

# Les instruments de télédétection au sol

**Alain Dabas**

Météo-France - Centre national de recherches météorologiques  
42, avenue Gaspard-Coriolis - 31057 Toulouse Cedex  
alain.dabas@meteo.fr

et **Cyrille Flamant**

Service d'aéronomie du CNRS - Université Pierre-et-Marie-Curie,  
boîte 102 - 4, place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05  
cyrille.flamant@aero.jussieu.fr

## Résumé

La télédétection atmosphérique depuis le sol s'est développée principalement à partir des années 1960. Si certaines techniques sont devenues courantes et sont actuellement disponibles sur le marché, d'autres n'ont guère dépassé le stade du prototype. Globalement, le bilan est malgré tout très positif. La télédétection au sol joue aujourd'hui un rôle important dans les campagnes expérimentales. En matière opérationnelle, les résultats sont plus limités, mais la situation pourrait évoluer favorablement.

## Abstract

### Ground-based remote sensing

Most ground-based remote sensing techniques date back to the 1960s. Some of them have become common and are commercially available, others are still prototypes, however overall results are very good. Nowadays ground-based remote sensing is a key component of experimental campaigns, but for operational applications, achievements are much more limited; this situation could improve in the future.

## La télédétection au sol

La télédétection au sol, qu'elle soit active ou passive (voir encadré ci-après), fait aujourd'hui partie du paysage météorologique instrumental. Son, ondes radio, micro-ondes, ondes ultraviolettes, visibles ou infrarouges, de nombreuses sources de rayonnement ont été exploitées. Elles ont donné naissance à des instruments aux applications diverses et variées (Clifford et al., 1994 ; Wilczak et al., 1996). Pratiquement tous les paramètres atmosphériques sont aujourd'hui accessibles, à l'exception notable de la pression. Le domaine d'intérêt récent de la qualité de l'air et de l'environnement a également été investi avec des instruments capables de mesurer les concentrations infimes des gaz traces.

La télédétection est devenue une composante majeure des dispositifs instrumentaux mis en place lors des campagnes de mesure. Elle complète les observations de surface et les observations d'altitude réalisées par radiosondage ou par avion, grâce à sa capacité à observer continuellement dans le temps ou dans l'espace. Le prix à payer : une mise en œuvre plus difficile (les instruments de télédétection nécessitent souvent une surveillance permanente) et une interprétation des résultats plus délicate dans la mesure où les quantités directement mesurées ne sont pas des variables géophysiques. La production des données est souvent associée à un gros travail de traitement numérique que seuls quelques spécialistes maîtrisent.

La part prise par la télédétection dans l'observation opérationnelle est plus modeste. Seul le radar a véritablement percé (radar détecteur de précipitations et profileur de vent), sans pour autant couvrir l'ensemble des paramètres nécessaires à la caractérisation des masses d'air. Pour les mesures d'altitude, le radiosondage est toujours la référence. Les recherches actuelles et les évolutions instrumentales récentes laissent cependant penser que la situation pourrait évoluer. Une initiative telle que l'action européenne Cost 720 pourrait y contribuer : intitulée « Integrated ground-based remote sensing stations for atmospheric profiling », elle a pour but de coordonner les efforts européens de recherche et de développement en stations de mesure capables de remplacer le radiosondage. Ces stations intégreront plusieurs instruments de télédétection, dont probablement des radars.

L'objet de cet article est de présenter les différents types d'instruments de télédétection disponibles pour des opérations au sol – la télédétection embarquée sur satellite fait l'objet d'autres articles à paraître dans le numéro 40 de *La Météorologie* (Ratier et al., 2003 ; Phulpin et al., 2003 ; Thépaut et Mahfouf, 2003). Il ne sera pas question d'être exhaustif, tant du point de vue des instruments que des applications, mais plutôt d'essayer de couvrir toutes les grandes catégories d'instruments disponibles dans le commerce ou dans les laboratoires, en précisant leurs domaines d'application et leurs limites. À noter que les radars seront délibérément laissés de côté ; ils font l'objet des articles de Mauprivez et Sandra (2002) et de Parent du Châtelet et Chèze (2003).

## Le sodar

Si les premières tentatives de sondage de l'atmosphère par des ondes acoustiques remontent vraisemblablement aux années 1940, les premières publications concernant le **sodar** n'apparaissent qu'à la fin des années 1960 (Mc Allister, 1968 ; Little, 1969). Après une trentaine d'années de développements continus, le sodar est devenu un instrument standard que l'on peut se procurer chez différents fournisseurs. Le sodar mesure essentiellement le vent ; des extensions existent aujourd'hui pour mesurer la température virtuelle, mais elles ne semblent pas encore clairement validées par la pratique.

Le principe de mesure est la détermination du décalage Doppler d'une onde acoustique réfléchi par les hétérogéné-

tés de température de l'atmosphère. L'antenne est constituée d'un réseau d'émetteurs-récepteurs acoustiques, capable d'émettre un son dans plusieurs directions autour de la verticale (figure 1). À partir des vitesses Doppler mesurées dans chaque direction, on peut restituer le profil vertical du vecteur vent incluant la vitesse verticale. L'altitude maximale est limitée à quelques centaines de mètres (jusqu'à 1 500 mètres environ pour les plus puissants) pour une résolution verticale de quelques dizaines de mètres. Cela en fait un instrument bien adapté à l'étude des basses

## Le radiomètre infrarouge

La mesure du rayonnement infrarouge reçu ou émis par la Terre est pratiquée depuis longtemps par les météorologistes, notamment afin d'établir le bilan radiatif de l'atmosphère. La restitution de profils verticaux de température, d'humidité ou de concentration en espèces chimiques ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$ , etc.) est en revanche assez récente. Techniquement, elle est bien sûr plus difficile à réaliser, car il faut mesurer le rayonnement infra-

### Téledétection passive et téledétection active

On distingue classiquement la téledétection passive et la téledétection active. Un instrument de **téledétection passive** est un récepteur qui analyse les perturbations que le milieu sondé apporte à un rayonnement naturel. En **téledétection active**, l'instrument est un émetteur-récepteur qui émet lui-même l'onde nécessaire à la mesure.

La téledétection passive est plus simple à mettre en œuvre que la téledétection active. Pour observer la Terre à partir de l'espace, elle offre l'immense avantage de ne pas requérir la mise en orbite d'émetteurs souvent fragiles et gourmands en énergie. Elle est en revanche plus difficile à exploiter scientifiquement car les quantités d'énergie détectées intègrent la contribution des nombreuses couches atmosphériques traversées, la part relative de chacune d'entre elles étant fonction de leurs propriétés thermodynamiques, celles-là même que l'on cherche à restituer. Dès lors, la restitution de profils verticaux des paramètres atmosphériques est difficile et limitée en précision et en résolution spatiale.

Avec la téledétection active, il est en revanche possible de moduler l'émission, en intensité (émission pulsée par exemple) ou en fréquence, et d'isoler ainsi la contribution relative des couches sondées. Des résolutions verticales de quelques mètres ou de quelques dizaines de mètres peuvent de la sorte être atteintes. Autre avantage de la téledétection active : elle est généralement plus précise.

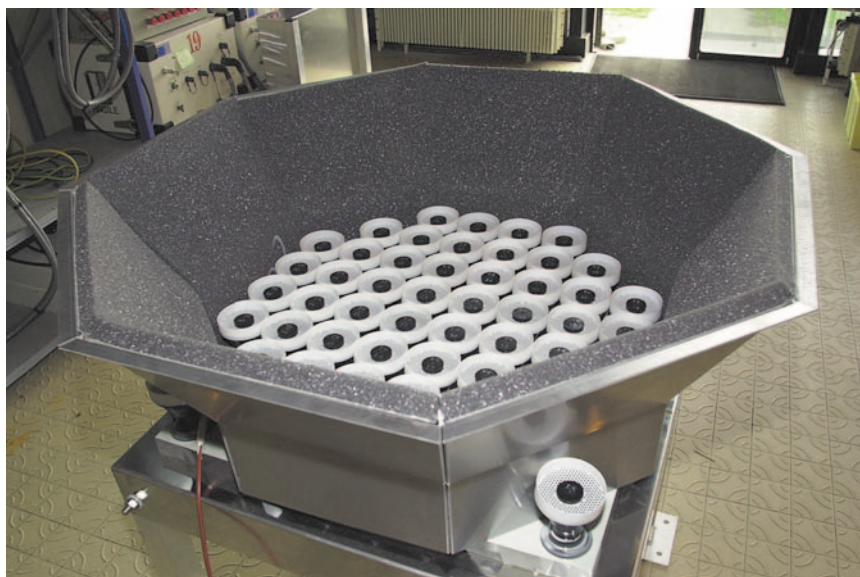


Figure 1 - Antenne d'émission-réception du sodar du Centre national de recherches météorologiques. À l'intérieur du cône, un réseau « de tweeters » permet, moyennant une modulation adaptée, de générer successivement des faisceaux sonores dans cinq directions. Le niveau de bruit à proximité de l'antenne est élevé et ne permet pas de fonctionner à côté d'habitations.

couches de l'atmosphère, en particulier de la couche limite dont il peut également déterminer la hauteur du sommet avec une bonne résolution temporelle. La cadence rapide d'acquisition permet par ailleurs d'accéder à des informations sur la turbulence atmosphérique. Le seul gros défaut du système semble bien être la nuisance sonore qu'il occasionne : les plaintes ne tardent pas quand on essaie de faire fonctionner un sodar à côté de zones habitées !

Il ne faut pas oublier l'existence du minisodar, à la portée réduite à quelques dizaines de mètres pour une résolution de quelques mètres seulement. Les sodars sont les seuls instruments capables de mesurer le vent dès les plus basses couches. Ils complètent ainsi utilement les profileurs de vent dont la première porte de mesure se situe au mieux à 150 mètres d'altitude.

rouge simultanément dans plusieurs canaux. Plus les canaux sont nombreux, meilleurs sont les profils restitués, tant en précision qu'en résolution verticale. C'est pourquoi la course au nombre de canaux a été engagée dès les débuts de l'ère spatiale. Sur les premiers satellites météorologiques (série *Tiros* de la Nasa, par exemple), le nombre de canaux était inférieur à 4 ou 5. Avec *NOAA 16* et son sondeur *HIRS 3*, on atteint une vingtaine (voir Phulpin et al., 2003). Et avec les radiomètres *AIRS* sur *Aqua* (satellite américain lancé en mai 2002) ou *Iasi* sur *Metop* (satellite européen prévu en 2006), on arrivera à plus de mille canaux.

La difficulté avec ces mesures passives réside dans l'inversion de l'équation du transfert radiatif reliant les radiances mesurées aux paramètres structuraux de l'atmosphère. Hautement non-linéaire,

son inversion produit des erreurs difficiles à contrôler et met en œuvre des techniques généralement sophistiquées.

La restitution de profils verticaux à partir d'un **radiomètre infrarouge** fonctionnant au sol n'a fait son apparition qu'à la fin des années 1980 (Smith et al., 1990). Pour rendre possible cette application, il a fallu développer des techniques simples d'inversion de l'équation du transfert radiatif. Une solution intéressante repose sur l'utilisation d'un réseau de neurones. Celui-ci doit être préalablement « entraîné » : pour cela, on lui soumet les profils observés par radiosondage pendant plusieurs années sur la zone géographique étudiée. L'instrument calcule alors les radiances qu'il aurait dû mesurer et les fournit à son réseau de neurones. Celui-ci adapte ensuite ses paramètres internes afin de minimiser l'écart entre les profils qu'il restitue et ceux observés par radiosondage.

Les premiers essais montrent un accord raisonnable avec les profils d'humidité obtenus par radiosondage. Un gros travail d'analyse est cependant nécessaire avant de songer à utiliser l'instrument en opérationnel : il faudra auparavant comprendre quand et pourquoi les profils restitués s'écartent sensiblement des radiosondages. L'application du radiomètre infrarouge à la météorologie expérimentale pose un autre problème, celui de l'apprentissage du réseau de neurones. En quoi celui-ci est-il sensible au lieu précis d'utilisation de l'instrument ? Des radiosondages réalisés en routine à Bordeaux pourront-ils permettre de régler l'instrument à Toulouse ?

## Le radiomètre micro-ondes

Les molécules de l'atmosphère présentent des raies d'absorption dans la gamme des micro-ondes et émettent donc des rayonnements sur ces mêmes raies. Le principe du **radiomètre micro-ondes** est d'« écouter » le rayonnement micro-ondes émis naturellement par l'atmosphère à une fréquence spécifique d'une molécule donnée. Les applications les plus courantes concernent la mesure des profils verticaux de la température et de l'humidité atmosphériques, mais aussi ceux du contenu en eau liquide des nuages non précipitants (Westwater et al., 1999). L'information obtenue est intégrée sur le champ de vue de l'antenne réceptrice. Comme pour la radiométrie infrarouge, la restitution d'un



Figure 2 - Radiomètre micro-ondes commercialisé par la société Radiometrics. Ce type d'instrument est capable de mesurer automatiquement des profils verticaux de vapeur d'eau.

profil vertical nécessite l'inversion d'une équation de transfert radiatif, pour laquelle une solution par réseau de neurones a été testée (Solheim et al., 1998). Des solutions commerciales existent aujourd'hui (figure 2).

Si, dans cet article, nous présentons séparément les radiomètres infrarouges et micro-ondes, c'est parce que les technologies mises en œuvre sont différentes et ont été développées séparément par des équipes de recherche différentes. Il arrive cependant fréquemment que les deux instruments soient combinés au niveau de l'utilisation, car les informations apportées par les deux gammes de longueurs d'onde sont complémentaires (ainsi, le satellite opérationnel *NOAA 16* met en œuvre le sondeur infrarouge à haute résolution *HIRS* et le sondeur micro-ondes *AMSU*).

## Le lidar

Né dans les années 1960 après la découverte de l'effet laser, le **lidar** est à l'optique ce que le radar est à la radio. Instrument de télédétection active, le lidar sonde l'atmosphère à l'aide d'un faisceau laser, généralement pulsé. Il existe quatre grandes catégories de lidars : les lidars « rétrodiffu-

sion », les lidars Doppler, les lidars à absorption différentielle et les lidars Raman.

### Le lidar « rétrodiffusion »

Le lidar « rétrodiffusion » est le plus ancien (Collis, 1968), le plus simple et le plus mûr des lidars (figure 3), avec notamment plusieurs solutions commerciales possibles. Cet instrument mesure la puissance du rayonnement optique rétrodiffusé par l'atmosphère. Celui-ci est fonction de la réflectivité des couches atmosphériques traversées par le faisceau et de l'atténuation du rayonnement optique le long des trajets aller et retour. La réflectivité de l'air est

Figure 3 - Le lidar rétrodiffusion du site instrumenté pour la recherche en télédétection atmosphérique (Sirta) de l'Institut Pierre-Simon Laplace. On voit notamment le laser, disposé horizontalement à gauche, et le télescope de réception, disposé verticalement à droite. Ce lidar fait partie du réseau Earlinet.



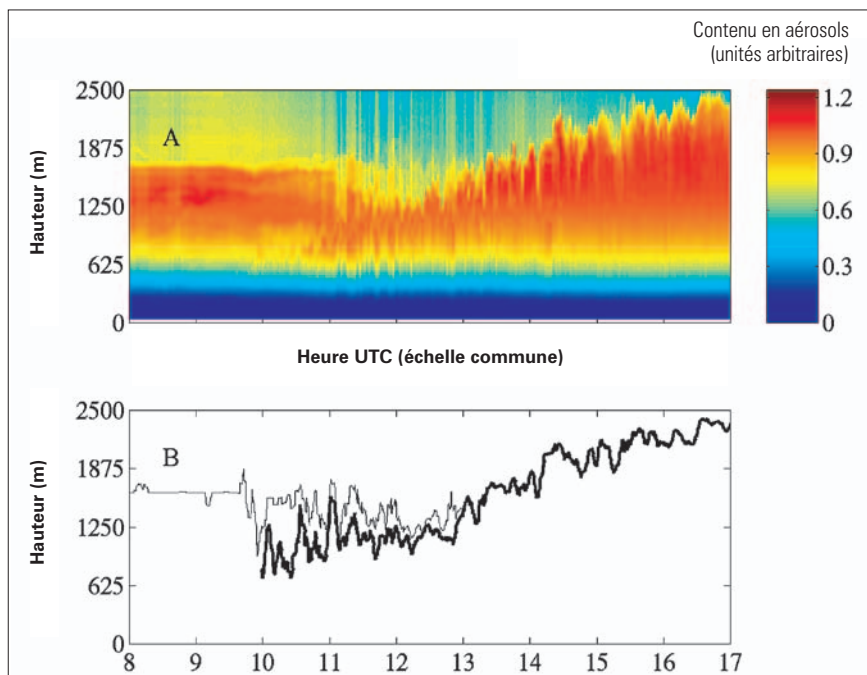


Figure 4 - A : Évolution temporelle du développement de la couche limite atmosphérique, observée à l'aide de mesures par lidar rétrodiffusion le 8 août 1998 entre 8 h et 17 h UTC. La résolution temporelle est de 25 secondes. L'épaisseur de la couche limite convective (en rouge-orangé) varie de 625 à 2 400 mètres entre 10 h et 17 h UTC. La couche résiduelle apparaît également en rouge-orangé, au-dessus de la couche limite convective, entre 8 h et 13 h UTC. B : Évolution temporelle de la hauteur du sommet de la couche résiduelle (trait fin) et de la couche limite convective (trait épais). (D'après Fochesatto et al., 2001)

elle-même fonction de la concentration en cibles diffusantes et du pouvoir de rétrodiffusion de chaque cible. Les cibles sont les hydrométéores liquides ou solides, les particules d'aérosols et les molécules d'air elles-mêmes. Leur importance relative dépend de la longueur d'onde du laser de sondage. Plus celle-ci est petite (laser ultraviolet ou visible), plus la contribution relative des molécules augmente.

Les lidars rétrodiffusion sont couramment utilisés pour étudier les nuages semi-transparents de haute altitude, les aérosols et la couche limite atmosphérique (figure 4). Pour cette dernière, on se sert de sa richesse relative en aéro-

sols pour visualiser sa structure verticale. Les nombreuses stations lidar implantées un peu partout à la surface du globe se sont organisées en réseau et assurent un suivi des propriétés radiatives (atténuation et rétrodiffusion) de l'atmosphère. Le plus important de ces réseaux est européen : dénommé Earlinet (Bösenberg et al., 2000), il est spécifiquement dédié aux aérosols. On doit également noter que les télémètres de nuages à laser en cours de déploiement sur le réseau d'observation opérationnel de Météo-France (figure 5) sont en fait des lidars et pourraient probablement être utilisés en tant que tels, moyennant quelques petites modifications.



Figure 5 - Télémètre de nuages à laser CT25K de la société Vaisala, actuellement en cours de déploiement dans le réseau d'observation de Météo-France. Ce télémètre est en fait un lidar rétrodiffusion fonctionnant à 0,9 µm. Sa portée de mesure est limitée à 7 500 mètres d'altitude.

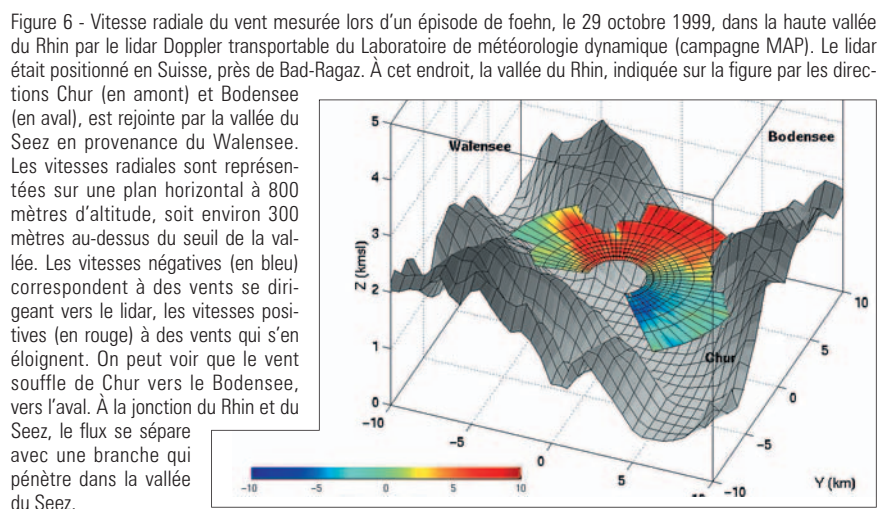


Figure 6 - Vitesse radiale du vent mesurée lors d'un épisode de foehn, le 29 octobre 1999, dans la haute vallée du Rhin par le lidar Doppler transportable du Laboratoire de météorologie dynamique (campagne MAP). Le lidar était positionné en Suisse, près de Bad-Ragaz. À cet endroit, la vallée du Rhin, indiquée sur la figure par les directions Chur (en amont) et Bodensee (en aval), est rejointe par la vallée du Seez en provenance du Walensee. Les vitesses radiales sont représentées sur un plan horizontal à 800 mètres d'altitude, soit environ 300 mètres au-dessus du seuil de la vallée. Les vitesses négatives (en bleu) correspondent à des vents se dirigeant vers le lidar, les vitesses positives (en rouge) à des vents qui s'en éloignent. On peut voir que le vent souffle de Chur vers le Bodensee, vers l'aval. À la jonction du Rhin et du Seez, le flux se sépare avec une branche qui pénètre dans la vallée du Seez.

## Le lidar Doppler

Le lidar Doppler mesure la vitesse du vent (Huffaker et Hardesty, 1996) à partir du décalage de fréquence entre les rayonnements émis et reçu. Les lidars Doppler se sont développés à partir du milieu des années 1980. Plusieurs instruments existent dans le monde, pour l'essentiel des prototypes de laboratoire, et sont utilisés pendant les campagnes expérimentales (figure 6). À notre connaissance, une seule solution commerciale est disponible.

## Le lidar à absorption différentielle

Les premières expériences mettant en œuvre un lidar à absorption différentielle – en anglais *Differential Absorption Lidar* ou *Dial* – datent du début des années 1980 (Werner et Herrmann, 1981 ; Cahen et al., 1982). Le lidar Dial sonde une molécule chimique particulière. Le principe est simple : deux rayonnements sont émis simultanément ou presque, sur deux longueurs d'onde très proches l'une de l'autre, dont l'une est absorbée par la molécule sondée et l'autre pas. À une altitude donnée, le rapport entre les puissances reçues aux deux longueurs d'onde est proportionnel à l'absorption différentielle entre les deux voies. Celle-ci est fonction de la densité des cibles et de leur pouvoir absorbant, lui-même proportionnel à la température. Il est alors possible de remonter à la densité des molécules sondées, voire même à la température si l'on choisit une molécule comme l'oxygène dont la densité est connue (Theopold et Bösenberg, 1993). Les applications les plus courantes du lidar Dial sont la mesure de la concentration en vapeur d'eau – c'est le cas du

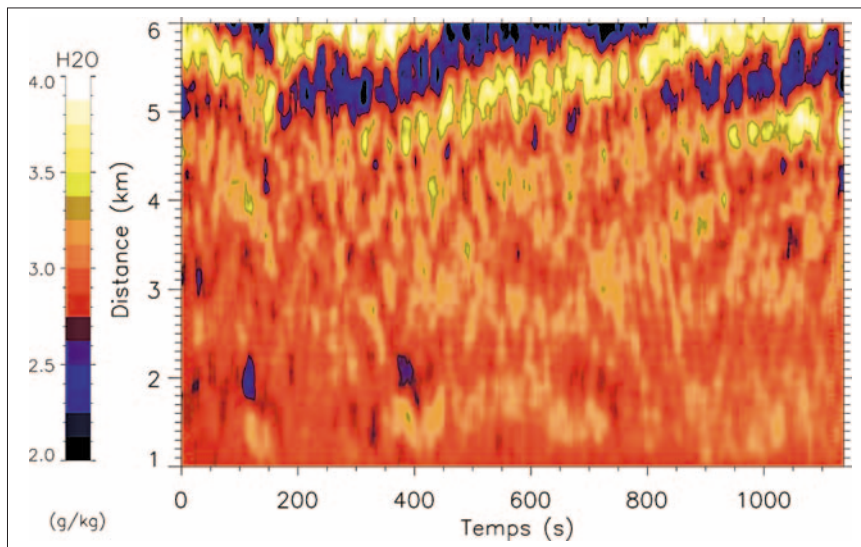


Figure 7 - Évolution temporelle du rapport de mélange de la vapeur d'eau (g/kg) dans la couche limite atmosphérique, obtenue par le lidar Leandre II en visée horizontale (à 8 degrés d'élévation au-dessus de l'horizon) à Meudon. Ces mesures ont été effectuées au cours de tests le 1<sup>er</sup> mars 2002 et constituent une première. Le rapport de mélange de la vapeur d'eau est relativement homogène entre 1 et 5 kilomètres de distance de la source laser. Au-delà, la plus grande variabilité du rapport de mélange est liée au processus d'entraînement au sommet de la couche limite atmosphérique. Les résolutions temporelle et horizontale sont de l'ordre de 5 secondes et de 300 mètres respectivement.

lidar aéroporté français Leandre II, voir figure 7 et Bruneau et al. (2001) – et de la concentration d'espèces telles que le dioxyde de carbone, l'ozone ou le méthane. Les lidars Dial ne sont pas encore très répandus et la plupart d'entre eux sont des prototypes développés dans les laboratoires. La forte demande en matière de suivi de la qualité de l'air a cependant favorisé l'émergence de solutions commerciales.

## Le lidar Raman

Comme le lidar Dial, le lidar Raman sonde une molécule particulière. Le principe est d'émettre dans une gamme de longueurs d'onde susceptibles de donner lieu à une diffusion « anélastique » de la part de la molécule sondée. Le rayonnement diffusé possède une longueur d'onde décalée par rapport au rayonnement émis, le décalage étant propre à la molécule sondée. C'est ainsi que l'on va pouvoir remonter à la concentration de cette dernière. La diffusion Raman fut historiquement la première voie envisagée pour sonder la concentration d'espèces chimiques, l'humidité ou la température. Les premières expériences furent conduites à la fin des années 1970 (Gill et al., 1979) et poursuivies tout au long des années 1980 (Renaut et Capitini, 1988). Elles ne donnèrent pas les résultats escomptés en raison de la faible quantité d'énergie rétrodiffusée. En pratique, seules les opérations de nuit étaient possibles et le lidar Raman fut pratiquement abandonné. Il est réapparu en force ces dernières années avec des instruments capables de fonctionner de jour comme de nuit (Turner et al., 2002) et présente aujourd'hui une véritable alternative au lidar Dial. Plusieurs systèmes existent en laboratoire pour la mesure de la vapeur d'eau.

## Avantages et inconvénients du lidar

Les lidars permettent d'accéder à des variables atmosphériques et à des espèces chimiques difficiles à mesurer avec d'autres systèmes. Par rapport aux instruments passifs avec lesquels ils sont parfois en concurrence (la radiométrie pour la vapeur d'eau, par exemple), ils offrent des résolutions spatiales et temporelles nettement meilleures (quelques dizaines de mètres et quelques secondes), ainsi qu'une meilleure précision, en théorie du moins. Par rapport aux autres instruments de télédétection, ils ont une directivité de faisceau bien meilleure, et cela même avec des antennes de petites dimensions. Dès lors, le lidar est capable de fonctionner à proximité d'obstacles sans craindre d'éventuels échos de lobes secondaires et son faisceau de sondage peut explorer volumiquement l'atmosphère. La taille modeste des antennes est par ailleurs un atout appréciable pour l'observation spatiale. C'est pourquoi les développements technologiques ont été financés en grande partie par les agences spatiales, qui ont d'ores et déjà prévu deux missions : *Calipso*, mission franco-américaine mettant en œuvre un lidar rétrodiffusion et prévue en 2003, et la mission *ADM-Aeolus* de l'Agence spatiale européenne constituée d'un lidar vent et prévue pour 2008.

En revanche, le gros défaut du lidar est de ne pas être « tout temps » : il n'est pas capable de traverser les nuages, à l'exception des plus fins (cirrus), et ne peut fonctionner sous la pluie ou lorsque l'humidité devient trop forte. Dans ces deux derniers cas, l'atténuation du rayonnement le long du faisceau est si importante que la portée

maximale est fortement réduite. Le lidar au sol ne peut donc être un instrument opérationnel.

De façon générale, la portée des lidars dépend de la puissance du laser émetteur. Elle est typiquement de quelques kilomètres. Pour une utilisation en sondage vertical, elle permet généralement de sonder la troposphère sur toute son épaisseur, à moins qu'un nuage n'arrête le faisceau.

## Le GPS

Une balise GPS (Global Positioning System) calcule sa position en mesurant les délais de transmission des signaux émis par au moins quatre des vingt-quatre satellites de la constellation GPS (Doerflinger, 2001). Ces délais sont ensuite convertis en distances, à partir desquelles la position est calculée par triangulation. La conversion délai-distance fait appel à la vitesse de propagation des signaux GPS. Or, celle-ci n'est pas tout à fait égale à la vitesse de la lumière dans l'atmosphère : elle varie en fonction de la pression, de la température et de l'humidité. Si l'on ne prend pas en compte l'allongement du délai de transmission correspondant, on peut commettre une erreur de positionnement de l'ordre du mètre. Pour de nombreuses applications GPS, cela ne pose pas de problèmes. Pour d'autres, c'est insuffisant. La correction des effets atmosphériques a donc été étudiée. Une partie des corrections correspondant au délai dit « hydrostatique » peut être assez facilement réalisée à partir d'une simple mesure de pression de surface. Une deuxième partie, dite « délai humide », est impossible à prévoir en raison du caractère hautement variable et imprévisible du champ de vapeur d'eau. Elle demeure une limite infranchissable pour la précision du positionnement.

La mesure de la vapeur d'eau par GPS a démarré au début des années 1990 (Bevis et al., 1994). Elle se fait en partant

d'une balise fixe dont on connaît parfaitement la position. On peut comparer celle-ci à la position mesurée en temps réel, puis, par différence, obtenir la valeur du délai atmosphérique ; en retranchant le délai hydrostatique, on isole le délai humide. On peut montrer empiriquement que celui-ci est proportionnel à la quantité de vapeur d'eau intégrée verticalement.

Cela fait plusieurs années que le principe de cette mesure a été validé (Liou et al., 2001). Le GPS n'est pourtant toujours pas utilisé en mode opérationnel. La raison tient d'abord au temps de calcul de la solution GPS qui, nécessitant une position très précise des satellites, ne pouvait être obtenue dans le délai de deux à trois heures au-delà duquel la mesure n'a plus de valeur opérationnelle. Cet obstacle technique a été levé. Un deuxième obstacle demeure, celui de la non-disponibilité des mesures sur le réseau de la Veille météorologique mondiale. La raison en est que les études numériques d'impact conduites à ce jour sur la base de réseaux GPS locaux et de modèles planétaires n'ont jamais été très concluantes ; aucun service météorologique national ne s'est dès lors battu pour les y inclure. La situation devrait cependant rapidement changer. De nombreux services météorologiques s'intéressent de près à la prévision régionale et l'inclusion de données GPS dans les chaînes d'analyse régionale serait sans doute bien plus concluante.

En mode recherche, des études sont par ailleurs menées pour restituer par tomographie des champs tridimensionnels de vapeur d'eau à partir des délais

mesurés par un réseau de balises GPS au sol. Des expériences ont déjà eu lieu en 2001 et 2002. Les réseaux GPS pourraient devenir un moyen autonome de mesure du champ de vapeur d'eau dans les régions difficiles d'accès.

## Conclusion

Les recherches en télédétection météorologique au sol se sont souvent déroulées instrument par instrument. L'avenir sera sans doute à la combinaison des instruments. Le radar-lidar Rali de l'Institut Pierre-Simon Laplace (Pelon et al., 1999) est un bon exemple de synergie possible, les deux instru-

ments permettant d'accéder à une richesse d'informations qu'aucun d'eux n'est capable de fournir séparément (en l'occurrence, la taille des hydrométéores). De même, un éventuel futur **profileur** vertical opérationnel ne pourra fonctionner qu'en combinant différentes techniques de sondage (Westwater, 1997 ; Stankov, 1998). Pour mener à bien les recherches nécessaires, les équipes spécialistes de chaque instrument doivent coopérer et disposer d'un site commun d'expérimentation. La mise en place d'un site instrumenté tel que le Sirta de l'Institut Pierre-Simon Laplace (figure 8 et site Internet [sirta.lmd.polytechnique.fr]) à l'École polytechnique (Palaiseau, Essonne) répond à cette logique.

Figure 8 – Le site instrumenté pour la recherche en télédétection atmosphérique (Sirta) à Palaiseau. De gauche à droite, le radar Doppler Ronsard à 5 GHz pour les précipitations, le radar Doppler Rasta à 95 GHz pour les nuages, le lidar vent Doppler LVT à 10,6  $\mu\text{m}$  pour la dynamique et le mât instrumenté de 30 mètres, en voie d'équipement en capteurs in situ et en radiomètres. (Photo IPSL, Martial Haeffelin)



## Bibliographie

- **Bevis M., S. Businger, S. Chiswell, T. A. Herring, R. A. Anthes, C. Rocken, R. H. Ware**, 1994 : GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water. *J. Appl. Meteor.*, 33, 379–386.
- **Bösenberg J., A. Ansmann, J. Baldasano, D. Balis, C. Böckmann, B. Calpini, A. Chaikovskiy, P. Flamant, A. Hagard, V. Mitex, A. Papayannis, J. Pelon, D. Resendes, J. Schneider, N. Sminelli, T. T. G. Vaughan, G. Visconti et M. Weigner**, 2000 : EARLINET: A European aerosol research lidar network. In *Laser Remote Sensing of the Atmosphere*. Selected Papers of the 20th International Laser Radar Conference, A. Dabas, C. Loth et J. Pelon Eds, Éditions École polytechnique, Palaiseau, 155-158.
- **Bruneau D., P. Quaglia, C. Flamant, M. Meissonnier et J. Pelon**, 2001 : Airborne lidar Leandre II for water vapor profiling in the troposphere. I: First results. *Applied Optics*, 40, 3450-3461.
- **Cahen C., G. Mégie et P. Flamant**, 1982 : Lidar monitoring of the water vapor cycle in the troposphere. *J. Appl. Meteor.*, 21, 1506–1515.
- **Clifford S. F., J. C. Kaimal, R. J. Latatit et R. G. Strauch**, 1994 : Ground-based remote profiling in atmospheric studies: an overview. *Proc. IEEE*, 82, 313-355.
- **Collis R. T. H.**, 1968 : Lidar observations of atmospheric motion in forest valleys. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 49, 918–922.
- **Doerflinger E.**, 2001 : Les applications météorologiques du système de positionnement satellitaire GPS. *La Météorologie* 8<sup>e</sup> série, 34, 21-37.
- **Fochesatto J., P. Drobinski, C. Flamant, D. Guedalia, C. Sarrat, P.-H. Flamant et J. Pelon**, 2001 : Evidence of dynamical coupling between the residual layer and the developing convective boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 99, 451-464.
- **Gill R., K. Geller, J. Farina, J. Cooney et A. Cohen**, 1979 : Measurement of atmospheric temperature profiles using Raman lidar. *J. Appl. Meteor.*, 18, 225–226.
- **Huffaker R. M. et R. M. Hardesty**, 1996 : Remote sensing of atmospheric wind velocities using solid-state and CO<sub>2</sub> coherent laser systems. *Proc. IEEE*, 84, 181-204.
- **Liou Y.-A., Y.-T. Teng, T. Van Hove et J. C. Liljegren**, 2001 : Comparison of precipitable water observations in the near Tropics by GPS, microwave radiometer, and radiosondes. *J. Appl. Meteor.*, 40, 5-15.
- **Little C. G.**, 1969 : Acoustic methods for the remote probing of the lower atmosphere. *Proc. IEEE*, 57, 571-578.
- **Mauprivez M. et J.-P. Sandra**, 2002 : Les profileurs de vent à vocation opérationnelle. *La Météorologie* 8<sup>e</sup> série, numéro 39.

- **McAllister L. G.**, 1968 : Acoustic sounding of the lower troposphere. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 30, 1439-1440.
  - **Parent du Châtelet J.** et **J.-L. Chêze**, 2003 : Le réseau radar Aramis. À paraître dans *La Météorologie* 8<sup>e</sup> série, numéro 40.
  - **Pelon J., J. Testud, M. Quante, P. Francis, A. Guyot, O. Danne, V. Trouillet, H. Chepfer, V. Noël, P. Flamant, D. Leon, S. Haimov et G. Vali**, 1999 : Observations of warm and cold clouds using the airborne backscattering lidar LEANDRE I during CLARE. Part 2: synergism with radar measurements. Proceedings of the CLARE Workshop, Noordwijk, Pays-Bas.
  - **Phulpin T., F. Rabier et L. Lavanant**, 2003 : Le sondage satellitaire et son évolution. À paraître dans *La Météorologie* 8<sup>e</sup> série, numéro 40.
  - **Ratier A., H. Roquet, J. Schmetz et S. Sénési**, 2003 : L'imagerie géostationnaire et son évolution. À paraître dans *La Météorologie* 8<sup>e</sup> série, numéro 40.
  - **Renaut D.** et **R. Capitini**, 1988 : Boundary-layer water vapor probing with a solar-blind Raman lidar: validations, meteorological observations and prospects. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 5, 585-601.
  - **Smith W. L., H. E. Revercomb, H. B. Howel, H. M. Woolf, R. O. Knuteson, R. G. Decker, M. J. Lynch, E. R. Westwater, R. G. Strauch, K. P. Moran, B. Stankov, M. J. Falls, J. Jordan, M. Jacobsen, W. F. Dabberdt, R. McBeth, G. Alright, C. Paneitz, G. Wright, P. T. May et M. T. Decker**, 1990 : GAPEX: A ground-based atmospheric profiling experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 310-318.
  - **Solheim F., J. R. Godwin, E. R. Westwater, Y. Han, S. J. Keihm, K. Marsh et R. Ware**, 1998 : Radiometric profiling of temperature, water vapor and cloud liquid water using various inversion methods. *Radio Sci.*, 33, 393-404.
  - **Stankov B. B.**, 1998 : Multisensor retrieval of atmospheric properties. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 1835-1854.
  - **Theopold F. A.** et **J. Bösenberg**, 1993 : Differential absorption lidar measurements of atmospheric temperature profiles: Theory and experiment. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 10, 165-179.
  - **Thépaut J.-N.** et **J.-F. Mahfouf**, 2003 : Les nouvelles mesures satellitaires et leur potentiel pour la prévision numérique du temps. À paraître dans *La Météorologie* 8<sup>e</sup> série, numéro 40.
  - **Turner D. D., R. A. Ferrare, L. A. Heilman Brasseur, W. F. Felt et T. P. Tooman**, 2002 : Automated retrievals of water vapor and aerosol profiles from an operational Raman lidar. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 19, 37-50.
  - **Werner C.** et **H. Herrmann**, 1981 : Lidar measurements of the vertical absolute humidity distribution in the boundary layer. *J. Appl. Meteor.*, 20, 476-482.
  - **Westwater E. R.**, 1997 : Remote sensing of tropospheric temperature and water vapor by integrated observing systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 1991-2006.
  - **Westwater E. R., Y. Han, V. G. Irisov, V. Leuskiy, E. N. Kadyrov et S. A. Viazankin**, 1999 : Remote sensing of boundary layer temperature profiles by a scanning 5-mm microwave radiometer and RASS: Comparison experiments. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 16, 805-818.
  - **Wilczak J. M., E. E. Gossard, W. D. Neff et W. L. Eberhard**, 1996 : Ground-based remote sensing of the atmospheric boundary layer: 25 years of progress. *Bound.-Layer Meteor.*, 78, 321-349.
- 

