits "flux de masse" dans lesquels on explicite des flux ascendants, souvent intenses et concentrés, et des flux compensatoires dans la colonne convective ou dans l'environnement.

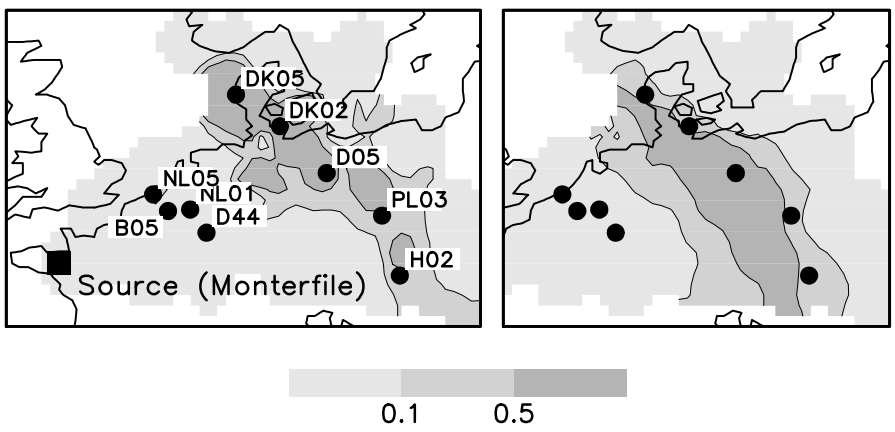

Figure 2: Expérience ETEX-1. Concentrations de PMCH (en ng/m^3) observées (à gauche) et simulées (à droite) à $t_0 + 48$ h. Les simulations sont effectuées avec le modèle LMD-ZT en version débranchée et guidée vers les analyses du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme. Ce panache résulte de l'émission sur 12h de 340 kg de perfluroro-méthyl-cyclo-hexane depuis le sommet d'une cheminée près de Brest par fort flux d'ouest. Le panache observé 48 h après l'émission est reconstitué à partir de la mesure en 168 stations réparties en Europe. Les simulations ont été effectuées par Abderrahmane Idelkadi.

Comparativement, les paramétrisations utilisées pour la couche limite peuvent paraitre rudimentaires. Elles sont encore souvent basées sur des adaptations de formulations locales. On entend par là que le flux vertical turbulent d'une quantité q ne dépend que des caractéristiques locales de l'écoulement (en pratique ce flux est généralement calculé comme le produit du gradient vertical local de q par un coefficient de mélange turbulent K ne dépendant lui-même que des conditions météorologiques locales). On sait depuis longtemps que cette vision visqueuse de la turbulence est incapable de rendre compte d'un certain nombre de phénomènes atmosphériques et notamment du transport de chaleur en remontant le gradient (du froid vers le chaud) très souvent observé dans la couche limite convective. Depuis longtemps, cette difficulté est contournée dans les modèles de circulation générale en utilisant un "contre-gradient" (Deardorff, 1972): au lieu d'utiliser directement le gradient vertical de la température potentielle θ dans le calcul du flux, on soustrait à ce gradient une valeur qui permet d'avoir un flux de chaleur vers le haut, même dans une atmosphère légèrement stable.

Des développements récents (Troen and Mahrt, 1986; Holtslag and Boville, 1993; Abdella and McFarlane, 1997) conduisent à des paramétrisations où l'estimation du contre-gradient est plus physique et directement liée aux structures méso-échelles dans la couche limite convective. Ceci permet d'introduire la composante non-locale non seulement pour la température, mais également pour la vapeur d'eau et les espèces traces en général.

Stull (1984) avait souligné l'importance des aspects non locaux du transport vertical dans la couche limite et proposé un formalisme général basé sur des matrices d'échanges (matrices de "transilience") pour traiter ce problème. Pleim and Chang (1992) ont proposé une forme particulière de matrice de transilience reconnaissant une dissymétrie importante entre des acendances concentrées (les "thermiques" qui font la joie des planeurs et autres engins volants) et des subsidence compensatoires plus lentes. Dans la paramétrisation de Pleim and Chang (1992), la première couche du modèle atmosphérique échange de l'air directement avec toutes les autres couches dans la couche limite convective alors que la subsidence est représentée par des échanges entre chaque couche et la couche directement en-dessous. Les considérations ayant conduit à ce schéma sont en fait relativement proches de celles qui ont conduit à la dérivation de schémas "flux de masse" pour la convection profonde.

C'est dans ce contexte que nous avons proposé une nouvelle paramétrisation de la couche limite convective basée sur une représentation en flux de masse des "thermiques". Sans entrer dans le détail, on détermine pour chaque couche instable (surmontée par de l'air plus froid en terme de température potentielle virtuelle), un profil vertical de vitesse ascendante basé sur la flotabilité d'une parcelle d'air entrainée depuis cette couche en conservant sa température potentielle. Ces calculs sont ensuite utilisés pour décrire une ascendance (le thermique) alimentée en air par les couches instables près de la surface, et compensée par une subsidence plus lente dans l'environnement. Ce "modèle du thermique" tient compte de la structure géométrique de ces cellules convectives, notamment pour relier vitesses verticales et flux de masse.

Ce schéma a été validé par comparaison à des séries de simulations "des grandes structures" (Large Eddy Simulation en anglais). Un exemple de comparaison est montré sur la Fig. 3. Le "modèle du thermique" a également été testé sur différentes campagnes d'observation dans une version uni-colonne du modèle de circulation (en pratique lors de stages de licence, maitrise et DEA). En particulier, nous avons montré, pour la seconde période d'observation intensive (POI2) de la campagne ESQUIF (d'étude de la qualtité de l'air en Ile-de-France), que ce modèle était capable de rendre compte de façon très satisfaisante du cycle diurne de la couche limite dans un contexte de couche limite convective sèche et sans nuages, correspondant à un épisode

très chaud de l'été 1998 (Fig. 4). Ce travail a été soumis pour publication au J. of Atmosph. Sci. (Hourdin et al., 2000)

3 Inversion du transport atmosphérique

3.1 Principe

Le troisième vollet de ce travail concerne l'inversion du transport atmosphérique et a été initié suite à une demande du CEA. Dans le cadre des Traités d'Interdiction Complète des Essais nucléaires (TICE), la communauté internationale prévoit le déploiement de réseaux globaux de surveillance. La surveillance des ondes sismiques, hydroactoustiques ou infra-sonores devrait permettre de localiser relativement bien les explosions pour des essais effectués respectivement sous terre, dans la mer ou dans l'atmosphère. En parallèle de ces trois technologies, il est prévu de déployer un réseau global de 80 stations qui mesurera en permanence la concentration en radio-éléments dans l'atmosphère. Toutes ces stations détecterons les aérosols radioactifs. Un sous-réseau de 40 stations détectera également les gaz nobles (notamment le Xenon) qui ont l'avantage d'être relachés en quantité significative dans l'atmosphère même lors d'essais sous-terrains ou sous-marins.

La question qui nous était posée par le CEA était l'évaluation de la capacité de détection de ce réseau. A l'époque (été 1997), nous disposions d'une première version de LMD-ZT. Une approche simple directe aurait consisté à simuler des essais nucléaires en injectant un traceur en chaque point du maillage du modèle et en comptabilisant le nombre de détections. On voit vite qu'une telle approche conduit à des coûts informatiques inaccessibles. A la suite de discussions avec Robert Sadourny (LMD) et Jean-Pierre Issartel (CEA), nous nous sommes convaincus que ce problème pouvait être abordé en inversant le sens du temps dans notre modèle de transport.

L'idée n'est pas nouvelle. De nombreuses études ont utilisé des rétro-trajectoires pour interpréter des mesures de concentrations atmosphériques à partir de l'histoire de la masse d'air échantillonée au niveau du detecteur (Hess et al., 1996; Merrill, 1994; Ramonet et al., 1996). Mais ces études ont toujours été basées sur des calculs lagrangiens de rétro-trajectoires. Or, dans une telle approche, il est difficile de rendre compte proprement du mélange turbulent ou de la convection. Ces inversions se sont donc généralement limitées à un aspect qualitatif.

Cette dissymétrie entre un traitement eulérien, généralement retenu pour les simualtions directes, et un traitement lagrangien du rétro-transport était sans doute consciemment ou inconsciemment dictée par l'impossibilité qu'il y a à inverser dans le temps la dispersion atmosphérique. On sait en effet que l'intégration à rebours dans le temps d'une équation d'advection diffusion n'admet pas de solution unique. Mais la question physique posée par l'inversion n'est pas celle-là. On veut déterminer la répartition géographique de l'air qui a été rassemblé à un moment au niveau d'un détecteur. Et cette origine sera d'autant plus diffuse dans le passé que le mélange aura été intense dans le monde direct. La même diffusion peut en fait être appliquée pour le calcul de panaches directs et rétro.

En fait, pour un traceur parfait (dont les trajectoires se confondent avec celles de l'air) toute l'information est contenue dans des coefficients d'échange définis pour deux volumes S (Source) et D (Détecteur) et deux instants t_s et t_d quelconques, comme le rapport entre la masse d'air échangée entre (S, t_s) et (D, t_d) et le produit des masse d'air dans chacun des deux volumes:

$$\epsilon(S, t_s, D, t_d) = \frac{M^{\mathrm{ex}}(S, t_s, D, t_d)}{M(S, t_s) M(D, t_d)} \tag{1}$$

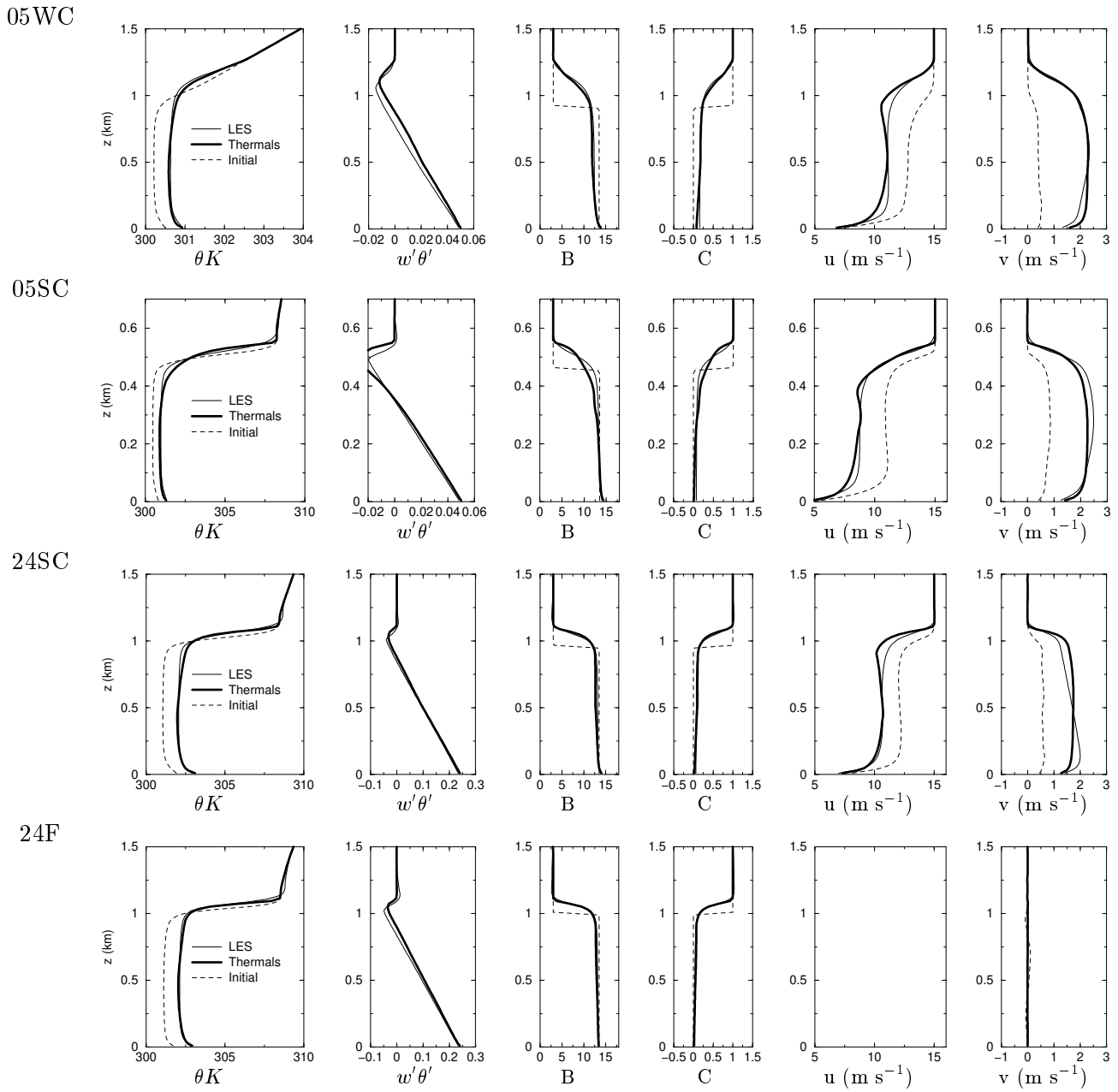

Figure 3: Comparaison du "modèle du thermique" avec quatre des simulations LES effectuées par Ayotte et al. (1996) sur des cas académiquées de couches limites convectives sèches. Dans les simulations, le forçage consiste en un flux de chaleur en surface (dont l'intensité en centièmes de K m s^{-1} correspond au nombre donné dans le nom des cas) et un forçage géostrophique avec un vent constant de 15 m s^{-1} dans la direction x, sauf pour le cas 24F de convection libre. Les lettres SC et WC désignent la forme des profiles initiaux de température (Strongly ou Weakly Capped en anglais). B et C sont des traceurs passifs sans forçage pour C et avec une source constante en surface pour B. On montre pour les différentes variables le profile intial, le résultat du LES et de simulations 1D avec le modèle du thermique.

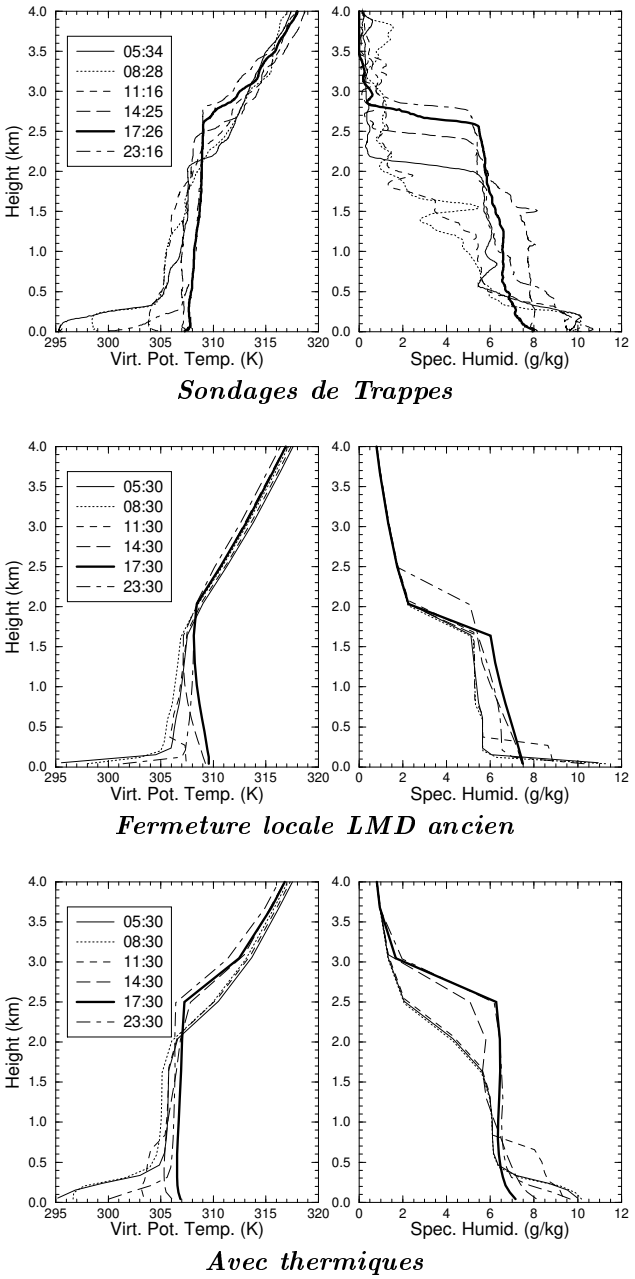

Figure 4: Profiles verticaux de temprature potentielle virtuelle et de vapeur d'eau pour le 8 aout 1998.

Ce coefficient est évidemment symétrique puisque la masse d'air échangée correspond simplement à un décompte des trajectoires atmosphériques passant par ces deux volumes espace-temps. ϵ peut être interprété indifféremment comme la concentration massique (par exemple en kg/kg) au niveau du détecteur pour un traceur unité (par exemple 1 kg) injecté au niveau de la source ou comme la concentration massique au niveau du volume source d'un traceur injecté dans le volume D et suivi en remontant dans le temps les trajectoire atmosphérique de t_d à t_s.

D'un point de vue mathématique, on peut écrire $\epsilon(S,t_s,D,t_d) = \bar{\xi}^{D,t_d}_{S,t_s} = \bar{\xi^*}^{S,t_s}_{D,t_d}$ où $^{-\mathcal{V},t}$ est la moyenne dans le volume $\mathcal{V}$ au temps t, et ξ_{S,t_s} et ${\xi^*}_{D,t_d}$ sont solutions des équations suivantes :

$$\frac{\partial \xi_{S,t_s}(\vec{x},t)}{\partial t} + \vec{V}.\vec{\text{grad}}\ \xi_{S,t_s}(\vec{x},t) + \lambda \xi_{S,t_s}(\vec{x},t) - \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\left(\rho K \frac{\partial \xi_{S,t_s}(\vec{x},t)}{\partial z}\right) = \sigma_{S,t_s}(\vec{x},t) \qquad (2)$$

pour le transport direct et

$$-\frac{\partial {\xi^*}_{D,t_d}(\vec{x},t)}{\partial t} - \vec{V}.\vec{\text{grad}}\ {\xi^*}_{D,t_d}(\vec{x},t) + \lambda {\xi^*}_{D,t_d}(\vec{x},t) - \frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\left(\rho K \frac{\partial {\xi^*}_{D,t_d}(\vec{x},t)}{\partial z}\right) = \sigma_{D,t_d}(\vec{x},t) \quad (3)$$

pour le rétro-transport. $\vec{V}$ est le champ de vent (supposé connu; la météorologie n'est pas inversée) et $\sigma_{\mathcal{V},\tau}(\vec{x},t)$ vaut $\delta(t-\tau)/\mathcal{M}(\mathcal{V},\tau)$ pour $\vec{x}$ dans le volume $\mathcal{V}$ (δ est un dirac) et 0 en dehors de $\mathcal{V}$. λ est un coefficient correspondant à un puits linéaire (dècroissance radioactive, taux de lessivage, ...) et K est le coefficient de mélange turbulent (notons que, pour les paramétrisations en flux de masse, on inverse le transport en remplaçant par exemple les ascendances concentrées par des subsidences). ${\xi^*}_{D,t_d}(\vec{x},t)$ s'interprète comme la concentration de l'air qui va se rassembler dans D à t_d.

Après nous être convaincu, à partir de considérations physiques, qu'on pouvait ainsi inverser le sens du temps dans la partie "advection" du modèle tout en conservant le signe de la diffusion et des facteurs d'aténuation, nous nous sommes rendu compte qu'il existait un lien fort entre cette extention du rétro-transport et les méthodes adjointes. En effet, les deux équations ci-dessus sont adjointes l'une de l'autre pour le produit scalaire $<\phi,\psi>=\int_{R^4}\phi\psi d\vec{x}dt$.

${\xi^*}_{D,t_d}(\vec{x},t)$ est alors interprété comme la sensibilité de la mesure à la distribution de concentration à un instant antérieur.

3.2 Tests numériques

La Fig. 5 montre un test numérique de cette réciprocité du transport atmosphérique sur la campagne ETEX. Plus précisément, on a tracé pour neufs des stations la concentration observée au cours des 72 heures de la campagne et la concentration simulée avec les approches directe et rétro. Pour les calculs inverses, les coefficients d'échange sont d'abord calculés en injectant continuement sur 3 heures (Δt) à partir de $t_k = t_0 + k\Delta t$ un traceur unité pour chaque station D_i. Le transport est calculé à rebours dans le temps jusqu'à t_0. Pour chaque couple (i,k), on conserve le coefficient d'échange $\epsilon_{i,k}$, valeur moyenne entre t_0+12 h et t_0 de la concentration du traceur dans la maille de Monterfile (d'où a été émis le PMCH). Finallement, la concentration "retro" montrée sur la Fig. 5 (pointillés) est simplement $c_i^{\text{retro}}(t_k) = q \times \epsilon_{i,k}$.

Comme on l'a dit plus haut, l'accord entre observations et simulations directes est comparable aux meilleures simulations présentées dans les études d'intercomparaison (Graziani et al., 1996; Van Dop and Nodop, 1998). Cependant, ce qui nous intéresse ici, c'est l'excellent accord entre les

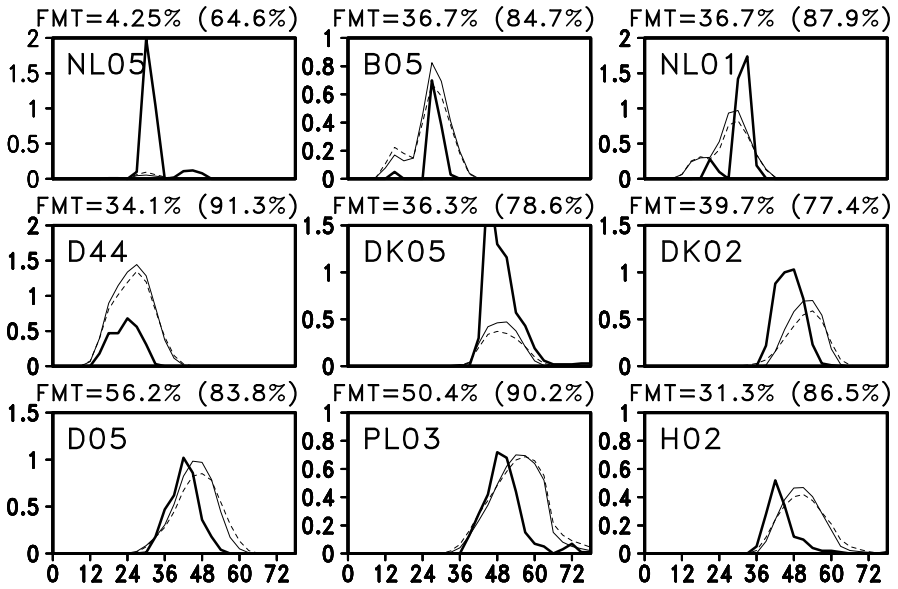

Figure 5: Evolution temporelle de la concentration observée (courbe grasse) et simulée (courbe fine) de PMCH (ng/m^3) pour neuf stations de l'expérience ETEX-1. Les tiretés correspondent à la simulation utilisant la technique inverse.

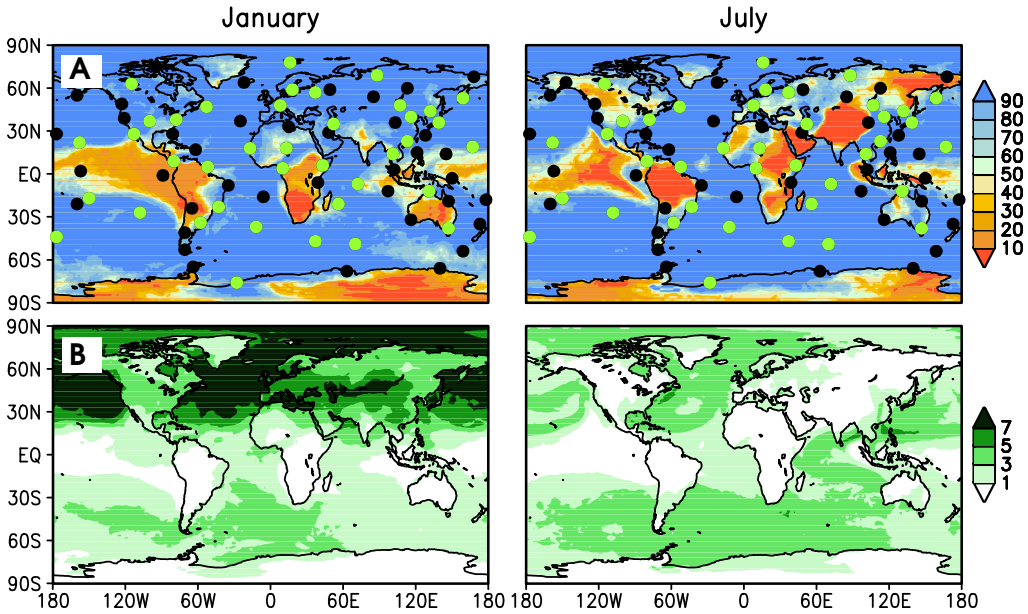

Figure 6: Cartes de probabilité de détection (**a**, %) d'essais sub-surface par le réseau gaz nobles (en pratique à partir de la détection du ^{133}Xe) pour les mois de juillet et janvier. Les points correspondent aux emplacements des 80 stations du réseau TICE et, parmi eux, les points gris correspondent aux stations gaz nobles. Les cartes du bas (**b**) correspondent au nombre moyen de stations détectant un essai.

estimations directe et inverse. Les légères différences sont d'ordre numérique, et liées notamment à la violation de la symétrie par le "limiteur de pentes" non linéaire qui permet de garantir la monotonie du schéma d'advection (Hourdin and Armengaud, 1999). A noter qu'il n'y a pas de raison pour privilégier a priori l'une des deux estimations numériques.

3.3 Applications

Nous avons appliqué cette approche à l'évaluation de l'effacticité des réseaux TICE (Hourdin and Issartel, 2000). Dans ce cas, l'approche inverse permet de remplacer tous les lieux possibles d'explosions par seulement 40 ou 80 points: les stations. On fait donc comme si l'essai avait lieu à la station. On injecte l'équivalent xenon d'une explosion de 1 kt équivalent TNT (spécifications du TICE) au niveau du détecteur D. On remonte le temps avec le modèle LMD-ZT et on dit qu'il y a détéction par le détecteur D d'un essai effectué en un lieu S du globe si la rétroconcentration en S dépasse le seuil de détection. La Fig. 6 montre des cartes de probabilité de détection reconstituées à partir de tels calculs effectués à partir d'un grand nombre de situtations météorologiques pour les mois de janvier et Juillet (original en couleur).

L'ensemble de ce travail a été réalisé en collaboration étroite avec Jean-Pierre Issartel (CEA), Bertand Cabrit (Xeres) et Abderrahmane Idelkadi. Au delà des aspects nucléaires, cette approche de l'inversion du transport devrait pouvoir être appliquée à de nombreux problèmes inverses, en particulier pour des traceurs linéaires. C'est le cas par exemple de l'inversion des sources et puits de CO_2 et nous collaborons actuellement en ce sens avec l'équipe de Phillipe

Ciais au LSCE.

4 Modélisation du climat de Titan

Titan, plus gros satellite de Saturne, possède comme la terre une atmosphère dense d'azote. La photo-dissociation de l'azote moléculaire et du méthane dans la haute atmosphère initie une photochimie impliquant notamment des hydrocarbures et des nitriles. Une dizaine de molécules différentes ont d'ores et déjà été identifiées dans son atmosphère. Cette atmosphère est particulièrement intéressante car elle représente une expérience grandeur nature du développement d'une chimie complexe en l'absence de vie. D'autre part, la polymérisation des plus grosses molécules produit des brumes orangées qui voilent l'ensemble de la surface.

L'atmosphère de Titan est également très intéressante d'un point de vue dynamique. Avec un rayon de 2500 km, une période de rotation de 16 jours terrestres et des vents zonaux d'ouest de l'ordre de 100 à 150 m/s, la stratosphère de Titan tourne environ 10 à 15 fois plus vite que la planète solide. C'est du moins ce que prédisent les simulations de la circulation atmosphérique (Hourdin et al., 1995).

La sonde américaine Cassini, en route vers le système de Saturne, emporte la sonde européenne Huygens qui descendra pendant 3 heures dans cette atmosphère encore mystérieuse, en 2005. La préparation de cette mission a motivé, notamment en France sous l'impulsion de Daniel Gautier et François Raulin, le développement d'études théoriques et numériques concernant à la fois la chimie, la micro-physique et la dynamique de l'atmosphère de Titan. Les efforts de modélisation numéérique, développés au départ séparément (respectivement au CESR à Toulouse, au SA à Paris et au LMD), ont été regroupés ces dernières années pour bâtir un modèle complet du climat de Titan avant l'arrivée de la mission.

On sait que les couplages entre chimie, microphysique et dynamique sont particulièrement importants dans l'atmosphère de Titan. Les espèces chimiques observées par Voyager en 1981 montraient par exemple des contrastes latitudinaux très marqués, avec des enrichissement pouvant atteindre un facteur dix dans la région polaire nord qui sortait alors de l'hiver. De même, les variations saisonnières de l'albédo global de Titan, enregistrées depuis la terre, ont été interprétées comme la signature de variations saisonnières de la répartition des brumes. Les brumes étaient aussi responsables d'un contraste hémisphérique marqué entre les deux hémisphère au moment de la rencontre avec Voyager.

Or une partie des espèces chimiques et les brumes ont un impact non négligeable sur le bilan radiatif dans la stratopshère de Titan (Bézard et al., 1995).

Les études sur la dynamique de l'atmosphère de Titan avaient été jusque-là menées au LMD avec le modèle de circulation tri-dimensionel. Mais ce modèle est extrêmement lourd en temps de calcul. Nous avons donc décidé de développer un modèle de climat à partir d'une version 2D latitude-altitude du modèle de circulation. Ce modèle est une restriction à une longitude du modèle 3D. Il prend en compte de façon explicite la composante axi-symmétrique de la circulation générale. En revanche, l'effet des ondes transitoires sur la circulation moyenne doit être paramétré. Les études tri-dimensionnelles ont montré que les ondes jouaient un rôle fondamental dans l'établissement et le maintien de la superrotation de l'atmosphère. Ces ondes, essentiellement barotropes, se développent principalement vers 150-300 km d'altitude sur le côté du jet stratosphérique le plus proche de l'équateur. Ces ondes ont pour origine l'instabilité barotrope de ce jet, elle-même créée par le transport de moment cinétique par la circulation

méridienne. Jusqu'à présent, l'effet de ces ondes est simplement représenté par une super-viscosité horizontale dans le modèle de climat latitude-altitude.

Les aérosols ont été introduits dans le modèle de Titan il y a deux ans par Pascal Rannou. Les aspects chimiques ont été développés en collaboration avec le CESR dans le cadre de la thèse de Sebastien Lebonnois, thèse codirigée par Dominique Toublanc et moi-même.

4.1 Variations latitudinales et saisonnières de la distribution des espèces chimiques

Sebastien Lebonnois a développé lors de sa thèse un modèle latitude-altitude de transport-chimie. Dans cette première approche, la circulation est préscrite à partir de résultats du modèle de circulation. Les espèces chimiques sont transportées mais ne rétroagissent pas sur l'écoulement. Les simulations effectuées par Sebastien Lebonnois (cf. Fig. 7) ont permis de donner une explication cohérente des observations latitudinales des espèces chimiques observées par Voyager (Lebonnois et al., 2000).

L'idée est la suivante. Les espèces chimiques sont créées dans la haute atmsophère par photo-dissociation de l'azote et du méthane. Cette source en altitude a pour conséquence que presque toutes les espèces chimiques ont une concentration qui croit fortement avec l'altitude. Les raies infra-rouges liées à ces espèces se forment, elles, pour l'essentiel, dans la basse stratosphère vers 150-300 km d'altitude, dans une région où les molécules chimiques sont avant tout amenées depuis le haut par le transport atmosphérique.

Ce transport vertical se fait essentiellement par des grandes cellules méridiennes d'échelle planétaire avec, dans une longue saison autour d'un solstice, une subsidence sur le pôle hivernal compensée par une ascendance dans l'autre hémisphère. La bascule entre les deux saisons se fait autour de l'équinoxe. Ce transport est responsable de la création des contrastes latitudinaux avec des concentrations plus fortes dans l'hémisphère d'hiver.

Couplées à cette circulation méridienne, les ondes planétaires horizontales ont elles plutôt tendance à attenuer les contrastes latitudinaux.

Cette vision est schématisée sur la Fig. 8. La description de la circulation qui avait permis d'expliquer la création de la superrotation sur Titan s'avère donc capable d'expliquer également la distribution des espèces chimiques. En même temps, le bon accord entre observations et modèle fournit une validation indépendante de la circulation atmosphérique prédite par le modèle de circulation.

4.2 Couplage avec les brumes

On pense que les brumes oranges qui obscurcissent la surface de Titan sont crées à partir de la polymérisation d'espèces chimiques. Les macro-molécules ainsi créées coagulent, sédimentent et sont enfin entrainées par la circulation atmosphérique.

Avec Pascal Rannou (SA), nous avons couplé un modèle de micro-physique des aérosols (modèle basé sur une description fractale d'agrégats et développé à l'origine par Michel Cabane) avec la version 2D du modèle de circulation générale. Des résultats très récents montrent que les aérosols s'accumulent aux pôles dans la stratosphère sous l'effet de la subsidance (en moyenne sur l'année l'air descend dans les régions polaires). Ces aérosols ont avant tout un effet de radiateur qui tend à refroidir davantage ces régions et à intensifier en retour la subsidence dans les régions polaires.

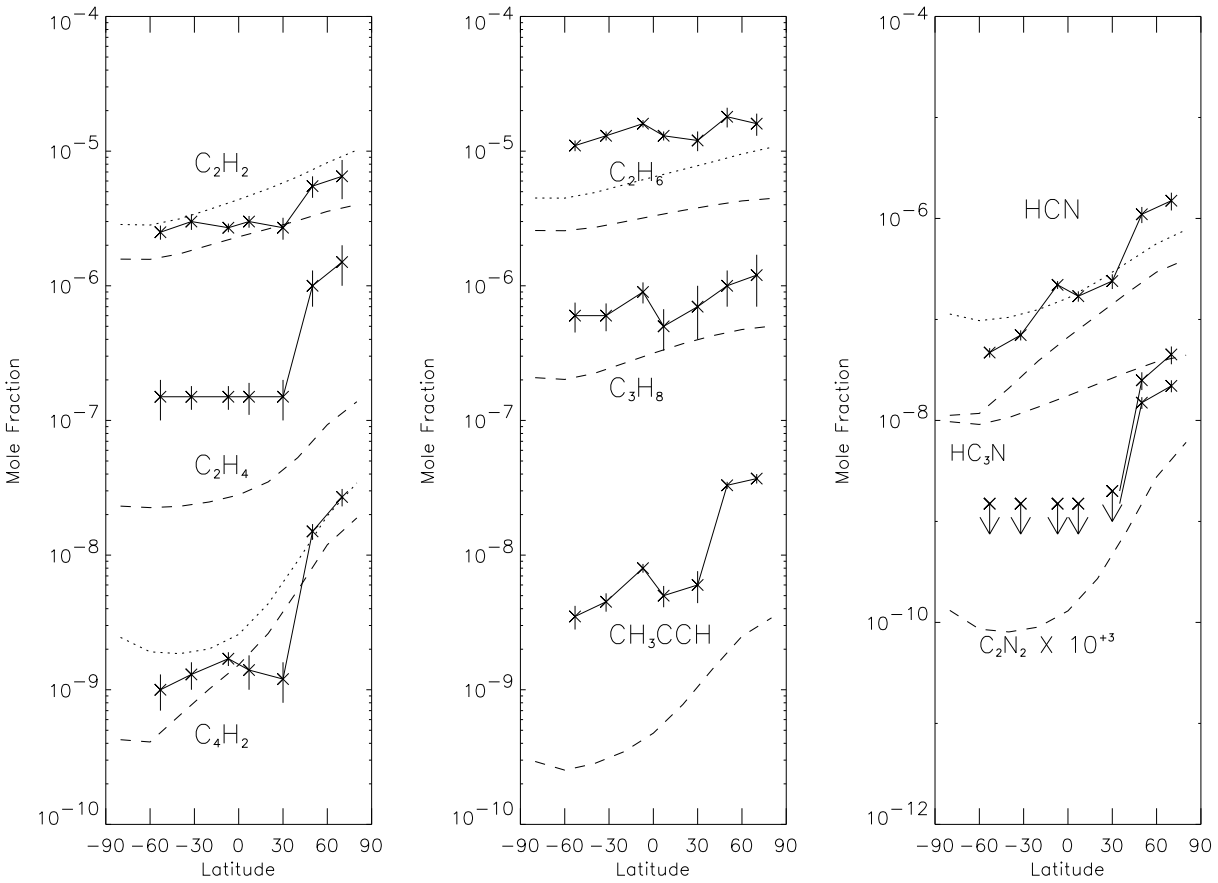

Figure 7: Profils latitudinaux de la concentration des espèces chimiques observées par Voyager. Les croix correspondent aux observations. Les tiretés au résultats du modèle de chimie-transport. Ce modèle inclue une quarantaine d'espèces chimiques. Le transport prend en compte la circulation méridienne moyenne et une paramétrisation du mélange latitudinal par les ondes transitoires. Les pointillés correspondent à des simulations avec des traceurs idéalisés pour lesquels le calcul des réactions chimiques est remplacé par une relaxation vers un profil vertical. Profil de rappel et temps de relaxation sont estimés à partir du modèle photochimique complet. Dans ces simulations, le forçage saisonnier n'intervient qu'au travers des modifications de la circulation méridienne. C'est le fait que le profil de rappel croisse fortement verticalement, couplé au transport méridien, qui explique l'enrichissement en espècess chimiques dans l'hémisphère nord : cet hémisphère sort alors de l'hiver, saison pendant laquelle l'air descendait dans cette région.

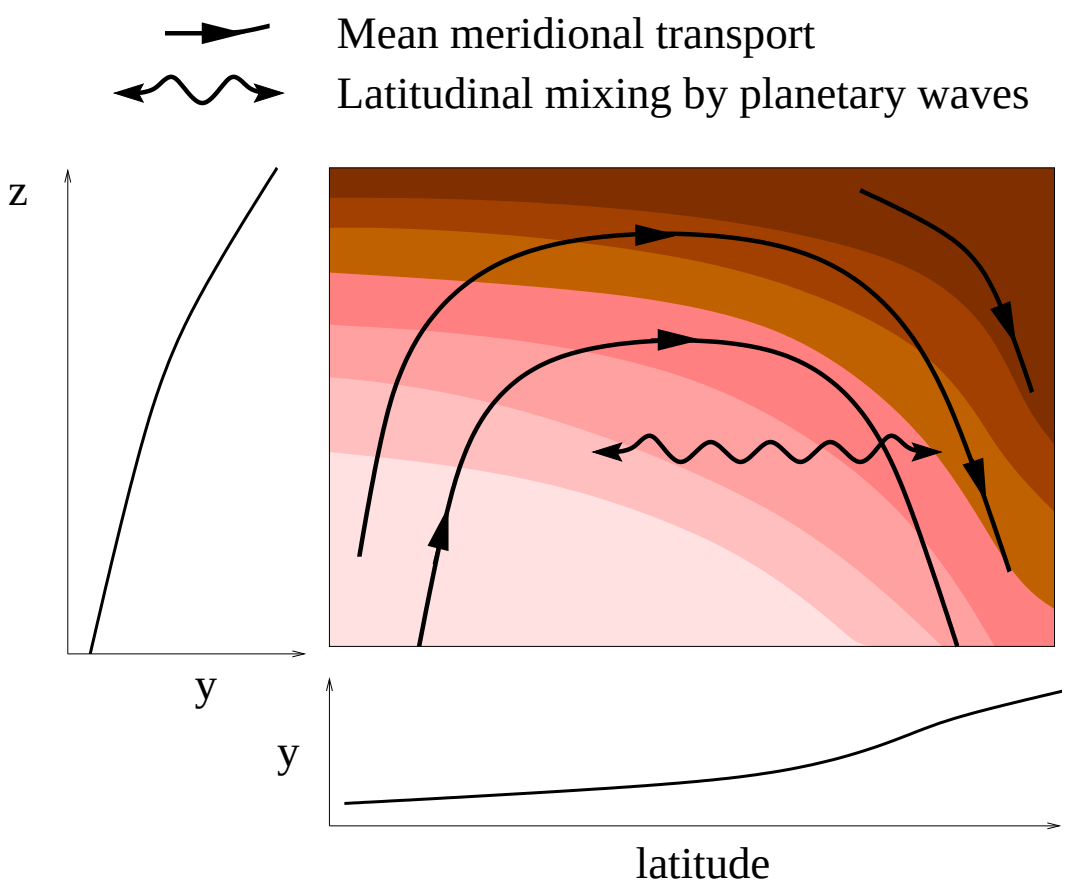

Figure 8: Schema de la circulation atmosphérique méridienne (flèches) et du transport des espèces chimiques (iso-concentrations en grisés) dans la stratopshère de Titan. Les profils en bas et à gauche représentent des coupes horizontale et verticale de la concentration en espèce chimique.

Cas de figure assez exceptionnel, le forçage radiatif correspondant aux variations en latitude de la brume est finalement du même ordre de grandeur que le forçage lié aux variations latitudinales et saisonnières de l'ensoleillement. La prise en compte de ce couplage, en renforçant les gradients pôles-équateur de température, renforce également le jet des moyennes latitudes conduisant à un bien meilleur accord avec les observations (Hubbard, 1993).

4.3 Etude des ondes planétaires

On a souligné que les ondes planétaires jouent un rôle essentiel dans cette circulation stratophérique. Or, jusque récemment, ces ondes étaient représentées de façon très sommaires dans le modèle 2D longitude-latitude, en utilisant un opérateur de dissipation latitudinal avec un coefficient de diffusion réglé de façon relativement arbitraire. Afin d'étudier ce point particulier, David Luz, qui effectue sa thèse à cheval entre Lisbonne et le LMD sous ma responsabilité, utilise un modèle global à une couche basé sur les équation de l'eau peu profonde. Ce modèle est forcé en rappelant le vent zonal vers un profil latitudinal avec un jet instable dans les moyennes latitudes. Nous nous sommes d'abord focalisés sur la quantification de la relation entre l'intensité du transport par les ondes et le degré d'instabilité de l'écoulement moyen. Ce travail a ensuite été utilisé pour dériver une paramétrisation plus physique de ces ondes transitoires pour le modèle climatique latitude-altitude. Deux publications seront prochainement soumises sur ce travail.

5 Autres

Indépendamment, j'ai continué à travailler sur Mars.

J'ai notamment collaboré avec une équipe de Louvain la Neuve pour pédire l'effet sur la rotation de Mars des modifications de la répartition des masses de CO_2 et du moment cinétique atmosphérique (Defraigne et al., 2000).

Nous avons également, avec Chritophe Hourdin, Jean-Louis Dufresnes (LMD) et Richard Fournier (LESETH/Toulouse), développé une nouvelle version du modèle radiatif martien (lui-même issu du modèle développé par Jean-Jacques Morcrette) basée sur le concept de puissances nettes échangées.

6 Objectifs et projets

J'ai commencé à m'investir sur le modèle LMDZ à partir des applications planétaires. J'ai largement participé à la mise sur pied de la version terrestre qui sert maintenant d'ossature au modèle du système Terre développé à l'IPSL. Ce modèle est à une période charnière. Il a été adopté par une large communauté mais il doit maintenant être nettement amélioré au niveau de sa climatologie pour répondre à l'ensemble des besoins (couplage avec l'océan, bonne représentation des échanges troposphère-stratosphère, ...). Ce sera un enjeu fondamental du LMD dans les quelques années qui viennent et je compte continuer à m'impliquer fortement sur ce point.

Je compte en particulier axer une part importante de mon activité de recherche dans les années qui viennent sur l'amélioration de la paramétrisation de la couche limite, en utilisant le "modèle du thermique" décrit plus haut. Au delà des améliorations possibles de la paramétrisation pour les situtions claires, elle doit maintenant être complétée, notamment

en y ajoutant le cycle de l'eau et les nuages. Je compte également mettre sur pied un projet de validation en continu de la couche limite du modèle LMDZ sur le SIRTA (Site instrumenté de l'IPSL situé à l'école Polytechnique) en utilisant les capacités de rafinement (zoom) et de guidage (nudging) offertes par le modèle.

Pour Titan, nous allons poursuivre le développement du modèle climatique. L'objectif est de disposer d'un modèle 2D et sans doute 3D couplé dynamique/chimie/micro-physique avant l'arrivée de Cassini-Huygens dans le système de Saturne. Le modèle devrait pouvoir être utilisé pour prévoir les séquences d'observations de Titan, en particulier en collaboration avec le DESPA.

Enfin, je voudrais également reprendre le travail sur l'investigation paramétrique des régimes de circulation atmosphérique ébauché lors de ma thèse.

References

Abdella, K., and N. McFarlane, 1997: A new second-order turbulence closure scheme for the planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1850–1867.

Ayotte, K. W., P. P. Sullivan, A. Andrn, S. C. Doney, A. A. Holtslag, W. G. Large, J. C. McWilliams, C.-N. Moeng, M. J. Otte, J. J. Tribbia, and J. C. Wyngaard, 1996: An evaluation of neutral and convective planetary boundary-layer parameterizations relative to large eddy simulations, *Boundary-layer Meteorol.*, **79**, 131–175.

Bézard, B., A. Coustenis, and C. P. McKay, 1995: Titan's stratospheric temperature asymmetry: a radiative origin, *Icarus*, **113**, 267–276.

Deardorff, J. W., 1972: Theoretical expression for the countergradient vertical heat flux, *J. Geophys. Res.*, **77**, 5900–5904.

Defraigne, P., O. de Viron, V. Dehant, T. Van Hoolst, and F. Hourdin, Mars atmospheric rotation induced by atmospheric co2 and winds, JGR, 2000.

Graziani, C., W. Klug, and S. Mosca, Real-time long-range dispersion model evaluation of the ETEX release, technical report, Joint Research Center, Office for Official Publications of the European Communities, 1996.

Hess, P. G., S. Nanda, and S. J. Flocke, 1996: Trajectories and related variations in the chemical composition of air for the mauna loa observatory during 1991 and 1992, *J. Geophys. Res.*, **101**, 14,543–14,568.

Holtslag, A. A. M., and B. A. Boville, 1993: Local versus non-local boundary-layer diffusion in a global climate model, *J. Climate*, **6**, 1825–1842.

Hourdin, F., and A. Armengaud, 1999: Test of a hierarchy of finite-volume schemes for transport of trace species in an atmospheric general circulation model, *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 822–837.

Hourdin, F., and J.-P. Issartel, 2000: Sub-surface nuclear tests monitoring through the ctbt xenon network, *Geophys. Res. Lett.*, 2245–2248.

Hourdin, F., F. Forget, and O. Talagrand, 1995: The sensitivity of the Martian surface pressure to various parameters: A comparison between numerical simulations and Viking observations, *J. Geophys. Res.*, **100**, 5501–5523.

Hourdin, F., J.-P. Issartel, B. Cabrit, and A. Idelkadi, 1999*a*: Reciprocity of atmospheric transport of trace species, *CRAS*, **329**, 623–628.

Hourdin, F. H., A. Idelkadi, M. Bonazola, L. Fairhead, M.-A. Filiberti, and J.-P. Issartel, 1999*b*: Exercice de simulation de dispersion atmosphérique pour l'accident de tokaimura, *La météorologie, 8eme serie.*

Hourdin, F., F. Couvreux, and L. Menut, Parameterisation of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals, submitted to J. of Atmosph. Sci., 2000.

Hubbard, W. B. p., 1993: The occultation of 28 Sgr by Titan, *Astron. Astrophys.*, **269**, 541–563.

Lebonnois, S., D. Toublanc, F. Hourdin, and P. Rannou, Seasonal variations of Titan's atmospheric composition, submitted to Icarus, 2000.

Merrill, J. T., 1994: Isentropic airflow probability analysis, *J. Geophys. Res.*, **99**, 25,8881–25,8889.

Pleim, J. E., and J. S. Chang, 1992: A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer, *Atmosph. Environ.*, **26A**, 965–981.

Prather, M. J., 1986: Numerical advection by conservation of second order moments, *J. Geophys. Res.*, **91**, 6671–6681.

Ramonet, M., J. C. Le Roulley, P. Bousquet, and P. Monfray, 1996: Radon-222 measurements during the tropoz ii campaign and coparison with a global atmospheric transport model, *J. Atmos. Chem.*, **23**, 107–136.

Russell, G. L., and J. A. Lerner, 1981: A new finite-differencing scheme for the tracer transport equation, *J. Appl. Met.*, **20**, 1483–1498.

Stull, R. B., 1984: Transilient turbulence theory. Part I: The concept of eddy-mixing across finite distances, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3351–3367.

Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensitivity to surface evaporation, *Boundary-layer Meteorol.*, **37**, 129–148.

H. Van Dop and K. Nodop (Eds.), *ETEX, A european tracer experiment*, vol. 32 of *Atmos. Enrionn. special issue, pp. 4089–4378*, 1998.

Van Leer, B., 1977: Towards the ultimate conservative difference scheme : IV. a new approach to numerical convection, *J. Computational Phys.*, **23**, 276–299.

III. Production scientifique

6.1 Parus ou sous presse dans des journeaux à comités:

– Billebaud, F., J. Rosenqvist, and H. F., 1998*a*, Observations of co in the atmosphere of mars in the (2-0) vibrational band at 2.35 microns, *Astron. Astrophys.*

– Bonazzola, M., L. Picon, H. Laurent, F. Hourdin, G. Sèse, H. Pawlowska, and R. Sadourny, Direct estimate of vertical profiles of horizontal wiund difvergences from Meteosat-5 data over the indian ocean, to J. of Geophys. Res., sous presse.

– Defraigne, P., O. de Viron, V. Dehant, T. Van Hoolst, and F. Hourdin, Mars atmospheric rotation induced by atmospheric co2 and winds, JGR, in press, 2000.

– Forget, F., F. Hourdin, C. Hourdin, and O. Talagrand, 1998*a*, Simulation of dust lifting and transport with the LMD Mars general circulation model, *Bull. Am. Astron. Soc.*, *30*, 1023.

– Forget, F., F. Hourdin, and O. Talagrand, 1998*b*, CO_2 snow fall on Mars: Simulation with a general circulation model, *Icarus*, *131*, 302–316.

– Forget, F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, S. R. Lewis, P. L. Read, and J.-P. Huot., 1999, Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *J. Geophys. Res.*, *104*, 24,155–24,176.

– Hourdin, F., and A. Armengaud, 1999, Test of a hierarchy of finite-volume schemes for transport of trace species in an atmospheric general circulation model, *Mon. Wea. Rev.*, *127*, 822–837, 1999.

– Hourdin, F., and J.-P. Issartel, 2000, Sub-surface nuclear tests monitoring through the ctbt ^{133}xe network, *GRL in press*, 2000.

– Hourdin, F., J.-P. Issartel, B. Cabrit, and A. Idelkadi, 1999*a*, Reciprocity of atmospheric transport of trace species, *CRAS*, *329*, 623–628, 1999*a*.

– Lebonnois, S., D. Toublanc, F. Hourdin, and P. Rannou, Seasonal variations of Titan's atmospheric composition, Icarus, sous presse.

– Lewis, S. R., M. Collins, P. L. Read, F. Forget, F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, and J.-P. Huot., 1999, A climate database for Mars, *J. Geophys. Res.*, *104*, 24,177–24,194.

6.2 Soumis

– Hourdin, F., F. Couvreux, and L. Menut, Parameterisation of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals, submitted to J. of Atmosph. Sci., 2000.

6.3 Autres

– Hourdin, F. H., A. Idelkadi, M. Bonazola, L. Fairhead, M.-A. Filiberti, and J.-P. Issartel, 1999*b*, Exercice de simulation de dispersion atmosphérique pour l'accident de tokaimura, *La météorologie, 8eme serie*, 1999*b*.

IV. Autres activités liées au métier de chercheur

Co-encadrement de thèses

- Circulation générale et photochimie dans l'atmosphère de Titan (Sébastien Lebonnois, 30%, soutenue en 2000).
- A numerical study of barotropic waves (David Luz, 100%, en cours).
- Initialisation et inversion de simulations de la campagne INDOEX (Marine Bonazzola, 30%, en cours).
- Simulation du transport atmosphérique aux échelles continentales avec le modèle LMDZT (Abderrahmane Idelkadi, 100%, en cours).

Autres

- Encadrement de stages une à deux fois par an (Magistère ou DEA).
- Enseignement dans le magistère des sciences de la Terre de l'ENS. 15 heures de cours, avec 15 heures de TD encadrées par une autre personne.
- Membre de la CSE de Versailles/St-Quentin.
- Rôle moteur dans le projet LMDZ (développement du code, validation, organisation de réunions mensuelles).
- Mise sur pied d'une lettre d'information semestrielle sur le modèle LMD-Z, LMD-Zinfo (le second numéro est sorti en mai 2001).
- Co-convener de sessions EGS.
- A l'origine d'un contrat avec l'Agence Spatiale Européenne pour le développement d'une base de données climatiques martienne. Ce contrat a permis de financer depuis 4 ans un CDD en continu plus des moyens informatiques et des missions.
- Contrats avec le CEA/DAM pour effectuer des études dans le cadre du TICE (cf. plus haut).
- Encadrement de CDDs liés aux deux contrats précédents.
- Participation de moins en moins active aux différents programmes nationaux dont le caractère technocratique et inefficace s'affirme chaque jour.