# VARIABILITÉ DES FLUX TURBULENTS DE SURFACE MESURÉS PAR AVION AU COURS DE DEUX JOURNÉES CARACTÉRISTIQUES DURANT HAPEX-SAHEL

F. SAID<sup>1</sup>, J.L. ATTIE<sup>1</sup>, A. DRUILHET<sup>1</sup>, P. DURAND<sup>1</sup>, T. LEBEL<sup>4</sup>

# Résumé

La variabilité spatiale du flux net et des flux de surface, de chaleur sensible et chaleur latente, obtenus par avion et calculés par la méthode des corrélations est présentée pour deux journées caractéristiques de l'expérience Hapex Sahel : l'une en saison des pluies, l'autre en début de période sèche. L'étude des échelles d'intégration des flux calculés montre que la précision est très fortement dégradée en saison sèche et que le flux d'évaporation se comporte de manière tout à fait marginale par rapport au flux de chaleur sensible ou à celui de la chaleur latente en conditions humides. Cette caractéristique se traduit par une très forte hétérogénéité spatiale à l'échelle d'un champ de 90 km x 75 km.

Parallèlement à celle des flux, la variabilité spatiale de certains paramètres, accessibles par l'avion et susceptibles de contrôler les transferts, est commentée.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Laboratoire d'Aérologie, URA CNRS 354, 118 route de Narbonne, 31062 Toulouse cedex, France.

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>Orstom, Groupe PRAO, LTHE, BP 53 X, 38041 Grenoble cedex.

#### INTRODUCTION

L'étude de la variabilité spatiale des flux de surface est un sujet d'actualité en particulier dans la perspective de l'amélioration des paramétrisations de la surface dans les modèles méso-échelle et les modèles de circulation générale. Même si la contribution respective des différents paramètres de la surface sur l'évolution du temps et du climat reste une question polémique, tous les modélistes reconnaissent la nécessité de bien documenter ces conditions limites (MAHRT, 1987; Sellers et al., 1992; Segal et al., 1989a and 1989b, Schmugge et André, 1991). L'objectif à long terme est de pouvoir réaliser cette documentation directement par télédétection en utilisant un nombre restreint de mesures in situ. Or cette technique de mesure ne permet pas d'accéder directement à des termes comme les flux turbulents de surface, mais simplement aux paramètres qui dirigent ces flux. Il apparaît donc la nécessité de mettre en évidence la nature et la contribution des paramètres directeurs des transferts à la surface, et cela dans des conditions climatiques différentes. On cherche par exemple à montrer comment s'organise la distribution des flux, quelles sont les sources d'hétérogénéité, et compte tenu de la variabilité spatiale, comment on peut obtenir une estimation des flux à partir des paramètres directeurs mais surtout à une échelle compatible au minimum avec la maille d'un modèle de méso-échelle.

Dans ce sens, Hapex-Sahel est un programme expérimental intensif qui est voué à la résolution de ce genre de problème dans une région représentative de la zone et du climat sahélien. L'expérience est décrite en détail dans GOUTORBE *et al.* (1994) et PRINCE *et al.* (1994), aussi uniquement les lignes directrices du programme sont-elles évoquées ici.

Les objectifs de base du programme sont :

- d'étudier les transferts de masse et d'énergie et en particulier toutes les composantes du bilan hydrique ;
- de tester les performances des satellites météorologiques en matière d'estimation quantitative des paramètres de surface, atmosphériques et des précipitations;
- de fournir aux modèles méso-échelle ou de circulation générale des paramétrisations (empiriques) utilisables pour représenter à l'échelle d'une maille, les flux caractéristiques de surfaces plus petites.

Parmi les nombreux moyens expérimentaux mis en œuvre (stations de météorologie et de micrométéorologie, ballons, avions, satellites), les avions de mesures atmosphériques ont joué un rôle particulièrement important pour l'étude de la variabilité spatiale des flux de surface de chaleur sensible et de chaleur latente. L'avion est en effet un moyen de mesures privilégié pour la description d'une large gamme d'échelles spatiales. Cependant, il a ses limites quant à la gamme d'échelles observées : l'échelle d'intégration minimale doit permettre

d'intégrer assez *d'événements* turbulents efficaces pour que l'estimation soit statistiquement représentative, la maximale doit éviter d'intégrer des variations méso-échelle qui ne sont plus du domaine de la turbulence. Or la limite inférieure de cette échelle d'intégration peut varier suivant les conditions atmosphériques et aussi, comme on va le montrer ici, suivant les conditions de surface des zones étudiées. Cet article se propose tout d'abord de calculer cette limite d'intégration minimale, dans deux conditions expérimentales différentes. Le résultat est en particulier d'ordre pratique pour la modélisation. Il vise à répondre aux questions suivantes :

- ---- à quelle échelle spatiale minimale (pour l'avion) peut-on comparer les flux avion aux flux déterminés localement ?
- à quelle échelle spatiale est-il nécessaire d'estimer les paramètres de surface ou atmosphériques qui contrôlent les flux (application directe à la télédétection) ?
- quelle est l'échelle de base nécessaire à l'initialisation et à la validation d'un modèle méso-échelle documentant l'ensemble de la zone étudiée (environ 200x200km) ?

Dans l'état actuel de l'avancement du travail, cet article n'a pas la prétention de donner une réponse définitive à ces questions: ceci nécessiterait notamment une étude statistique des différentes situations rencontrées pendant les deux mois d'expérience, ce qui n'a pas encore été fait. Nous présenterons ici essentiellement deux situations, dans deux conditions hydriques différentes: l'une caractéristique de la fin de la saison des pluies, l'autre prise dans la période d'assèchement qui a succédé aux dernières pluies. À partir de ces deux situations, nous étudierons à la fois la distribution spatiale du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur latente ainsi que celle des paramètres moyens, accessibles par l'avion et susceptibles de diriger les transferts.

## **CONDITIONS EXPÉRIMENTALES**

#### PLAN DE VOL

Les résultats présentés sont issus des mesures effectuées le 12-09-92 (vol 42) et le 03-10-92 (vol 53) par le Merlin IV de Météo France. La zone de mesure et le plan de vol sont identiques pour les deux journées (figure 1). L'objectif du vol était d'une part de décrire les flux au voisinage des supersites centraux (sud-est de la figure 1), d'autre part d'explorer la variabilité nord-sud des flux sur de grandes distances.

L'avion a décrit une figure de la forme d'un trombone, à altitude constante et à bas niveau (environ 50 m au-dessus du relief moyen), dans une zone située dans la partie nord et au nord du carré d'étude Hapex (figure 1). Les flux mesurés à cette altitude sont assimilés à des flux de surface. En effet, on considère en général que les flux sont conservatifs dans la couche de surface et que l'épaisseur de cette dernière est de l'ordre de 10 % de celle de la couche limite. Or, les sondages verticaux effectués par l'avion pour chacun des vols indiquent des hauteurs de couche limite variant de 600 à 800 mètres pour le vol 42 et de 1 000 à 2 300 mètres pour le vol 53, ce qui montre bien que les mesures ont été effectuées dans la couche de surface.

Les heures (HTU) de vol (de 10 h 30 à 13 h 30 le 12 septembre et de 10 h à 12 h 30 le 3 octobre) ont été choisies telles que l'on se situe autour du maximum du cycle diurne du flux net et des flux turbulents pour pouvoir réaliser les mesures dans des conditions relativement stationnaires. Aucune correction relative à la variation diurne ne sera effectuée.



#### Figure 1 :

Schéma de la trajectoire de vols 42 et 53 et localisation du carré Hapex. Les deux triangles blancs indiquent l'emplacement des deux supersites centraux. À l'intérieur du carré Hapex sont représentées les isohyètes du 11-09-92 d'après les mesures du réseau Epsat réalisées par l'Orstom (noir : pas de pluie ; gris foncé : 50 mm).

#### **P**ARAMÈTRES MESURÉS

Les paramètres mesurés sur l'avion Merlin IV sont décrits brièvement. Les pressions statique et dynamique ainsi que les angles d'incidence et dérapage sont mesurés sur un radôme situé sur le nez de l'avion, selon le système décrit par BROWN *et al.* (1983). Une centrale de navigation (Sagem Ulis 45i), située à l'avant de l'avion, permet de mesurer les coordonnées géographiques horizontales de l'avion, la vitesse de l'avion par rapport au sol et les angles d'attitude de l'avion (roulis, tangage et cap). Une sonde Rosemount 102E2-AL, un hygromètre (General Eastern) et un Lyman permettent d'accéder respectivement à la température et à ses fluctuations, au contenu en eau, aux fluctuations du contenu en eau. Les mesures radiatives comprennent des radiomètres montant et descendant Eppley (angle solide :  $2\pi$ ) dans le visible (0,2-2,8 µm) et l'infrarouge (4-40 m). Un thermoradiomètre Barnes PRT5 (8-14 µm) fournit les mesures de température de brillance de la surface, qui ne sont pas converties en température de surface car l'émissivité est prise égale à 1, en l'absence de mesures d'émissivité disponibles sur la zone à ce jour.

La vitesse d'acquisition des mesures varie en fonction du temps de réponse de l'instrument concerné. Cependant toutes les données dites turbulentes sont enregistrées à 50s<sup>-1</sup> pour être ensuite traitées à 25s<sup>-1</sup>.

## CALCULS

La méthode des corrélations qui est utilisée pour calculer les flux nécessite de calculer les fluctuations des paramètres acquis à haute fréquence. Les fluctuations d'un paramètre sont définies à partir de sa valeur instantanée à laquelle on soustrait la valeur moyenne calculée sur un axe horizontal et stabilisé (palier), de 25 km environ. Cette longueur de 25 km sur laquelle sont calculés les différents flux a été choisie comme un compromis pour pouvoir intégrer un nombre suffisant d'événements turbulents tout en s'affranchissant des variations basse fréquence qui ne sont pas du domaine de la turbulence. La précision de la mesure associée à cette estimation a été discutée par WYNGAARD (1983). LENSCHOW et STANKOV (1986) ont appliqué les résultats à la mesure avion dans la couche limite. D'après WYNGAARD (1983), si l'on fait l'hypothèse que la distribution des fluctuations turbulentes est gaussienne, la précision relative de l'estimation d'un moment d'ordre 2 s'exprime comme suit :

 $\delta f_{xy}/f_{xy} = [2 l_{xy}/L_{xy} (1+r_{xy}^{-2}) ]^{1/2}$  (1)  $\delta f_{xy}/f_{xy}$  est l'erreur absolue sur la covariance,  $l_{xy}$  l'échelle intégrale du flux instantané,  $L_{xy}$  la longueur de l'échantillon sur laquelle le calcul est fait et  $r_{xy}$  le coefficient de corrélation entre les deux paramètres de la covariance. Pour la longueur d'intégration choisie de 25 km, la précision relative que l'on peut escompter sur les flux de chaleur à la surface, dans des couches limites convectives (c'est-à-dire avec des coefficients de corrélation plutôt forts) est de l'ordre de 10 à 15 %. Une autre manière d'envisager la relation (1) est de se fixer la précision que l'on veut obtenir et d'en déduire une longueur d'intégration minimale pour le flux considéré. Ceci permet ainsi de répondre à la question sur l'échelle spatiale minimale de comparaison avec les flux *locaux*.

Les calculs effectués ici concernent essentiellement les flux de chaleur sensible et chaleur latente aussi les fluctuations utilisées ne s'appliquent qu'à la température t', au rapport de mélange q' et à la vitesse verticale de l'air w'.

Les données moyennes utilisées dans cette étude sont définies par séquence de vol de 25 km. Ce sont essentiellement la température  $T_{50}$  et le rapport de mélange  $Q_{50}$  de l'air, le module du vent horizontal  $U_{50}$  au niveau de vol ainsi que les paramètres radiatifs : température de brillance de la surface  $T_{b}$ , albedo de la surface, flux net  $F_{n}$ , flux visible et infrarouge montants et descendants.

Une autre variable moyenne dont il sera discuté ici, est le coefficient aérodynamique pour la température,  $C_t$ . Pour le calculer, il est nécessaire de recalculer température et vent au niveau 10 mètres, en faisant l'hypothèse du profil logarithmique et en tenant compte de la stabilité (PANOFSKY, 1963; PAULSON, 1970). Les paramètres réduits à 10 mètres seront repérés avec l'indice 10. Dans ces conditions, C, a été calculé comme suit :

$$\overline{w'}t' = C_t \ U_{10}(T_s - T_{10}) \tag{2}$$

où  $T_s$  est la température de surface.

Nous ferons à ce niveau l'approximation que  $T_s = T_b$ . Cette approximation peut induire une erreur maximale de presque 1,5° sur la température de surface si l'on considère qu'e peut varier de 2 % au cours d'un vol ( $\delta T_s/T_s = 1/4 \delta \epsilon/\epsilon$ ).

Enfin, l'équation du bilan d'énergie à la surface, qui traduit la partition du flux net en flux de chaleur sensible H, flux de chaleur latente LE et flux dans le sol G, sera aussi utilisée par la suite :

$$Fn = H + LE + G \tag{3}$$

#### SITUATION MÉTÉOROLOGIQUE DES DEUX VOLS ÉTUDIÉS

Les figures 2 et 3 permettent de mettre en évidence les conditions de pluviométrie qui caractérisent les deux périodes de vol. La figure 2, extraite de TAUPIN *et al.* (1991) représente la pluviométrie journalière enregistrée pendant la saison des pluies sur deux stations situées près des supersites centraux et montre que les dernières pluies significatives se sont produit vers la mi-septembre, ce que l'on peut considérer comme une caractéristique de la zone de vol étudiée. Le vol 53 (3 octobre) a donc été réalisé une dizaine de jours après ces dernières pluies. Le vol 42 (12 septembre) par contre a succédé à de forts orages : les précipitations correspondantes sont présentées sous forme d'isoyètes sur la figure 1. Ces données proviennent du relevé du 11 septembre (veille du vol 42) des 107 pluviomètres du réseau Epsat mis en place par l'Orstom. On peut constater que sur la zone qui nous intéresse, c'est la partie sud de la zone de vol qui a recueilli



Chronologie des pluies journalières (mm) enregistrées dans deux stations du réseau Epsat, près des supersites centraux.

les plus fortes précipitations, avec un maximum au sud-est (35 mm), près des supersites centraux, et un maximum relatif (15 mm) au niveau de la latitude 13,7°N et 2,3°E. À partir de la latitude 13,8° et jusqu'au nord de la zone, les précipitations recueillies ne sont plus que minimes.

La situation météorologique du 12 septembre présente les caractéristiques d'un flux de mousson, c'est-à-dire un écoulement chaud et humide d'ouest-sud-ouest. Le vent mesuré au niveau de vol est faible à moyen (3 à 7 m/s) et varie entre 260 et 300°. La matinée est marquée par la poursuite de la zone pluvio-orageuse de la veille, qui se dégage progressivement au cours du vol pour laisser place à un ciel très ensoleillé en début d'après-midi. La figure 3 présente la couverture nuageuse rencontrée au cours du vol sous forme du rayonnement visible descendant. Ce champ de rayonnement a été obtenu après avoir effectué une moyenne des mesures radiatives sur les paliers de 25 km, puis une interpolation entre paliers, ce qui masque évidemment des variations locales du flux beaucoup plus importantes. Dans ces conditions, on peut considérer que les diminutions du



Champ horizontal du flux visible descendant mesuré par le Merlin IV de Météo France au cours des vols 42 et 53. Les zones noires dénotent la présence de nuages.

flux dans la partie sud et au nord-ouest dénotent la présence de plusieurs nuages bas. Le champ du rayonnement infrarouge descendant (non présenté) ne présente pas de variation assez sensible pour en tirer des conclusions sur les nuages hauts.

La situation météorologique du 3 octobre correspond à un flux de mousson faible dans les basses couches. Avant le décollage, la couverture nuageuse est faible (1/8 Cu), puis au cours du vol les cumulus se développent de plus en plus pour donner très localement de faibles pluies en début d'après-midi, après le vol. Le vent au niveau de vol varie entre 3 et 5 m/s avec une direction comprise entre 220 et 270°. Le champ de rayonnement visible descendant de la figure 3 indique la présence de nuages bas au sud et au nord-est de la zone. Cependant la diminution du flux causée par la présence de ces nuages (130W/m<sup>2</sup>) est moins importante que dans le cas précédent (220W/m<sup>2</sup>).

Enfin, pour illustrer de manière générale la différence entre les conditions des deux journées, le tableau 1 présente les différents termes du bilan d'énergie moyen obtenus avec l'avion (le flux dans le sol n'est pas accessible avec l'avion). On peut remarquer que pour une valeur d'énergie disponible quasiment constante, le flux de chaleur sensible augmente alors que le flux de chaleur latente diminue ce qui traduit bien l'assèchement consécutif à l'arrêt des pluies.

## Tableau 1

Bilan d'énergie moyen pour les vols 42 et 53 (uniquement les termes accessibles à l'avion) (W/m<sup>2</sup>)

	Fn	H	LE
Vol 42	580	80	180
Vol 53	550	130	120

## RÉSULTATS

# ÉCHELLES DE LONGUEUR INTÉGRALES ET ÉCHELLES D'INTÉGRATION MINIMALES

L'objectif de ce paragraphe est de vérifier l'adéquation de la longueur d'intégration de 25 km dans le cas particulier des deux couches limites étudiées, et de chercher s'il est possible de diminuer cette longueur d'intégration afin d'accéder à des échelles spatiales d'estimation des flux plus proches de celles des mesures locales.

D'après la formule (1), l'estimation de l'échelle d'intégration spatiale minimale pour calculer un flux nécessite une étude préalable des échelles intégrales des transferts et des coefficients de corrélation entre les variables concernées. Ces paramètres ont été calculés pour chacune des 15 séquences de 25 km de chaque vol et pour les covariances w't' et w'q'. Les résultats sont consignés dans le tableau 2 sous forme de la moyenne et de l'écart-type par vol. On peut remarquer que les échelles de longueur intégrales sont du même ordre (36 m, 31 m, 34 m) sauf dans le cas de la chaleur latente en conditions d'assèchement (41 m). Le coefficient de corrélation pour la chaleur sensible (0,60, 0,63) est très fort, quelles que soient les conditions. Il est même plus fort que la moyenne des coefficients calculée par SAID (1988) dans une étude statistique sur diverses couches limites convectives, y compris la couche limite sahélienne en période sèche (0,46 ± 0,18). Le coefficient de corrélation du flux de chaleur latente vaut 0,45 en conditions humides, ce qui est là encore assez fort (SAID (1988) indique 0,34 ± 0,16) mais devient très faible (0,27) en conditions d'assèchement.

## Tableau 2

Échelles de longueur intégrales (lwt et lwq) (m), coefficients de corrélation (rwt et rwq) et longueurs d'intégration (Lwt et Lwq) (km) pour une précision donnée

	lwt	lwq	rwt	rwq	Lwt 10%	Lwt 20%	Lwq 10%	Lwq 20%
Vol 42								
moyenne	36	34	0,6	0,45	27	7	45	11
écart-type	10	8	0,04	0,09	9	2	18	4
Vol 53								
moyenne	31	42	0,63	0,27	22	5	140	35
écart-type	5	10	0,03	0,07	4	1	58	15

Ceci montre que les transferts de chaleur sensible et de chaleur latente se comportent à peu près de la même façon en conditions humides et de la même façon que le transfert de chaleur sensible en début de saison sèche. Par contre le transfert de chaleur latente se marginalise en conditions sèches.

Compte tenu de la longueur d'intégration choisie (25 km), ces résultats conduisent aux précisions de calcul suivantes pour les flux :

- chaleur sensible : 10 % et 9 % en conditions humides ou sèches respectivement
- -- chaleur latente : 13 % et 24 % en conditions humides ou sèches respectivement.

On s'aperçoit donc que la précision de l'estimation du flux de chaleur latente est très dégradée en conditions d'assèchement. Ce résultat signifie que dans les conditions atmosphériques et de surface de la période d'assèchement, on ne peut pas envisager une estimation des flux d'évaporation à une échelle spatiale inférieure à cette échelle de 25 km. Par contre, ceci pourrait être envisagé pour la chaleur sensible en toutes conditions et la chaleur latente en conditions humides, si l'on acceptait de réduire la précision des estimations. Ainsi dans le tableau 2 sont présentées les échelles d'intégration  $L_{wt}$  et  $L_{wq}$  correspondant à des précisions de 10 % et 20 %. On peut voir que l'on pourrait accéder au flux de

chaleur sensible calculé sur des paliers de 5 ou 7 km et au flux de chaleur latente en conditions humides sur des paliers de 11 km, si l'on se contentait d'une précision de 20 % sur les estimations correspondantes.

#### CHAMPS BIDIMENSIONNELS DES FLUX ET PARAMÈTRES DIRECTEURS

Les champs bidimensionnels des différentes variables qui sont présentés par la suite (figure 4) ont été construits à partir de 15 mesures que l'on considère chacune représentative d'un cercle de 30 kilomètres de diamètre. La surface totale représentée et couverte par les mesures est de 90 kilomètres du sud au nord et de 75 kilomètres d'ouest en est. Les champs vont être décrits avec comme idée principale de chercher les différences existantes entre les deux conditions d'étude et, pour chacune d'elle, d'essayer de mettre en évidence les paramètres responsables de la variabilité spatiale des flux.

Flux net : c'est la somme des flux visibles et des flux infrarouges. (Convention de signe : *plus* quand le flux se dirige vers la surface). Pour les deux vols, le champ de flux net reflète le champ du rayonnement visible descendant et donc les perturbations causées par les nuages.

Albedo : c'est le rapport du flux visible remontant sur le descendant. L'interprétation de ces champs ne peut se faire avec beaucoup de rigueur car il n'est pas vraiment correct de calculer une valeur d'albedo sous les nuages. On peut néanmoins remarquer que les isolignes sont bien organisées dans les deux cas et indiquent un gradient qui n'a pas de rapport avec l'organisation des champs de ravonnement visible descendant. Ce gradient est orienté sud-nord, le 12 septembre et est-ouest le 3 octobre. On peut dire d'autre part que grossièrement, l'albédo au nord-est aurait diminué d'une situation à l'autre (0,27 à 0,24-0,25) alors qu'il aurait augmenté, partout au sud (0,21-0,23 à 0,24-0,26) si bien que le champ du 3 octobre se retrouve beaucoup plus homogène que celui du 12 septembre. Ces caractéristiques traduisent assez fidèlement les conditions à la surface : le sud de la zone comporte plus de végétation (d'après les notes de vol du 12 septembre) et a été plus arrosé (les isohyètes de la figure 1 en sont un bon exemple), l'albédo est donc plus faible au sud. Par contre, le 3 octobre, la végétation est dans sa phase de sénescence, l'albédo a donc augmenté. Enfin, il se peut que pendant la période d'assèchement, la proximité à l'est du Dallol Bosso, ancienne vallée fluviale plus humide que la zone étudiée, influence les conditions de surface les plus à l'est.

*Flux de chaleur sensible* : le champ du vol 42 présente un gradient sud-nord de 50 à  $110W/m^2$  (7W/m<sup>2</sup> par 10 km). Rappelons que la précision calculée sur l'estimation du flux de chaleur sensible est de 10 %, en conditions humides ou sèches. On peut considérer néanmoins que la précision est meilleure sur les champs dans la mesure où l'algorithme d'interpolation utilisé pour les construire prend en compte tous les points du domaine d'étude. La variabilité spatiale qui est donc de 17W/m<sup>2</sup> pour 25 km (15 à 34 % de la valeur du flux), est supérieure



Figure 4 :

Champs horizontaux des flux radiatifs et turbulents, et des paramètres moyens, mesurés par le Merlin IV, au cours du vol 53.



Champs horizontaux des flux radiatifs et turbulents, et des paramètres moyens, mesurés par le Merlin IV, au cours du vol 42.

à la précision, ce qui montre que les champs présentent une variabilité physique et ne traduisent pas un artéfact de mesure ou de calcul. Les nuages affectent ce champ et son gradient (le minimum relatif de 50W/m<sup>2</sup> sur le flux de chaleur sensible au nord-ouest correspond à celui de 460W/m<sup>2</sup> sur le flux net, le maximum relatif de 110W/m<sup>2</sup> à l'est sur l'un correspond au maximum de 680W/m<sup>2</sup> sur l'autre) mais ne le déterminent pas (le gradient bien organisé dans la partie sud du champ du flux de chaleur sensible, l'est beaucoup moins sur celui du flux net). Il semblerait donc que pour ce vol, le flux de chaleur sensible soit un peu plus influencé par la variation de l'énergie disponible au nord qu'au sud.

Le champ du vol 53 présente lui aussi un gradient sud-nord de 90 à 170 W/m<sup>2</sup> (9W/m<sup>2</sup> par 10 km) ainsi qu'une augmentation en absolu de la valeur du flux par rapport à celui du 12 septembre qui traduit bien l'assèchement général. On ne remarque pas, comme dans le cas précédent, de relation très marquée avec le champ de flux net excepté peut-être le maximum relatif de 140W/m<sup>2</sup> au centre du champ. Par contre le maximum absolu de 170W/m<sup>2</sup> au nord-est est sous un nuage.

Flux de chaleur latente : le champ du vol 42 présente un gradient nord-sud de 90 à 250 (16W/m<sup>2</sup> par 10 km). Dans ce cas la variabilité sur 25 km (16 à 44 % de la valeur du flux) est là encore supérieure à la précision qui est de 13 % (au pire) dans les conditions de ce vol. Il n'apparaît pas de relation évidente avec le champ de flux net sauf au niveau du maximum (250W/m<sup>2</sup>) qui est situé dans une zone où le flux net est fort (mais pas maximal). Par contre la localisation de ce maximum de 250W/m<sup>2</sup>, situé au sud, au niveau de la longitude 2,4°, correspond à peu près à la localisation du maximum relatif de 15 mm sur les isohyètes de la figure 1. Par contre, on aurait pu s'attendre à un flux de chaleur latente plus important, au niveau des supersites centraux (coin sud-est) où les isohyètes indiquent 35 mm de pluie pour le 11 septembre.

Le champ de flux de chaleur latente du vol 53 est très hétérogène. Les variations ne sont pas significatives car leur échelle spatiale est très petite pour une erreur sur l'estimation très grande (24 % sur 25 km).

Rapport de Bowen : le champ du vol 42 est bien organisé et présente un gradient sud-nord avec des isolignes un peu influencées cependant par les nuages au nord-ouest et au nord-est, comme pour le champ du flux de chaleur sensible. Il varie de manière importante, de 0,2 au sud à 1,3 au nord. Ce gradient est à mettre en relation (pas dans les détails cependant) avec le gradient sud-nord qui caractérise l'albédo de ce vol et correspond probablement à un gradient de la végétation. Le champ du rapport de Bowen du vol 53 n'est pas interprétable en raison de l'hétérogénéité trop importante du champ du flux de chaleur latente.

*Flux dans le sol :* il est plus présenté ici pour son ordre de grandeur que pour ses variations spatiales car c'est un terme résiduel (dans l'équation 3), qui cumule toutes les erreurs : il est calculé en effet à partir du flux net duquel ont été soustraits les deux flux de chaleur. Il varie de 280 à 460 W/m<sup>2</sup> pour le vol 42 et de 250 à 430 W/m<sup>2</sup> pour le 53, ce qui reste à peu près constant dans le temps.

L'objectif de l'étude étant d'identifier les paramètres directeurs responsables de la variabilité spatiale des flux, nous allons à présent commenter les champs des paramètres moyens directement accessibles par l'avion et susceptibles de jouer ce rôle.

Paramètres directeurs du flux de chaleur sensible : le champ de vent à 10 m du vol 42 est caractérisé par un maximum de 4,2m/s au nord-est, un maximum relatif (4m/s) à la latitude 13,8° et une diminution jusqu'à 2m/s partout ailleurs : l'écart maximal est donc de 2,2m/s. Il n'apparaît pas de relation avec le flux de chaleur sensible.

Les champs de température de l'air à 10 m et de température de brillance présentent pour ce vol et dans la partie sud, un gradient bien organisé, qui rappelle celui de la chaleur sensible. Sur l'ensemble du champ, la température de l'air à 10 m varie de 27,5 à 32,5° alors que la température de brillance de la surface varie de 34 à 39°. La perturbation de la température de brillance au nord-ouest (37° au lieu de 39°) est due à la diminution du flux net par les nuages qui affectent cette zone. La partie nord du champ de température de l'air est, quant à elle encore plus dépendante du flux net. Le champ de différence de température entre la surface et 10 m (non représenté ici) ne présente pas de relation directe avec le flux de chaleur sensible ; il varie de 5,8 à 8°. Le champ du produit  $U_{10}$  ( $T_s$ - $T_{10}$ ) présente, en commun avec le champ de flux de chaleur sensible, un gradient assez bien organisé au sud et un minimum, sous les nuages, au nord-ouest.

Le dernier champ à examiner est celui du nombre de Stanton,  $C_i$ , qui est calculé à partir des autres termes et cumule les erreurs. L'erreur liée à l'approximation sur  $\varepsilon$  est de 10<sup>-3</sup> au grand maximum (erreur relative sur tout le champ). Ici  $C_i$  varie de 1,5 à 5,5 10<sup>-3</sup>, ce qui est plus grand que l'erreur et donc significatif. D'autrepart la structure de ce champ est assez bien organisée avec des points communs avec celui du flux de chaleur sensible, notamment au niveau des deux *maxima* à 5,5 10<sup>-3</sup>. C'est finalement à la fois ce champ (qui traduit une influence de la structure de la surface) et le champ  $U_{10}(T_s - T_{10})$  (qui est influencé par les nuages au nord, et par la surface au sud) qui déterminent la répartition spatiale du flux de chaleur sensible : on ne peut pas dire que dans ce cas, un paramètre soit prépondérant par rapport à un autre.

Vol 53 : le champ de vent à 10 m présente un écart maximal de 2 m/s avec grossièrement un gradient nord sud de 1,4 à 3,4 m/s. Aucune relation avec le flux de chaleur sensible n'apparaît (gradient inversé). Le vent est plutôt plus faible que celui du vol 42. La structure des champs de température de l'air et du sol se ressemble beaucoup. Comme pour le vol 42 ils présentent un gradient au sud et une variation moins importante et moins bien organisée, plus au nord. La température de l'air à 10 m varie de 32,5 à 35°; la température de brillance du sol de 39 à 41°. On peut noter l'augmentation générale de la température par rapport à la situation du 12 septembre. L'écart de température air-sol (non représenté) varie de 5,6 à 6,8°, ce qui représente une plage plus étroite que dans le cas du vol 42 (5.8 à 8°) et des valeurs maximales inférieures. Le champ correspondant ne présente pas de relation nette avec le champ de flux. Le champ  $U_{10}$  ( $T_s$  - $T_{10}$ ) a la particularité de présenter un gradient inverse à celui du flux. D'autre part, les valeurs des isolignes sont inférieures à celles du vol 42 (qui résulte des plus faibles valeurs du vent et de la différence de température sol/air) alors que les valeurs du flux sont supérieures. On peut donc conclure sans ambiguïté que c'est le nombre de Stanton C, qui détermine le flux. En effet, on trouve entre le champ de C, et le champ de flux de fortes similitudes, même s'ils ne sont pas tout à fait superposables. De plus ce sont ces valeurs élevées (5-16 10-3) du coefficient C., qui donnent au flux de chaleur sensible ces valeurs doubles par rapport à celles du vol 42. Ceci montre donc que dans les conditions de ce vol, c'est la surface qui joue un rôle prépondérant à travers le nombre de Stanton. Celui-ci dépend notamment des rugosités aérodynamique et thermique de la surface. Son augmentation entre les deux vols ainsi que l'évolution de sa structure spatiale traduisent une évolution de l'état de surface.

Paramètres directeurs accessibles du flux de chaleur latente : on ne dispose pas avec l'avion, de mesure d'humidité de la surface. On ne peut donc regarder que le vent et l'humidité de l'air au niveau de vol. Comme pour le flux de chaleur sensible, le champ de vent du vol 42 ne présente pas de relation avec le champ de flux de chaleur latente. Les variations du rapport de mélange de la masse d'air du vol 42 (augmentation du nord au sud de 13 à 15,2 g/kg) présentent quelques ressemblances avec celles du flux d'évaporation mais l'interprétation ne peut pas aller plus loin. Pour le vol 53, on peut constater aussi un gradient de l'humidité de la masse d'air (11,2 à 13,5 g/kg) du même ordre de grandeur et du nord vers le sud alors que le champ de flux est très hétérogène. La masse d'air s'est asséchée du vol 42 au vol 53, mais la remarque la plus importante à faire est que l'hétérogénéité du flux de chaleur latente pour le vol 53 vient de la surface, et non pas de la masse d'air.

# CONCLUSION

À partir de deux conditions atmosphériques différentes de la couche limite sahélienne, la première succédant à de forts orages, l'autre une dizaine de jours après ces orages, nous avons montré que la distribution spatiale du flux de chaleur latente est fondamentalement différente en période d'assèchement qu'en période humide. Ceci implique que les échelles spatiales minimales d'intégration des flux sont supérieures en période d'assèchement : pour obtenir le flux de chaleur latente avec une précision de 10 %, il faudrait effectuer l'estimation sur une échelle spatiale de 140 kilomètres ! Dans ce travail, ils n'ont été intégrés que sur 25 km, ce qui abaisse la précision de l'estimation à 20 % et ne permet pas d'étudier les variations spatiales à cette échelle. Par contre cette hétérogénéité du flux d'évaporation n'est pas visible sur les paramètres directeurs de la masse d'air (vent et humidité de l'air) ce qui tendrait à incriminer la surface : humidité de surface et nombre de Dalton  $C_{a}$  (l'homologue à  $C_{a}$ ), comme paramètres directeurs de la variabilité spatiale. L'information sur l'humidité de surface devrait pouvoir être disponible à partir des mesures de télédétection micro-ondes. Cette étude demande donc un approfondissement, avec la nécessité de prendre aussi en compte le flux d'inversion au sommet de la couche limite, mais d'ores et déjà, elle met en garde les modélisateurs sur l'échelle spatiale adéquate du calcul du flux d'évaporation à la surface.

En ce qui concerne le flux de chaleur sensible en conditions sèches ou humides et le flux de chaleur latente en conditions humides, les caractéristiques se comparent plus facilement à celles des couches limites convectives usuelles : les intégrations spatiales sur 25 km conduisent à des précisions de calcul raisonnables de 10 % pour la chaleur sensible et 13 % pour la chaleur latente. On pourrait diminuer la longueur d'intégration mais dans ce cas la précision diminuerait et l'étude sur la variabilité spatiale deviendrait critiquable.

L'étude de la structure spatiale des flux de chaleur sensible et des paramètres susceptibles de diriger ces flux a montré que dans le cas des conditions humides, la variabilité spatiale du flux provient à la fois de la variabilité de l'énergie disponible (nuages ou ciel clair) et de l'état de la surface. Dans le cas des conditions d'assèchement, c'est essentiellement la surface, par l'intermédiaire du nombre de Stanton  $C_t$ , qui est responsable de la valeur du flux et de sa variabilité spatiale. L'étape suivante va consister à utiliser les données disponibles sur l'état de surface (mesures de télédétection, cartes d'états de surface, mesures de rugosité...), pour essayer notamment de paramétriser  $C_t$  et  $C_g$ . Ce travail se fera sur ces deux situations de vol mais aussi sur toutes les autres, réalisées sur la même zone, au cours des deux mois d'expérience.

# REMERCIEMENTS

Nous tenons à exprimer notre gratitude envers les responsables de l'expérience Hapex Sahel, M. Hoepffner et J.P. Goutorbe qui ont contribué à la mise en œuvre et à l'organisation de l'expérience. Nous remercions également les ingénieurs et techniciens de Météo France qui ont instrumenté les avions, réalisé les vols et fourni les données utilisées ici. Notre reconnaissance aussi à A. Herrada, pour s'occuper des tâches administratives et comptables pour nos départs en mission et la gestion de nos comptes, ainsi qu'à S. Prieur et J. Duron, informaticiens de notre laboratoire. Ce travail a été financé par l'Insu.

## BIBLIOGRAPHIE

- BROWN E.N., FRIEHE C.A., LENSCHOW D.H., 1983. The use of pressure fluctuations on the nose of an aircraft for measuring air motion. J. Clim. Appl. Meteorol. 22, 171-180.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT P., MONTENY B., PRINCE S., SAID F., SELLERS P., WALLACE J., 1994. Hapex-Sahel : a large scale study of landatmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophysicae 12*, 53-64.
- LENSCHOW D.H., STANKOV B.B., 1986. Length scales in the convective boundary layer. J. Atmos. Sci., 43: 1198-1209.
- MAHRT, L., 1987. Grid-averaged surface fluxes. Mon. Weather Rev., 115, 1550-1560.
- PANOFSKY H.A., 1963. Determination of stress from wind and temperature measurements. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 89, 85-94.
- PAULSON C.A., 1970. The mathematical representation of windspeed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. J. Appl. Meteorol. 9, 857-861.
- PRINCE S.D., KERR Y.H., GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BROUWER J., DOLMAN A.J., ENGMAN E.M., KABAT P., MONTENY B., SAID F., SELLERS P., WALLACE J., 1994. The Hydrology-Atmosphere Pilot Experiment in the Sahel (Hapex-II-Sahel). Remote Sensing of Environm, in press.
- SAID F., 1988. Étude expérimentale de la couche limite marine : structure turbulente et flux de surface (expérience Toscane-T). Thèse de docto-rat. Université Paul Sabatier.
- SCHMUGGE T.J., ANDRE J.C., 1991. Land Surface Evaporation. Measurement and Parameterization. Springer-Verlag.
- SEGAL M., GARRATT J.R., KALLOS G., PIELKE R.A., 1989a. The impact of wet soil and canopy temperatures on daytime boundary-layer growth. J. Atmos. Sci., 46,3673-3684.

- SEGAL M., SCHREIBER W.B., KALLOS G., GARRATT J.R., RODING A., WEAVER J., PIELKE R.A., 1989b. The impact of crop areas in north-east Colorado on midsummer mesoscale thermal circulations. *Mon. Weather Rev.* 117, 809-825.
- SELLERS P.J., HALL F.G., ASRAR G., STREBEL D.E., MURPHY R.E., 1992. An overview of the first International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE). J. Geophys. Res. 97, D17, 345-371.
- TAUPIN J.D., LEBEL T., CAZENAVE F., GRÉARD M., KONG J., LECOCQ J., ADAMSON M., D'AMATO N., BEN MOHAMED A., 1993. Epsat : Vers une estimation des précipitations par satellite au Sahel. Rapport Orstom DMT.
- WYNGAARD, J.C., 1983. Lectures on planetary boundary-layer. Mesoscale meteorology-theory, observations and models, edited by D. Lilly and T. Galchen. Reidel, Hingham, MA : 603-650.