

# ÉVALUATION DE L'HUMIDITE DE LA TROPOSPHÈRE LIBRE TROPICALE DANS LES MCGs AVEC METEOSAT : Méthodologie et applications à AMIP-2

Hélène BROGNIEZ, Rémy ROCA et Laurence PICON  
LMD/ IPSL, Ecole Polytechnique, 91128 Palaiseau Cedex

Dans le cadre de l'exercice international d'inter-comparaison AMIP-2 nous avons évalué la représentation de la vapeur d'eau troposphérique dans un ensemble de 14 modèles atmosphériques de climat à l'aide d'une climatologie d'humidité de la troposphère (FTH), issue des observations METEOSAT et couvrant la période 1984-1996. Les observations brutes du satellite sont tout d'abord simulées à partir des sorties des modèles et le même algorithme d'inversion est appliqué au satellite et aux radiances synthétiques pour minimiser les biais méthodologiques éventuels. L'analyse du cycle saisonnier moyen des régions sèches révèle une bonne cohérence du modèle moyen avec les observations, l'ensemble des MCG présentant toutefois une dispersion importante des simulations pendant la saison juillet-août-septembre (JAS). A l'échelle interannuelle, la détermination de l'écart-type normalisé, mettant en évidence la forte variabilité des régions sèches subtropicales, montre une similitude entre quelques modèles et les observations, malgré des évolutions interannuelles présentant peu de corrélation avec les observations.

## 1. INTRODUCTION

En terme de concentration dans la troposphère, la vapeur d'eau est le plus important des gaz à effet de serre. La reproduction de la distribution spatiale de la vapeur d'eau et de son transport dans les hautes couches de l'atmosphère constitue un défi primordial à relever pour les modèles de climat. Les observations satellitales dans la bande de forte absorption de la vapeur d'eau (~6-7 $\mu$ m) offrent la possibilité d'évaluer l'humidité des plus hautes couches de la troposphère des modèles des régions tropicales et subtropicales. Dans le cadre d'un sous-projet d'analyse (n°34, [Roca et Picon, 1999]) de l'exercice d'intercomparaison AMIP-2 (Atmospheric Model Intercomparison Project), nous avons évalué la représentation de la FTH de 14 MCGs participant au AMIP-2 à l'aide d'une climatologie de FTH pour la région Afrique/Océan Atlantique couvrant la période 1984-1995, et issue d'observations METEOSAT-5 homogénéisées [Picon *et al.*, 2003] dont l'étalement est ajusté sur celui, plus stable temporellement, de HIRS-12 [Bréon *et al.*, 2000].

## 2. MÉTHODOLOGIE

La méthode d'analyse est basée sur l'approche dite « modèle-vers-satellite » qui amène à simuler, par l'intermédiaire d'un modèle de transfert radiatif, les températures de brillances ( $T_B$ ) comparables aux observations satellitales à partir de l'atmosphère synthétique du modèle de climat [e.g. Roca *et al.*, 1997]. Le modèle de transfert radiatif utilisé ici est la version 7 du modèle RTTOV [Matricardi *et al.*, 2004] adapté de façon à tenir compte des caractéristiques spectrales du radiomètre «Vapeur d'Eau» MET-5 et de sa géométrie de visée. Par manque d'information sur la couverture nuageuse utilisable pour les calculs radiatifs, seules les  $T_B$  de ciel clair ont été considérées dans le modèle RTTOV-7. La figure 1 illustre les  $T_B$  observée par MET-5 et simulées par 2 MCGs pour le mois de juillet 1992. Les 2 modèles reproduisent les deux zones de subsidences principales localisées dans les deux hémisphères (Atlantique Sud et Est de la Méditerranée) par des valeurs des valeurs élevées de  $T_B$ . Ainsi, le modèle n°1 situe de façon réaliste ces deux zones sèches tandis que le modèle n°2 ne reproduit ni leur position ni leur amplitude. Enfin, on peut constater que l'extension de la ZCIT située vers 10°N dans les données MET-5 ( $T_B \geq 240K$ ) n'est pas reproduite par cet échantillon de simulations.

En ciel clair, la  $T_B$  «VE» est reliée à l'humidité relative moyenne d'une couche de la troposphère (FTH -Free Tropospheric Humidity-), l'épaisseur de cette couche variant avec le type d'atmosphère observé et couvrant la totalité de la troposphère libre dans les cas subtropicaux les plus secs [Brogniez *et al.*, 2004]. L'interprétation des  $T_B$ , synthétiques ou observées par MET-5, est réalisée par l'intermédiaire d'une relation log-linéaire, faisant intervenir la structure thermique de l'atmosphère, issue d'une théorie radiative simplifiée pour la région spectrale «VE» [Soden et Bretherton, 1993; Stephens *et al.*, 1996] :

$$\ln\left(\frac{FTH \times p_0}{\langle \beta \rangle \times \cos \theta}\right) = a \times T_B + b \quad (1)$$

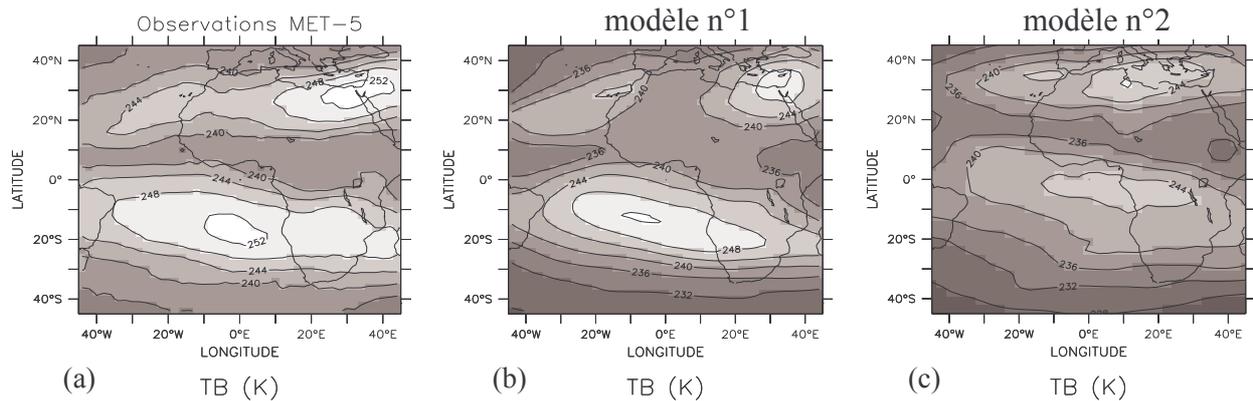


Fig 1 : Températures de brillance « VE » (en K) pour juillet 1992. Données MET-5( $2^\circ \times 2^\circ$ ) (a) et champs ciel clair simulés pour 2 modèles (b, c). L'intervalle entre les isolignes est de 4K.

où  $p_0$  et  $\langle \beta \rangle$  décrivent la structure thermique de la colonne d'atmosphère (resp. pression de l'isotherme 240K normalisée à 300hPa et moyenne verticale du gradient de température) et  $\theta$  est l'angle de visée du satellite. L'interprétation des  $T_B$  en FTH conduit ainsi à déconvoluer le signal «VE» de ciel clair des effets angulaires et thermiques, et permet une interprétation en une variable thermodynamique d'humidité plus significative qu'une température de brillance. Les coefficients  $a$  et  $b$  sont obtenus par régression linéaire sur une base d'apprentissage constituée de profils issus des ré-analyses ERA-40 représentatifs des régions tropicales et subtropicales traitées.

La quantité FTH s'interprète comme l'humidité relative moyenne de la troposphère libre, pondérée sur la verticale par le jacobien d'humidité relative  $\mathcal{K}(RH)$  calculé localement à l'aide du modèle RTTOV-7 [Brogniez *et al.*, 2004]. L'utilisation locale de l'opérateur de moyenne verticale  $\mathcal{K}(RH)$  permet de situer de façon précise la couche de l'atmosphère observée dans la bande «VE». Ainsi, cet opérateur amène à une inversion caractérisée par un biais négligeable de 0,19% et une RMS absolue de 1,59%, des études similaires situant généralement l'erreur d'inversion vers 2-3% en moyenne avec une RMS absolue située entre 6 et 9% [e.g. Soden et Bretherton, 1996; Jackson et Bates, 2001]. Les paramètres thermiques  $p_0$  et  $\langle \beta \rangle$  sont calculés à partir des profils de températures provenant, dans le cas des modèles, des simulations, et, dans le cas des observations MET-5, des ré-analyses ERA-40 (collocation spatiale et temporelle).

Les simulations AMIP-2 de température et d'humidité spécifique des 14 MCGs évalués sont fournies sur 17 niveaux de pression standard (1000 – 10hPa), en moyenne mensuelle (1984-1995) sur des grilles dont la résolution varie de  $1,875^\circ$  (modèle JMA) à  $5,6^\circ$  (modèle CCSR) de côté. Les comparaisons avec les observations sont réalisées dans un premier temps sur le cycle saisonnier moyen, puis à l'échelle interannuelle.

### 3. RÉSULTATS DE L'ÉVALUATION

#### a. Le cycle saisonnier moyen

A cette échelle, nous nous focalisons sur les régions sèches en terme de FTH dans le but d'évaluer uniquement les scènes non contaminées par des nuages situés dans les niveaux moyens ou élevés de la troposphère, les nuages bas affectant peu la radiance «VE» [e.g. Schmetz et Turpeinen, 1988]. Un seuil arbitraire de 25% en FTH est ainsi appliqué à la fois sur les observations et sur les simulations. La figure 2 présente les cycles saisonniers moyens calculés dans l'hémisphère Sud de la région METEOSAT:  $45^\circ\text{S}$ - $10^\circ\text{N}$  (HS). L'écart-type interannuel des observations est également représenté, ainsi que le cycle saisonnier moyen de l'ensemble des 14 MCGs afin d'avoir une estimation de la tendance moyenne des simulations. On peut constater que le cycle saisonnier moyen du modèle représentant l'ensemble des MCGs évalués est cohérent avec les observations. Malgré cette cohérence du modèle moyen, on peut noter qu'il existe une dispersion importante des simulations dans l'ensemble, et plus particulièrement pendant l'été: en juillet, l'écart maximum sur l'ensemble des simulations est d'environ 13%, tandis que pendant les autres mois la dispersion maximale est de 5 à 6%.

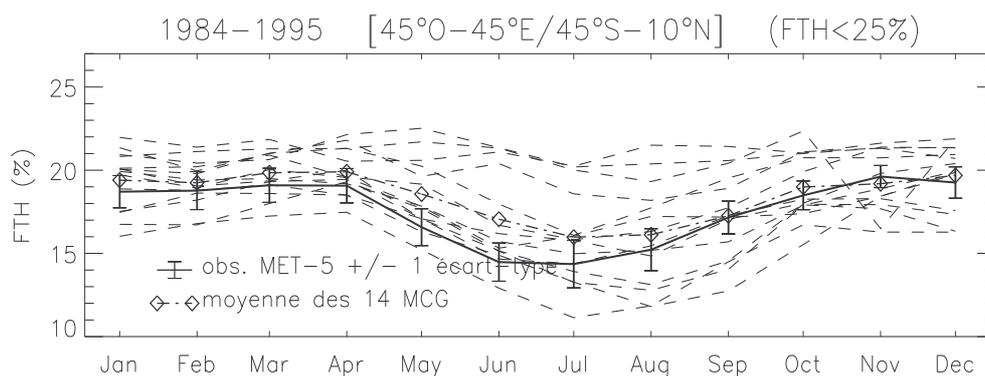


Fig 2 : Cycles saisonniers moyens 1984-1995 de la FTH (en %) simulée pour chaque MCG (tirets), la moyenne de l'ensemble des MCGs (losanges) et celle observée par MET-5  $\pm$  un écart-type (trait épais). Le calcul est réalisé sur les zones de  $FTH \leq 25\%$ .

Des analyses complémentaires, fondées sur le calcul des moyennes et écarts-types spatiaux ainsi que sur la détermination du point le plus sec dans chacun des deux hémisphères, montrent que quelques modèles ont des problèmes de localisation des structures sèches primordiales pour la redistribution de l'énergie, ainsi que des écarts-types spatiaux insuffisants, certains jusqu'à deux fois plus faibles que ceux observés. De plus, la majorité des modèles n'atteint pas le niveau de sécheresse de la troposphère libre observé par MET-5.

### b. La variabilité interannuelle

Les variabilités interannuelles des simulations de FTH de la saison JAS sont appréhendées par le calcul de l'écart-type normalisé de cette saison, ceci permettant d'évaluer les fluctuations du signal autour de la moyenne par rapport à l'amplitude de ce signal. La figure 3 présente les distributions spatiales des écarts-types normalisés pour les observations et 2 MCGs de l'ensemble.

Juillet–Aout–Septembre 1984–1995

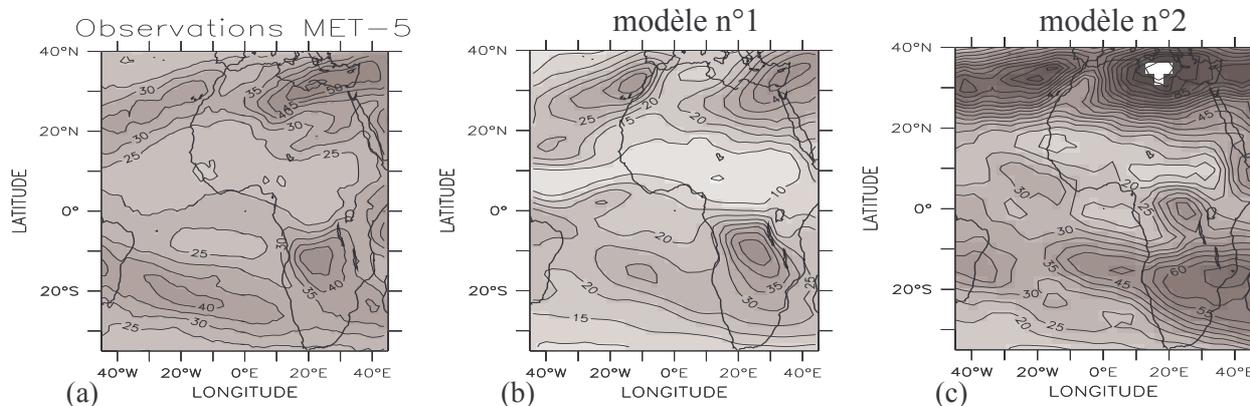


Fig 3 : Écarts-types normalisés (en % du signal moyen) de la FTH de la saison JAS sur la période 1984-1995 pour les observations MET-5(a) et 2 MCGs (b, c). L'intervalle est de 5%. Les zones manquantes correspondent à des valeurs supérieures à 100%.

Les données FTH sont caractérisées par une forte variabilité interannuelle relative des régions sèches subtropicales. Les fluctuations les plus fortes sont observées dans la région de l'Est de la Méditerranée ( $\geq 50\%$ ) et un second maximum ( $\geq 40\%$ ) est situé au niveau de la zone frontière entre les deux minima d'humidité de l'hémisphère Sud (cf figure 1(a)). Les écarts-types normalisés des 2 MCGs révèlent des structures similaires à ce que l'on peut noter sur les observations, les valeurs des maxima variant toutefois d'un modèle à l'autre. Tandis que les amplitudes et positions des fluctuations des simulations du modèle n°1 sont proches des observations, le modèle n°2 présente des intensités de variations plus importantes que celles observées, et plus particulièrement dans l'hémisphère Nord, ce qui suggère notamment une réponse trop forte du modèle au forçage de température de surface de la mer imposé comme conditions aux limites, ainsi que des mouvements verticaux trop intenses.

L'étude de la variabilité interannuelle de deux régions sèches (Est de la Méditerranée et Atlantique Sud) révèle que, bien que le modèle moyen de l'ensemble présente un cycle interannuel cohérent avec les observations, mais trop humide de 5 à 10%, il semble que les modèles ont des difficultés à reproduire de façon réaliste les caractéristiques des observations.

#### 4. CONCLUSIONS

Ces résultats mettent en évidence la difficulté qu'ont les MCGs à reproduire la distribution de la vapeur d'eau troposphérique ainsi que sa variabilité spatiale et temporelle. La majorité des MCGs n'atteignant pas le niveau de sécheresse observé, ceci implique qu'ils aient une faible sensibilité à un forçage radiatif externe, suggérant des mécanismes de rétroaction biaisés. De plus, la non reproduction de la variabilité interannuelle des deux régions sèches laisse supposer une mauvaise représentation du transport de la vapeur d'eau depuis les sources vers les puits d'humidité. Par exemple, des études climatologiques de la base de données FTH nous ont conduit à mettre en évidence un mécanisme de mélange de masses d'air tropicales et extra-tropicales qui dirige la variabilité intrasaisonnière de la FTH de l'Est de la Méditerranée, qui se reflète dans l'analyse interannuelle. L'utilisation des simulations à plus fine échelle temporelle devrait ainsi permettre de mieux analyser la représentation du transport de la vapeur d'eau troposphérique, ainsi que les mécanismes de sa variabilité.

#### REFERENCES

- Bréon F-M., D. Jackson and J. Bates, 2000: Calibration of the METEOSAT water vapor channel using collocated NOAA/HIRS-12 measurements. *J. Geophys. Res.*, **105**, 11.925-11.933.
- Brognez H., R. Roca and L. Picon, 2002: First results of the AMIP-2 GCMs evaluation using METEOSAT water vapor data. *Proc. of the AMIP workshop: towards innovative Model Diagnostics, 12-15 Nov 2002, Toulouse, France.*
- Brognez H., R. Roca and L. Picon, 2004: Interannual and intraseasonal variabilities of the Free Tropospheric Humidity using METEOSAT water vapor channel over the tropics. *Proc. of the Eumetsat Meteorological Satellite Conference, 31 May to 4 June 2004, Prague, Czech Rep.*
- Jackson D. and J. Bates, 2001: Upper tropospheric humidity algorithm assessment. *J. Geophys. Res.*, **106**, 32.259-32.270.
- Matricardi M., F. Chevallier, G. Kelly and J-N. Thépaut, 2004: An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quat. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 153-173.
- Picon L., R. Roca, S. Serrar and M. Desbois, 2003: A new METEOSAT "water vapor" archive for climate studies. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi: 10.1029/2002JD002640.
- Roca R., L. Picon, M. Desbois, H. Le Treut and J-J. Morcrette, 1997: Direct comparison between METEOSAT water vapor channel and GCM results. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 147-150.
- Roca R. and L. Picon, 1999: Evaluation of convection and upper level moisture and their links using METEOSAT water vapor channel data. *AMIP-II diagnostic subproject 34.*
- Schmetz J. and O. Turpeinen, 1988: Estimation of the upper tropospheric relative humidity field from METEOSAT water vapor image data. *J. Appl. Meteor.*, **27**, 889-899.
- Soden B. and F. Bretherton, 1996: Interpretation of TOVS water vapor radiances in terms of layer-averaged relative humidities: method and climatology for the upper, middle and lower troposphere. *J. Geophys. Res.*, **101**, 9333-9343.
- Stephens G., D. Jackson and I. Wittmeyer, 1996: Global observations of upper tropospheric water vapor derived from TOVS radiance data. *J. Climate*, **9**, 305-326.