



HAL
open science

L'apport des nouvelles missions spatiales à sondeurs actifs : Résultats récents de CALIPSO, CloudSat et l'A-Train

Jacques Pelon, Didier Tare, Anne Garnier, Anne Lifermann

► **To cite this version:**

Jacques Pelon, Didier Tare, Anne Garnier, Anne Lifermann. L'apport des nouvelles missions spatiales à sondeurs actifs : Résultats récents de CALIPSO, CloudSat et l'A-Train. *La Météorologie*, 2011, Numéro 75 (Novembre), pp.15-22. hal-00675203

HAL Id: hal-00675203

<https://hal.science/hal-00675203>

Submitted on 4 Jun 2021

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

L'apport des nouvelles missions spatiales à sondeurs actifs

Résultats récents de CALIPSO, CloudSat et l'A-Train

Jacques Pelon⁽¹⁾, Didier Tanré⁽²⁾, Anne Garnier⁽³⁾ et Anne Lifermann⁽⁴⁾

(1) LATMOS/IPSL, université Pierre-et-Marie-Curie
4, place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05

(2) LOA, université de Lille 1, Villeneuve d'Ascq, France

(3) LATMOS/IPSL, université Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines, Guyancourt, France

(4) CNES, Toulouse, France

Résumé

Deux missions spatiales (CALIPSO et PARASOL), dans lesquelles la communauté scientifique française est directement impliquée, font partie du premier observatoire spatial (A-Train) en orbite autour de la Terre. Les satellites sont placés sur des orbites très proches permettant des observations quasi simultanées d'un large ensemble de paramètres radiatifs concernant les aérosols et les nuages. L'objectif principal visé par CALIPSO est d'apporter, avec la mission CloudSat, les informations manquant jusqu'à présent sur la distribution verticale des aérosols et des nuages. Cet objectif est en partie atteint, et CALIPSO et CloudSat ont permis d'obtenir la première série pluriannuelle globale (sur 5 ans) de l'évolution spatiale de la structure des aérosols et des nuages. De nombreux paramètres radiatifs sont maintenant déterminés par CALIPSO, CloudSat et PARASOL, et des synergies entre instruments de l'A-Train sont développées. Les observations de l'A-Train constituent ainsi une source importante d'information pour l'ensemble de la communauté scientifique, aussi bien pour l'analyse des observations que pour la modélisation. Elles permettent de mieux quantifier les propriétés des aérosols et des nuages, leurs interactions et leur rôle dans l'évolution du système climatique. Nous présentons ici quelques-uns des résultats obtenus.

...

Constellation de satellites volant en formation derrière la plate-forme *Aqua* de la NASA⁽¹⁾, l'A-Train⁽²⁾ a été complété en 2006 avec la mise en orbite des plates-formes spatiales *CALIPSO*⁽³⁾ de la NASA et du CNES⁽⁴⁾, et *CloudSat*⁽⁵⁾ de la NASA et de la Canadian Space Agency, qui ont rejoint *Aqua*, le microsatellite de la mission *PARASOL*⁽⁶⁾ (CNES) et la plate-forme *Aura* (NASA). L'objectif premier des trois missions, *CALIPSO*, *CloudSat* et *PARASOL*, est d'améliorer nos connaissances sur les propriétés radiatives (altitude, paramètres optiques et microphysiques) des nuages et des aérosols et sur les précipitations (*CloudSat*).

Cinq années se sont écoulées depuis le lancement de *CALIPSO* et de *CloudSat*, plus de six ans depuis celui de *PARASOL*, et la base de données fournit désormais un ensemble très large d'observations permettant des avancées significatives dans les domaines visés. La combinaison des différentes observations offertes par l'ensemble des instruments implantés sur les plates-formes de l'A-Train a permis de disposer, pour la première fois, d'un observatoire spatial offrant des possibilités considérables. Les données ont rapidement été mises à disposition, grâce au défi relevé par les équipes impliquées dans leur développement ou leur utilisation, et cela s'est avéré très bénéfique pour améliorer leur qualité. Aujourd'hui, ces données sont exploitées par de nombreuses équipes scientifiques pour l'étude du forçage radiatif et des

processus dynamiques, radiatifs et physico-chimiques contrôlant les propriétés des aérosols et des nuages.

La spécificité des missions *CALIPSO* et *CloudSat* est d'embarquer des instruments actifs, lidar et radar, utilisant respectivement une source laser et un émetteur micro-onde (voir l'encadré « Lidar et radar »). Ces instruments permettent d'accéder, de façon inégalée, à la distribution verticale des couches d'aérosols, des nuages et des paramètres optiques et microphysiques associés. Il s'agit d'un apport essentiel car seuls les sondeurs météorologiques offraient jusqu'à présent cette possibilité, avec toutefois une résolution verticale plus faible.

La complémentarité des mesures par lidar et radar avec celles de l'A-Train réside à la fois dans l'amélioration de la restitution d'un paramètre donné et de sa distribution spatiale en comparant, améliorant et combinant différentes observations et méthodes (par exemple les mesures d'altitude ou de pression sur une cible nuageuse) et dans la possibilité

(1) NASA : National Aeronautics and Space Administration.

(2) A-Train : A pour Afternoon (après-midi).

(3) CALIPSO : Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations.

(4) CNES : Centre national d'études spatiales.

(5) CloudSat : Cloud Satellite.

(6) PARASOL : Polarisation et anisotropie des réflectances au sommet de l'atmosphère, couplées avec un satellite d'observation emportant un lidar.

Abstract

Recent results from the CALIPSO, CloudSat and PARASOL space missions in the A-Train

The CALIPSO and CloudSat missions have joined PARASOL and the A-Train in 2006. CALIPSO resulting from a successful cooperative effort between NASA and CNES, had led (with CloudSat) to the first multiyear global view of the missing vertical structure of aerosols and clouds. After this first step, comparisons and quantitative assessments of passive sensor performance have been performed using CALIOP (Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) observations. Complementarity observations within A-Train constellation are being developed to improve operational retrievals and allow a variety of synergistic retrievals of aerosol and cloud properties. The international community, involving both observers and modelers, is using this new A-Train dataset more and more. CALIPSO, CloudSat and PARASOL observations have already provided new insights into characteristics of aerosol and clouds which are critical to understanding of their role in the climate system. Some of the results are briefly presented.

(1) AIRS : Atmospheric Infrared Sounder.
AMSR-E : Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System.
OMI : Ozone Monitoring Instrument.
MLS : Microwave Limb Sounder.
MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.
(2) MISR : Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer.

Lidar et radar

Le lidar (acronyme de Light Detection And Ranging) de CALIPSO et le radar (acronyme de Radio Detection And Ranging) de CloudSat fonctionnent sur le même principe mais, dans le cas du lidar, les ondes sont émises par une source laser dans le domaine spectral proche infrarouge et visible, et, dans le cas du radar, elles le sont dans le domaine des micro-ondes. Le lidar utilise une source laser à impulsions brèves dont la durée est d'une dizaine de nanosecondes. Lors de leurs parcours dans l'atmosphère, les photons émis par la source laser sont diffusés dans toutes les directions par les molécules gazeuses, les aérosols et les gouttelettes nuageuses. À la longueur d'onde radar, seules l'absorption par la vapeur d'eau et la diffusion nuageuse sont importantes. Le fait que les impulsions émises par le lidar et le radar soient très brèves permet d'obtenir une analyse en distance des échos et de reconstituer la structure verticale de l'atmosphère. Le lidar et le radar permettent d'effectuer des observations de jour comme de nuit, même si les mesures lidar de jour sont plus « bruitées » du fait du flux solaire diffusé qui est détecté simultanément. La diffusion, très importante, par les gouttelettes nuageuses atténue fortement le signal lidar rétro-diffusé et limite la distance de sondage dans les nuages bas.

de restituer un ensemble de paramètres atmosphériques clés par combinaison des observations. Les mesures passives multi-spectrales classiques (AIRS, AMSR-E, OMI, MLS, MODIS, etc.)⁽¹⁾ ou multi-spectrales et en polarisation (PARASOL) permettent, en effet, d'apporter l'information spatiale horizontale nécessaire sur des paramètres optiques et microphysiques similaires, mais avec une résolution verticale plus faible quand elle existe (par exemple avec le sondeur de AIRS, le radiomètre de MISR⁽²⁾ ou l'imagerie de PARASOL). Avant de passer à cette phase d'exploitation complémentaire, les validations et les comparaisons au sein de l'A-Train ont permis de définir la confiance que l'on peut accorder aux différentes composantes.

Nous présenterons quelques-uns des résultats marquants obtenus et nous montrerons comment ces nouvelles observations sont utilisées pour elles-mêmes et pour améliorer les modèles de prévision météorologique et climatique. D'autres applications ont également vu le jour que nous évoquerons plus brièvement.

Un tout premier bilan de ces nouvelles missions a été réalisé lors du symposium sur l'A-Train qui s'est tenu à Lille en 2007. Il a permis de montrer l'apport de ces observations et de susciter un grand intérêt de la part de la communauté scientifique. Le deuxième symposium sur l'A-Train, qui s'est déroulé en octobre 2010, à La Nouvelle-Orléans, a permis de voir comment ces données étaient utilisées et a clairement fait apparaître que les observations actives répondaient (au moins partiellement) à certaines des questions restées jusqu'ici sans réponse satisfaisante.

Il s'agit en particulier des questions suivantes :

- la distribution des couches de nuages et aérosols sur la verticale (en incluant l'identification des aérosols au-dessus des nuages, situation pouvant conduire à une forte augmentation de l'effet radiatif induit par des aérosols absorbants) ;
- la caractérisation de zones d'interaction aérosols-nuages ;
- la partition entre les différentes phases nuageuses ;
- la fréquence et l'intensité des précipitations ;
- les forçages radiatifs induits ;
- et la façon d'utiliser ces informations pour contraindre les schémas des modèles.

Nous allons en présenter quelques exemples.

Fraction nuageuse et distribution spatiale

La fraction nuageuse est une quantité intégrée sur la colonne atmosphérique que les mesures spatiales permettent de déterminer en premier lieu. Il est cependant assez surprenant de constater que l'incertitude sur cette quantité intégrée reste assez élevée, de l'ordre de 5 % sur une valeur moyenne de 65 % environ (Stubenrauch et al., 2011), ce qui rend difficile l'exploitation de séries temporelles climatologiques impliquant des capteurs différents. Une des causes des différences observées provient à la fois de la différence de sensibilité spectrale des instruments, de la résolution spatiale et des méthodes de détection des types nuageux.

Cela devient encore plus complexe quand on se réfère à la classification nuageuse, même si on se réfère à trois catégories (nuages hauts, moyens ou bas) comme dans la climatologie de référence ISCCP⁽¹⁾, réalisée à partir de méthodes privilégiant les mêmes analyses à partir des satellites géostationnaires et défilants polaires. Les nuages bas ont été identifiés comme des éléments critiques dans la rétroaction climatique (Bony et Dufresne, 2005) et leur détection fait l'objet d'une attention particulière. Plusieurs études ont ainsi montré sur le plan quantitatif ce que l'on savait de façon qualitative, à savoir que la statistique des occurrences nuageuses développée dans le cadre du projet ISCCP présentait une forte surestimation des nuages moyens et une sous-estimation des nuages bas, notamment dans l'hémisphère sud (Rossow et Zhang, 2010). Parmi les mesures radiométriques, seules celles effectuées de jour peuvent offrir une bonne capacité de détection des nuages bas (le contraste en infrarouge thermique reste trop faible). L'observation de jour peut malgré tout être biaisée dans le cas de nuages peu développés, avec de faibles contenus en eau liquide, ou bien en présence de cirrus. Le lidar de CALIPSO apporte alors un complément d'information essentiel grâce à la résolution spatiale de ses mesures. La comparaison de plusieurs climatologies (statistiques) indépendantes disponibles, en cours dans le cadre du programme GEWEX⁽²⁾, permet de confirmer que la sensibilité des techniques à la présence de cirrus peut également expliquer une part importante des différences observées (Stubenrauch et al., 2011). Les analyses réalisées en limitant la sensibilité des instruments actifs pour ces nuages et en tirant avantage des mesures colocalisées et simultanées de l'A-Train, révèlent, par ailleurs, d'autres problèmes liés à la détection des nuages bas sur mer ou moyens sur terre.

La mise en place de simulateurs instrumentaux dans les modèles (Chepfer et al., 2010) a en outre permis d'effectuer ce même exercice de comparaison avec les simulations numériques des nuages dans les modèles de prévision météorologique et de climat. Les résultats dépendent des schémas nuageux utilisés mais, en général, les nuages bas sont mal représentés dans les modèles. On peut toutefois souligner la très bonne représentativité (en termes d'occurrence spatiale et temporelle de nuages) du schéma nuageux du modèle du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT).

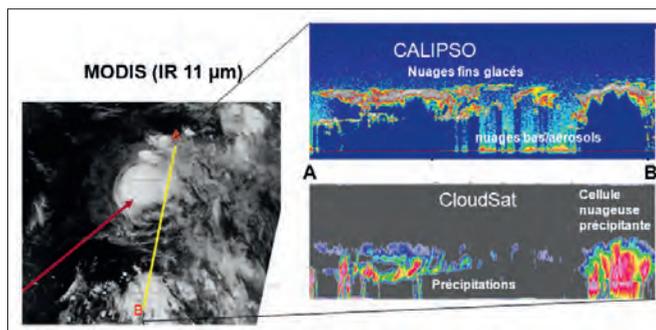


Figure 1 - Exemple de complémentarité entre les observations de la structure nuageuse effectuées par l'A-Train lors d'un passage au-dessus de la tempête tropicale Maria (2006).

Citons ici, comme autre illustration des améliorations possibles des schémas nuageux, les résultats d'une étude effectuée sur le cycle diurne des nuages de couche limite, pour lesquels la grande résolution verticale du lidar (30 m) est un avantage. La confrontation des résultats des simulations numériques aux observations a conduit à modifier le schéma de convection peu profonde permettant de mieux décrire la formation des cumulus des alizés dans le modèle du Centre européen (Ahlgrimm et Köhler, 2010). En effet, les observations de CALIPSO ont montré que les altitudes étaient surestimées de plusieurs centaines de mètres avec le schéma de flux de masse classique utilisé jusqu'alors qui ne permettait pas un transport vertical suffisant d'humidité.

On peut également citer les études développées au Centre national de recherches météorologiques (CNRM) par D. Bouniol et collaborateurs, qui concernent la caractérisation des systèmes nuageux associés à la progression du front de mousson en Afrique de l'Ouest. Les mesures de l'A-Train ont, en particulier, permis de mettre en évidence une catégorie de nuages de moyenne altitude (vers 6 km environ), qui s'étendent de la côte guinéenne jusqu'au-dessus du Sahara, non présents dans les schémas conceptuels et, en général, absents dans les prévisions numériques météorologiques et climatiques. Les processus de formation de ces nuages restent incertains et, de manière plus générale, il convient d'améliorer la représentation des interactions dynamiques et radiatives à plus petite échelle.

Les observations des missions de l'A-Train ont donc tout d'abord été analysées pour réaliser des classifications, mais très vite des combinaisons d'observations ont été effectuées. L'intensité du signal mesuré dépend toutefois des propriétés microphysiques. Ainsi, les mesures radar ne permettent pas de détecter les couches nuageuses ne contenant que des gouttes ou des cristaux de faible taille contrairement au

lidar, car la réflectivité radar varie comme la puissance sixième du diamètre des particules (c'est le carré pour le lidar). En premier lieu, et assez directement à l'aide de ces mesures (même si l'identification précise peut parfois être ambiguë), on peut donc retrouver les classifications usuelles identifiant le type de particules et d'hydrométéores : les aérosols, les nuages d'eau ou de glace et les précipitations. La figure 1, qui s'appuie sur des visualisations de réflectance et de réflectivité, montre les complémentarités entre les observations pour l'identification des zones d'air clair et d'aérosols, de nuages denses (précipitants) et de nuages fins. Cette figure révèle également les différences liées à la taille des particules et à l'atténuation lors de la propagation en milieu dense. Les classifications obtenues (que ce soit le masque nuageux lidar ou radar seul ou celui dérivé des observations combinées radar-lidar) sont notamment utilisées comme moyens de comparaison avec les climatologies antérieures qui s'appuient sur les seules observations radiométriques. Delanoë et Hogan (2008) ont développé la classification la plus complète des propriétés des nuages (précipitants ou non) et des aérosols, à partir des observations lidar et radar, qui intègre également les propriétés microphysiques (cf. section suivante). Ces données sont désormais disponibles au centre de traitement et d'archivage du pôle ICARE⁽³⁾ à Lille (<http://www.icare.univ-lille1.fr/projects/dardar/>).

En ce qui concerne la détermination des types nuageux, les missions CALIPSO et CloudSat apportent ainsi des informations essentielles grâce à l'identification des scènes, en évaluant plus précisément l'altitude. La pression au sommet des nuages est le paramètre équivalent

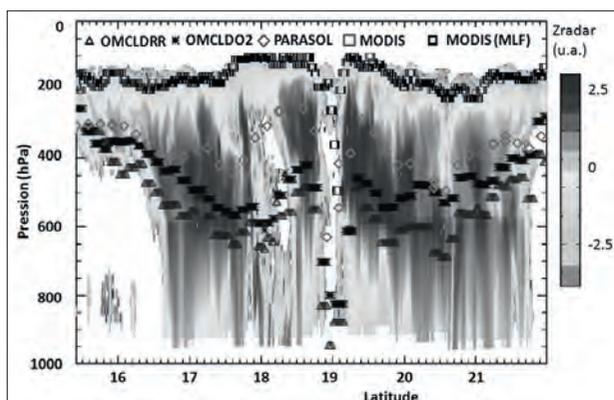
(1) ISCCP : International Satellite Cloud Climatology Project.

(2) GEWEX : Global Energy and Water cycle Experiment.

(3) ICARE : Interactions between Cloud-Aerosol-Radiation and water in the Earth atmosphere.

restitué par les mesures passives en déterminant l'absorption du flux radiatif émis (en infrarouge avec MODIS ou AIRS, par exemple) ou diffusé (dans le domaine spectral visible et l'UV, avec *PARASOL* ou OMI) par le nuage. L'utilisation (conjointe ou non) de ces informations nécessite de connaître les biais des différentes méthodes utilisées (détermination par absorption différentielle dans la bande A du dioxygène). Les résultats des comparaisons préliminaires entre OMI et *PARASOL*-O2 montrent un excellent accord entre les pressions restituées. Malgré des domaines spectraux et des algorithmes très différents, les différences moyennes sont comprises entre 2 et 45 hPa et les coefficients de corrélation sont supérieurs à 0,85 pour les nuages optiquement épais. On n'observe pas de différences notables entre les résultats obtenus au-dessus des terres ou des océans. C'est un point important car les méthodes développées pour OMI sont naturellement moins sensibles – compte tenu des domaines spectraux utilisés – aux réflectances de surface que l'algorithme de détermination de la pression oxygène appliqué aux mesures de *PARASOL*. L'étude spécifique des nuages très hauts et optiquement épais, par rapport aux profils effectués par le radar de *CloudSat* et par le spectroradiomètre MODIS au-dessus de l'ouragan *Ileana* (figure 2), montre toutefois que l'écart entre le niveau de pression déterminé par *PARASOL*-O2 et le sommet nuageux reste important, même s'il est plus faible que pour les deux pressions OMI. De façon générale, la pression *PARASOL*-O2 est plutôt une pression moyenne de la couche nuageuse observée alors que la pression « Rayleigh » (utilisation de la polarisation à 490 nm provenant des molécules d'air situées au-dessus des nuages) est plus représentative de l'altitude du sommet du nuage.

Figure 2 - Localisation des différentes pressions *PARASOL*-O2, OMI O2-O2 (OMCLD02), OMI Raman (OMCLDRR) et MODIS par rapport aux profils radar effectués par *CloudSat* à travers l'ouragan *Ileana* le 23 août 2006 (d'après Sneep et al., 2008).



La phase de l'eau nuageuse est un second paramètre important restitué par différents instruments de l'A-Train. La figure 3 donne un exemple de restitution effectuée au Laboratoire d'optique atmosphérique (LOA) en combinant les mesures de *PARASOL* et de MODIS. D'autres approches, couplant *CALIPSO* et *CloudSat* (Delanoë et Hogan, 2008), ont été développées et bénéficient de la haute résolution spatiale. Ces analyses viennent compléter les restitutions mono-instrumentales de l'A-Train.

Enfin, mentionnons des résultats très nouveaux concernant les précipitations des nuages stratiformes qui contribuent très significativement au bilan énergétique à l'échelle globale. Les observations de *CloudSat* et de MODIS ont permis de montrer que les précipitations peu intenses (inférieures à 1 mm/h) des nuages peu convectifs sont trop fréquentes dans les modèles par rapport aux observations de *CloudSat* alors que l'on constate le phénomène inverse pour des taux de précipitation plus élevés. Cela prouve que les paramétrisations des processus de conversion de l'eau nuageuse en précipitations ne sont pas adaptées aux échelles spatiales de ces précipitations dans les modèles (Stephens et al., 2010).

Paramètres optiques et microphysiques nuageux

En plus de la structure verticale et de la catégorisation par grands types d'objets météorologiques, les missions spatiales de l'A-Train apportent de précieuses informations sur les épaisseurs optiques des nuages et leur contenu en eau ou en glace. La comparaison entre les différents capteurs permet alors de valider à l'échelle globale le paramètre étudié ou d'utiliser les différences observées pour en déduire des informations complémentaires.

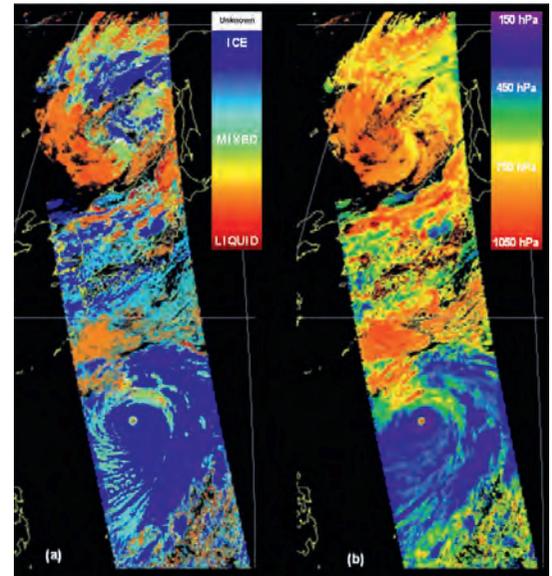


Figure 3 - (a) Indice de phase final obtenu par combinaison des observations MODIS et POLDER/*PARASOL*. (b) Pression apparente du sommet des nuages dérivée des mesures POLDER/*PARASOL* dans la bande A du dioxygène (d'après Riedi et al., 2010).

Une analyse détaillée des différences de restitution des épaisseurs optiques dans le cas des nuages de glace a ainsi pu être effectuée au LOA à partir des observations de POLDER⁽¹⁾ et MODIS. Cette étude a permis d'identifier des sources potentielles de biais systématiques liés à l'utilisation d'instruments mono-directionnels et d'en quantifier l'impact sur la mesure des flux sortants au sommet de l'atmosphère. Non biaisée par des incertitudes sur le type de nuages, cette étude a démontré que les mesures multi-angulaires permettaient de mieux contraindre la restitution des propriétés d'un nuage de glace, la composition microphysique de celui-ci ou son épaisseur optique.

Comme nous l'avons souligné, l'A-Train permet d'effectuer des comparaisons statistiques à partir de restitutions colocalisées, temporellement et spatialement, et non plus seulement de façon indépendante. Il s'agit là d'une contrainte beaucoup plus forte pour l'analyse des biais. Les comparaisons effectuées à partir de différentes observations (actives, passives, multi-spectrales et en polarisation) montrent, par exemple, des écarts significatifs sur les restitutions des épaisseurs optiques et des contenus en glace des nuages, écarts qui pourraient provenir de modèles microphysiques et radiatifs utilisés. Des études sont en cours pour utiliser les restitutions plus directes permises par les sondeurs actifs et des sélections de cas typiques.

(1) POLDER : Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances.

Les comparaisons avec les mesures au sol et aéroportées sont également un moyen de mener à bien la validation des paramètres spatiaux tels que les épaisseurs optiques des nuages et leur contenu en eau ou en glace. Elles permettent aussi d'évaluer les limitations actuelles des produits opérationnels (comme la surestimation du contenu en glace du produit opérationnel de *CloudSat*, par exemple). Cela a notamment été mis en évidence au Laboratoire de météorologie physique (LAMP) grâce aux mesures réalisées *in situ* lors des campagnes en région arctique. Ces mesures recoupent les résultats obtenus, par ailleurs, à moyenne latitude et de façon globale à l'aide de la télédétection à partir du sol.

Les comparaisons avec les modèles montrent que les distributions du contenu en glace en fonction de la température restent assez différentes entre observations et simulations numériques issues des modèles de prévision météorologique. Les études effectuées par Delanoë et al. (2011) montrent toutefois que le nouveau schéma pronostique, mis en place au Centre européen, permet de corriger certains de ces biais en offrant une meilleure représentation de la neige et des nuages de phase mixte aux températures supérieures à -20 °C (cf. figure 4).

Les aérosols induisent des perturbations significatives sur les propriétés nuageuses, ce qui nécessite de bien connaître plusieurs paramètres des nuages et des aérosols ainsi que leur environnement météorologique. C'est l'objet de la section suivante.

nuages, avec des rétroactions complexes sur la taille des gouttelettes et sur les précipitations. Cet impact sur le climat est encore difficile à quantifier avec précision à l'heure actuelle. Les estimations récentes (IPCC, 2007) chiffront le forçage radiatif direct à $-0,50 \pm 0,40 \text{ Wm}^{-2}$ et celui dû aux effets indirects entre $-1,8$ et $-0,3 \text{ Wm}^{-2}$. Ces chiffres vont très vraisemblablement évoluer avec l'analyse des nouvelles données spatiales de l'A-Train.

Par rapport aux moyens d'observation utilisés jusqu'aux années 1990, comme par exemple TOMS⁽¹⁾ ou AVHRR⁽²⁾ (pour lequel il fallait préciser le type d'aérosols pour restituer la concentration au-dessus des océans), les capteurs tels que MODIS/*Aqua* ou POLDER/*PARASOL* fournissent plus d'informations (spectrale, directionnelle et polarisée) qui permettent de caractériser le type d'aérosols à partir de l'imagerie elle-même. Il devient alors possible de distinguer les aérosols anthropiques des aérosols naturels. En effet, mesurer la polarisation permet de sélectionner les aérosols qui contribuent le plus à la lumière polarisée, c'est-à-dire les aérosols de petite taille – typiquement de 0,1 à 0,3 μm – et représentatifs des aérosols

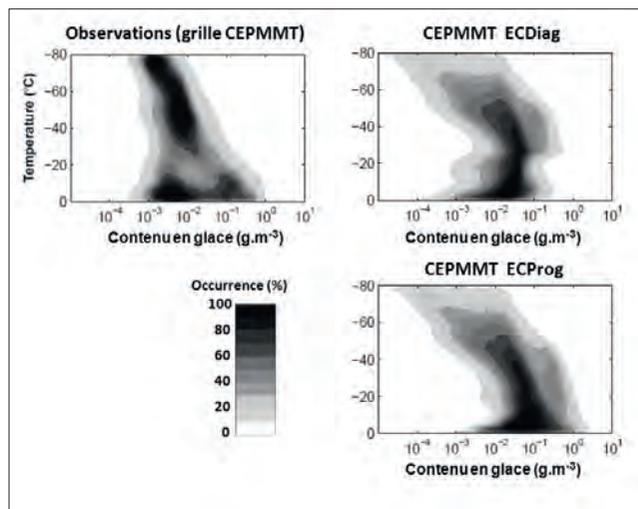


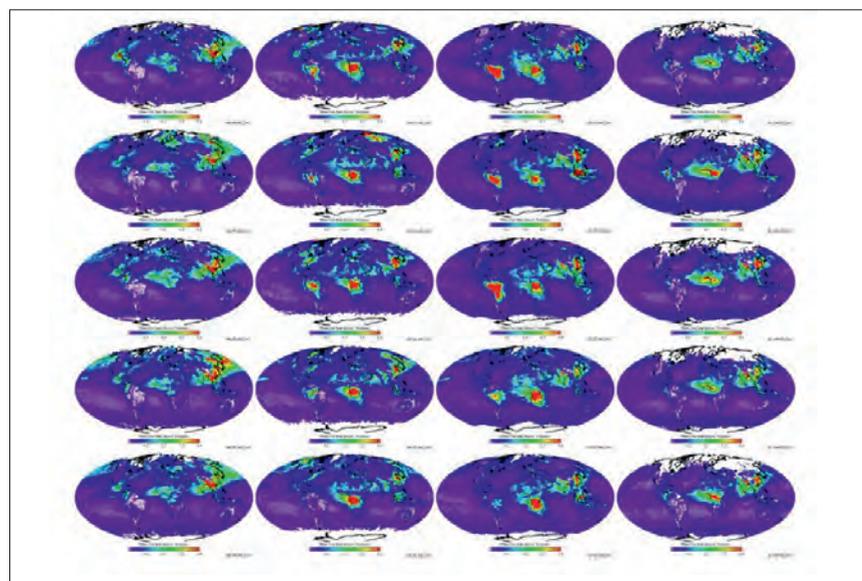
Figure 4 - Distribution du contenu en glace nuageuse en fonction de la température, d'après les analyses issues des observations de *CloudSat* et *CALIPSO* (en haut à gauche) ; distributions issues des prévisions numériques du modèle du Centre européen utilisant des schémas diagnostiques (en haut à droite) et pronostiques (en bas) [d'après Delanoë et al., 2011].

d'origine anthropique, liés à la pollution ou à des brûlages. À partir de POLDER/*ADEOS*⁽³⁾, on a ainsi pu observer l'évolution des sources en fonction de la saison, en particulier la variabilité des feux, ainsi que le transport de ces aérosols sur les océans en fonction des vents dominants. Cette étude a été reproduite sur les cinq ans de données *PARASOL* (figure 5, de mars à février pour les années 2005 à 2010). Les variations interannuelles sont marquées dans les différentes régions du globe, principalement dans les zones de feux de biomasse (Brésil, Afrique centrale, Sibérie, Indonésie).

Propriétés des aérosols et forçages radiatifs

Les aérosols doivent être pris en compte dans les scénarios climatiques car ils affectent le bilan de rayonnement de la planète. Ils augmentent en effet l'albédo global pour la partie solaire du spectre (effet « parasol ») et modifient les processus d'émission et d'absorption pour la partie infrarouge. De plus, ils induisent des effets indirects sur le rayonnement en modifiant les propriétés des

Figure 5 - Épaisseur optique à 550 nm du mode sub-micronique obtenue à partir des données *PARASOL*, pour chaque saison (printemps, été, automne, hiver, de gauche à droite) et pour les cinq années de l'étude (2005-2006, 2006-2007, 2007-2008, 2008-2009, 2009-2010, de haut en bas).



(1) TOMS : Total Ozone Mapping Spectrometer.
 (2) AVHRR : Advanced Very High Resolution Radiometer.
 (3) ADEOS : Advanced Earth Observing Satellite.

Au-dessus des océans, grâce aux mesures de *PARASOL* et de *CALIPSO*, il est également possible de distinguer les particules d'origine maritime, supposées sphériques, des poussières d'origine désertique, non sphériques. La figure 6 est un exemple des contributions des différents modes d'aérosols à l'épaisseur optique totale (résultats obtenus pour le mois de septembre 2005 à partir de *PARASOL*). Des climatologies équivalentes pour l'épaisseur optique totale sont fournies par MODIS. L'ensemble de ces données obtenues à l'échelle globale peut être utilisé pour tester la validité et la cohérence des zones « sources » des modèles existants.

Comme pour les nuages, des comparaisons entre capteurs d'aérosols ont été effectuées et leur complémentarité a été exploitée. La quantification des événements de poussières désertiques (altitude, épaisseur optique et taille des particules) a également été réalisée à partir des mesures AIRS sur *Aqua*, notamment au Laboratoire de météorologie dynamique. Comme les propriétés optiques des aérosols sont différentes dans l'infrarouge et dans le visible, les paramètres restitués ne sont pas directement comparables à l'épaisseur optique (*MODIS*, *PARASOL*) ou à l'altitude (*CALIOP*⁽¹⁾), mais la capacité des mesures infrarouges à détecter les poussières et à estimer leur quantité et leur altitude a pu être confirmée.

Les vertus comparées des différents domaines spectraux (UV, solaire et infrarouge thermique) pour la restitution des paramètres des aérosols (contenu, altitude et absorption) ont, par ailleurs, pu être analysées lors du transport de masses importantes d'aérosols. C'est le cas d'événements de poussières désertiques et de feux au-dessus de la Méditerranée, analysés en combinant les observations des instruments de l'A-Train, AIRS, *CALIPSO*, OMI, MODIS et *PARASOL*. Des accords satisfaisants entre paramètres ont été obtenus, montrant une complémentarité exploitable pour la restitution des forçages radiatifs.

Si un bon accord général est observé au-dessus des océans, il n'en est pas de même au-dessus des continents. En particulier, les observations doivent être analysées de façon spécifique au-dessus des régions désertiques du fait de la réflectance élevée et de la variabilité de l'émissivité et de la température dans l'infrarouge thermique. Dues aux faibles valeurs de l'albédo de surface, les observations dans le bleu et l'UV sont

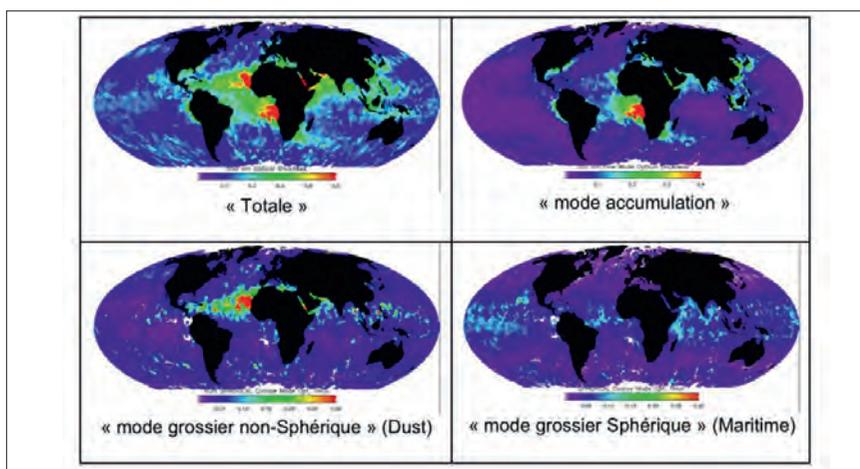


Figure 6 - Épaisseur optique à 550 nm des différents modes d'aérosols observés par *PARASOL*, en septembre 2005, au-dessus des océans.

privilegiées sur ces régions. La prise en compte de ces paramètres de surface au-dessus des continents reste toutefois une difficulté. Un effort important dans ce domaine est en cours dans la communauté scientifique afin de faire converger les restitutions.

Exploitant la mesure des signaux de *CALIOP* et *CloudSat* diffusés par la surface, de nouvelles méthodes ont été démontrées au LATMOS (Laboratoire atmosphères, milieux, observations spatiales). En combinant les deux capteurs actifs de l'A-Train, il est possible d'accéder à la réflectance de l'océan. À partir de cette donnée, on peut déduire la transmission du faisceau lidar et, *in fine*, restituer l'épaisseur optique des aérosols et des nuages semi-transparents. C'est la seule méthode qui autorise une cartographie du contenu en aérosols cohérente de jour comme de nuit et ce sans hypothèse sur le modèle d'aérosols ou de nuages. Les résultats relevés de jour ont été validés sur les aérosols par comparaison avec les inversions MODIS et *PARASOL*. Les produits obtenus sont en cours d'implantation au centre de traitement et d'archivage du pôle ICARE.

Jusqu'à présent, il était très difficile de remonter aux caractéristiques des aérosols au-dessus des nuages. Les mesures de l'A-Train offrent de nouvelles perspectives. En effet, le lidar *CALIOP* permet de distinguer une couche d'aérosols située au-dessus d'un nuage et des estimations de l'épaisseur optique des aérosols à l'échelle globale sont maintenant disponibles (Winker et al., 2010). Les mesures polarisées de *PARASOL* permettent également ce type d'observations avec l'avantage d'avoir une couverture spatiale beaucoup plus large et, lorsque les conditions géométriques d'observation sont favorables, de remonter au type d'aérosols.

L'impact radiatif induit par les aérosols soulevés dans la zone atmosphérique saharienne a été négligé jusqu'à présent dans les modèles, mais la mise en évidence de son importance a conduit à inclure très récemment cet effet dans les modèles de prévision. Ceci fait l'objet d'études spécifiques sur la dépression saharienne, s'appuyant sur les observations spatiales (A-Train et *Meteosat/SEVIRI*⁽²⁾) et la modélisation. Le projet AMMA (Analyses multidisciplinaires de la mousson africaine) a permis d'engager ces travaux et d'étudier les schémas dynamiques de soulèvement des poussières désertiques liés aux injections synoptiques d'air froid, durant la saison sèche, et, pendant la saison humide, à la cyclogenèse sèche associée au front de mousson, aux forçages par le jet de basse couche ou aux courants de gravité liés aux formations convectives. Effectuées au LATMOS en collaboration avec le CNRM et le Laboratoire d'Aérodologie (MESO-NH⁽³⁾ avec couplage radiatif), les simulations de mésoéchelle ont montré (cf. figure 7) que les structures dans les zones de soulèvement observées par les satellites étaient bien reproduites par le modèle (Bou Karam et al., 2010). Ces études ouvrent des voies pour l'analyse de bilan de masse des soulèvements de poussière dans cette zone, jusqu'alors très peu documentée.

Signalons enfin les résultats concernant les aérosols volcaniques, notamment la caractérisation des paramètres optiques et microphysiques des particules injectées dans l'atmosphère après l'éruption

(1) *CALIOP* : Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization.

(2) *SEVIRI* : Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager.

(3) *MESO-NH* : Modèle non-hydrostatique développé au CNRM et au Laboratoire d'Aérodologie, utilisé en mode recherche.

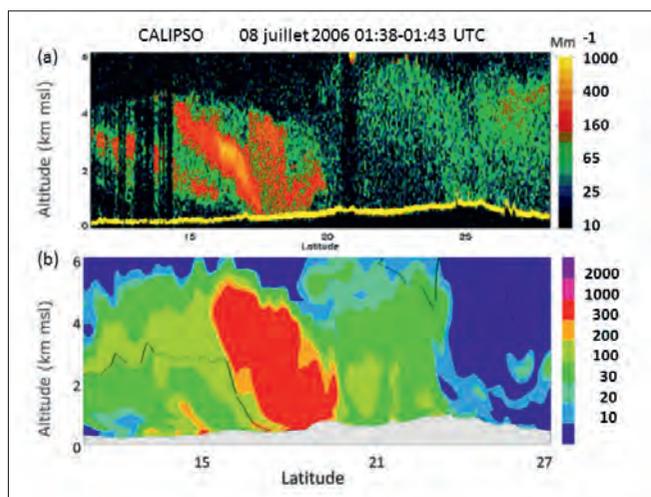


Figure 7 - Observations du soulèvement d'aérosols désertiques en région saharienne et simulation effectuées avec le modèle méso-échelle Meso-NH sur la même situation (d'après Bou Karam et al., 2010).

été retrouvées à partir des observations de MODIS. Quelques-uns de ces résultats sont illustrés par la figure 8.

du volcan Eyjafjöll au printemps 2010. Les particules minérales présentent un risque pour l'aviation car leur composition, leur concentration et leur taille peuvent conduire au blocage ou à la dégradation des réacteurs. Les analyses effectuées par les équipes françaises ont montré la possibilité de restituer les épaisseurs optiques, dans le domaine spectral visible, à partir de PARASOL, MODIS et CALIPSO, ou infrarouge à partir de CALIPSO, MODIS et SEVIRI notamment. La combinaison des observations infrarouge et lidar de CALIPSO a permis de déterminer à la fois le diamètre moyen et la concentration massique des particules. Il a ainsi été confirmé que des valeurs supérieures à $2 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ étaient présentes dans le panache au-dessus de l'océan Atlantique dans la haute troposphère, lors de la deuxième éruption du volcan en mai 2010. Ces valeurs ont également

Les complémentarités entre les observations de l'A-Train doivent concourir *in fine* à l'amélioration de la restitution des flux radiatifs, en utilisant les paramètres des nuages et des aérosols, restitués spatialement dans les calculs de flux. Les comparaisons d'albédo « ondes courtes » ($0,2\text{-}4 \mu\text{m}$), déduites de PARASOL, et de flux diurne avec les produits Aqua-CERES⁽¹⁾ ont montré un biais de seulement 2 W/m^2 sur le flux mensuel au sommet de l'atmosphère. Impliquant la combinaison des observations d'altitude de CALIPSO et CloudSat, des tests effectués dans l'équipe CERES à la NASA ont par ailleurs permis de restituer des flux de surface significativement différents (plusieurs W/m^2) de ceux établis jusqu'à présent à partir des restitutions de MODIS.

Dans la phase nuageuse liquide, la taille des gouttelettes (représentée par leur rayon effectif R_{eff}) est, par exemple, un paramètre important pour la mise en évidence et la quantification du premier effet indirect des aérosols, c'est-à-dire l'augmentation du nombre et la diminution de la taille des gouttes nuageuses formées par activation d'un plus grand nombre de noyaux de condensation. L'activation des noyaux de condensation dépend de la composition chimique des aérosols : ce paramètre doit donc être pris en compte.

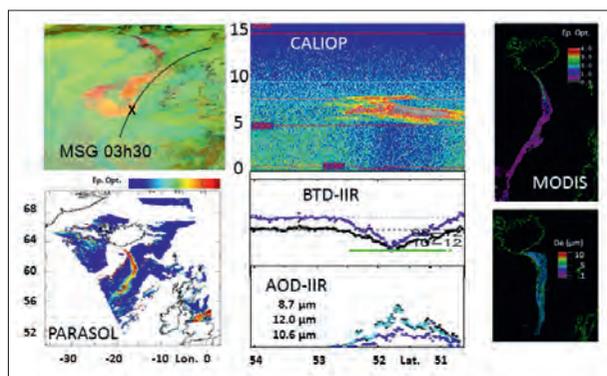
Grâce à ses mesures de polarisation, POLDER-2 sur la plateforme japonaise ADEOS-2 avait permis de mettre en relation, de façon statistique, la diminution de la taille des gouttelettes des nuages avec la quantité d'aérosols exprimée

par l'indice en aérosols AI (produit de l'épaisseur optique et du coefficient d'Angström). Des études couplant les observations de PARASOL et de MODIS ont toutefois révélé l'existence de biais dans l'analyse en taille des gouttelettes. Plus récemment, Costantino et Bréon (2010) ont montré que la limitation des comparaisons aux masses d'air nuageuses et à celles, chargées en aérosols, situées à des altitudes comparables par le lidar CALIOP, permettait d'obtenir, pour les aérosols de brûlage, une corrélation entre propriétés des nuages et des aérosols « $R_{\text{eff}}\text{-AI}$ » nettement meilleure et plus proche de ce qui était attendu. Dans ce contexte d'analyse de l'effet indirect, nous pouvons citer une étude rassemblant le produit phase combiné POLDER/MODIS, l'altimétrie PARASOL-O2, les rayons effectifs et les épaisseurs optiques MODIS et enfin les données du modèle FLEXPART⁽²⁾ sur les nuages liquides en Arctique (Tietze et al., 2011). Cette étude démontre que l'effet des aérosols sur ces nuages, après un transport à longue distance, est plus important aux températures proches de zéro et que l'effet sur l'épaisseur optique reste beaucoup plus élevé, contrairement à ce qui était attendu.

Ces incertitudes résultent d'un manque de connaissance sur les propriétés physiques et radiatives des aérosols en fonction de leur répartition géographique et sur la complexité des processus physiques en jeu pour les effets indirects. C'est dans ce contexte que des capteurs de l'A-Train, particulièrement adaptés à l'observation des aérosols, ont été développés. Toutefois, les propriétés n'étant pas toutes accessibles depuis l'espace, les mesures *in situ* ou au sol sont complémentaires et restent nécessaires pour ajuster les paramètres inaccessibles ou pour limiter la gamme de variation des paramètres présentant une sensibilité insuffisante.

Le second effet indirect est encore plus difficile à quantifier. Des analyses sont également en cours pour étudier la réduction possible des précipitations en fonction de l'activation des aérosols dans les nuages et leur impact sur la phase nuageuse.

Figure 8 - Observations des propriétés structurales, optiques et microphysiques du panache volcanique émis par le volcan Eyjafjöll par différents satellites de l'A-Train (CALIPSO – lidar et imageur IR –, MODIS et PARASOL) sur la trace coupant le panache dans le champ d'observation de SEVIRI (identification du panache en fausses couleurs). Les épaisseurs optiques d'aérosols obtenues par PARASOL (image en bas à gauche, Waquet, communication personnelle), IIR-CALIOP (images du milieu) et MODIS (images de droite, Dubuisson, communication personnelle), correspondent au panache du volcan Eyjafjöll observé le 8 mai 2010.



(1) CERES : Clouds and the Earth's Radiant Energy System.

(2) FLEXPART : Modèle lagrangien de dispersion des particules.

Conclusion et perspectives

Les observations de l'A-Train se sont révélées particulièrement utiles pour améliorer nos connaissances sur les aérosols et les nuages, depuis leur structure spatiale à grande échelle jusqu'à leurs propriétés optiques et microphysiques.

Que ce soit pour la prévision météorologique et climatique ou pour l'étude de la qualité de l'air, nous disposons désormais d'un jeu de données sans précédent pour valider les simulations et améliorer la connaissance des processus pris en compte dans les modèles par confrontation avec les observations. De nombreux groupes utilisent maintenant ces données.

La comparaison des différentes méthodes de mesure et d'inversion a d'abord mis en lumière les points forts et les limitations propres à chacune d'elles et a ensuite conduit à des améliorations des produits de chaque mission. Au-delà de ces inter-comparaisons *a posteriori*, l'A-Train permet surtout, de

manière unique, la combinaison des observations en amont, comme cela a été illustré par les exemples précédents. C'est alors que s'exprime tout le potentiel de la synergie pour contraindre la caractérisation et la compréhension des phénomènes.

En France, le pôle thématique ICARE a pour mission de favoriser l'ensemble des travaux sur l'étude des interactions aérosols-nuages-rayonnement et cycle de l'eau. Il est structuré par le CNES et l'Institut national des sciences de l'Univers et il s'appuie sur le centre de traitement et d'archivage à Lille et sur les centres thématiques du LOA et de l'Institut Pierre-Simon Laplace. Ce pôle permettra de capitaliser les acquis des missions de l'A-Train, en termes d'observations et d'algorithmie scientifique, et avec l'ensemble de la communauté d'analyses couplées observation-modélisation.

Les observations actuelles effectuées par l'A-Train vont progressivement s'arrêter et être remplacées par d'autres, mais on dispose déjà d'une exceptionnelle série de données qui permettra

de mieux comprendre comment l'atmosphère se comporte. D'autres mesures, comme celles proposées dans le cadre de la mission EarthCARE de l'Agence spatiale européenne, offriront des possibilités complémentaires et permettront de s'affranchir de la variabilité annuelle ou pluriannuelle grâce à la continuité des observations.

Remerciements

Les auteurs remercient le CNES et le Centre national de la recherche scientifique (CNRS) pour leur soutien dans l'élaboration des missions et l'exploitation des observations. Ils remercient également D. Bouniol, J. Delanoë, J. Deuzé, P. Dubuisson, C. Flamant, J. F. Gayet, M. Herman, F. Parol, A. Protat, J. Riedi, G. Sèze, C. Stubenrauch et F. Waquet pour les discussions sur les éléments d'analyse intégrés dans le texte, ainsi que les équipes informatiques de développement et d'exploitation du pôle thématique ICARE.

Bibliographie

- **Ahlgrimm M.** et **M. Köhler**, 2010 : Evaluation of trade cumulus in the ECMWF model with observations from CALIPSO. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 3071-3082, doi:10.1175/2010MWR3320.1.
- **Bony S.** et **J.-L. Dufresne**, 2005 : Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- **Bou Karam D.**, **C. Flamant**, **J. Cuesta**, **J. Pelon** et **E. Williams**, 2010 : Dust emission and transport associated with a Saharan depression: February 2007 case. *J. Geophys. Res.*, 115, D00H27, doi:10.1029/2009JD012390.
- **Chepfer H.**, **S. Bony**, **D. Winker**, **G. Cesana**, **J.-L. Dufresne**, **P. Minnis**, **C. J. Stubenrauch** et **S. Zeng**, 2010 : The GCM Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP). *J. Geophys. Res.*, 115, D00H16, doi:10.1029/2009JD012251.
- **Costantino L.** et **F.-M. Bréon**, 2010 : Analysis of aerosol-cloud interaction from multi-sensor satellite observations. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L11801, doi:10.1029/2009GL041828.
- **Delanoë J.** et **R. J. Hogan**, 2008 : A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar and infrared radiometer. *J. Geophys. Res.*, 113, D07204, doi:10.1029/2007JD009000.
- **Delanoë J.**, **R. J. Hogan**, **R. M. Forbes**, **A. Bodas-Salcedo** et **T. H. M. Stein**, 2011 : Evaluation of ice cloud representation in the ECMWF and UK Met Office models using CloudSat and CALIPSO data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, doi:10.1002/qj882.
- **IPCC**, 2007 : Fourth assessment report Climate change 2007. www.ipcc.ch.
- **Riedi J.**, **B. Marchant**, **S. Platnick**, **B. A. Baum**, **F. Thieuleux**, **C. Oudard**, **F. Parol**, **J.-M. Nicolas** et **P. Dubuisson**, 2010 : Cloud thermodynamic phase inferred from merged POLDER and MODIS data. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 11851-11865, doi:10.5194/acp-10-11851-2010.
- **Rossow W. B.** et **Y.-C. Zhang**, 2010 : Evaluation of a statistical model of cloud vertical structure using combined CloudSat and CALIPSO cloud layer profiles. *J. Climate*, 23, 6641-6653, doi:10.1175/2010JCLI3734.1.
- **Sneep M.**, **J. F. de Haan**, **P. Stammes**, **P. Wang**, **C. Vanbauce**, **J. Joiner**, **A. P. Vasilkov** et **P. F. Levelt**, 2008 : Three-way comparison between OMI and PARASOL cloud pressure products. *J. Geophys. Res.*, 113, D15S23, doi:10.1029/2007JD008694.
- **Stephens G. L.**, **T. L'Ecuyer**, **R. Forbes**, **A. Gettleman**, **J.-C. Golaz**, **A. Bodas-Salcedo**, **K. Suzuki**, **P. Gabriel** et **J. Haynes**, 2010 : Dreary state of precipitation in global models. *J. Geophys. Res.*, 115, D24211, doi:10.1029/2010JD014532.
- **Stubenrauch C.**, **S. Kinne** et **the GEWEX Cloud Assessment Team**, 2011 : Cloud properties and their variation (solicited). *Geophys. Res. Abstracts*, 13, EGU2011-4287.
- **Tietze K.**, **J. Riedi**, **A. Stohl** et **T. J. Garrett**, 2011 : Space-based evaluation of interactions between aerosols and low-level Arctic clouds during the Spring and Summer of 2008. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 3359-3373, doi:10.5194/acp-11-3359-2011.
- **Winker D. M.**, **J. Pelon**, **J. A. Coakley Jr.**, **S. A. Ackerman**, **R. J. Charlson**, **P. R. Colarco**, **P. Flamant**, **Q. Fu**, **R. M. Hoff**, **C. Kittaka**, **T. L. Kubar**, **H. Le Treut**, **M. P. McCormick**, **G. Mégie**, **L. Poole**, **K. Powell**, **C. Trepte**, **M. A. Vaughan** et **B. A. Wielicki**, 2010 : The CALIPSO mission: A Global 3D view of aerosols and clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1211-1229, doi:10.1175/2010BAMS3009.1.