

Détermination des flux de vapeur d'eau entre la couche limite planétaire et l'atmosphère libre

Par D. GUEDALIA, A. DRUILHET et J. FONTAN, *Centre de Physique Atomique, Physique des Aérosols et Echanges Atmosphériques, (équipe associée au C.N.R.S. n° 378), Université Paul Sabatier, Toulouse, France*

(Manuscript received July 22, 1974; in final form April 28, 1975)

ABSTRACT

We have performed a series of measurements of the vertical flux of water vapour between the planetary boundary layer (PBL) and the free atmosphere. The vertical flux has been calculated in the stable layer at the highest level of the PBL ($\sim 1\,000$ to $1\,500$ m) thanks to the coefficient of matter transfer (determined by the ThB (Pb-212)) and by the water vapour gradient. We have compared these values with the evapotranspiration in the area of measurement. Significant variations of the flux of water vapour at the top of the PBL have been noticed from day to day. They are mainly due to changes in the specific humidity of the air masses above the PBL. The daily results show the flux through the stable layer cannot be neglected as a mechanism of vertical transport of water vapour.

I. Introduction

L'interaction entre la circulation générale et la surface de la terre se fait à travers la couche limite planétaire. L'énergie fournie par la surface, principalement sous forme de chaleur sensible et de chaleur latente aura pour effet de modifier la circulation générale sous deux aspects principaux : en changeant la hauteur de cette couche limite planétaire (en raison de l'homogénéisation provoquée par la forte turbulence) et en introduisant de l'énergie dans l'atmosphère libre sous forme de chaleur latente. Nous présentons dans cet article une méthode pour déterminer les flux de vapeur d'eau entre la couche limite et l'atmosphère libre, basée sur l'utilisation des coefficients d'échanges de matière K_z . Ces flux sont calculés à travers la couche stable (en général couche d'inversion) qui se trouve au-dessus de la couche limite turbulente par l'expression :

$$F_v = -\rho K_z \frac{dq}{dz}$$

où K_z est le coefficient d'échange de matière dans cette couche stable et dq/dz le gradient de vapeur d'eau au même niveau. La valeur du coefficient K_z est déterminée à partir de la

répartition verticale d'un traceur radioactif naturel, le ThB (Pb-212) dont la période est de 10,6 heures.

Les valeurs des flux de vapeur d'eau F_v , ainsi calculées ont été comparées à la valeur de la source locale (évapotranspiration). La méthode que nous présentons permet de calculer directement les flux de vapeur d'eau qui entrent localement dans l'atmosphère libre, sans tenir compte de la structure verticale de la couche limite, où ont lieu des phénomènes transitoires importants en raison de l'évolution diurne de l'épaisseur de la couche turbulente.

II. Rappel des travaux antérieurs

La détermination des flux verticaux de vapeur d'eau a été souvent limitée à la couche de surface et son but était la plupart du temps d'estimer les valeurs de l'évaporation au-dessus des Océans. Ces dix dernières années en raison de l'existence d'hygromètres à très bonne résolution, on a assisté à un développement des mesures des flux de vapeur d'eau hors de la couche de surface. Les différentes méthodes existantes peuvent être divisées en deux groupes :

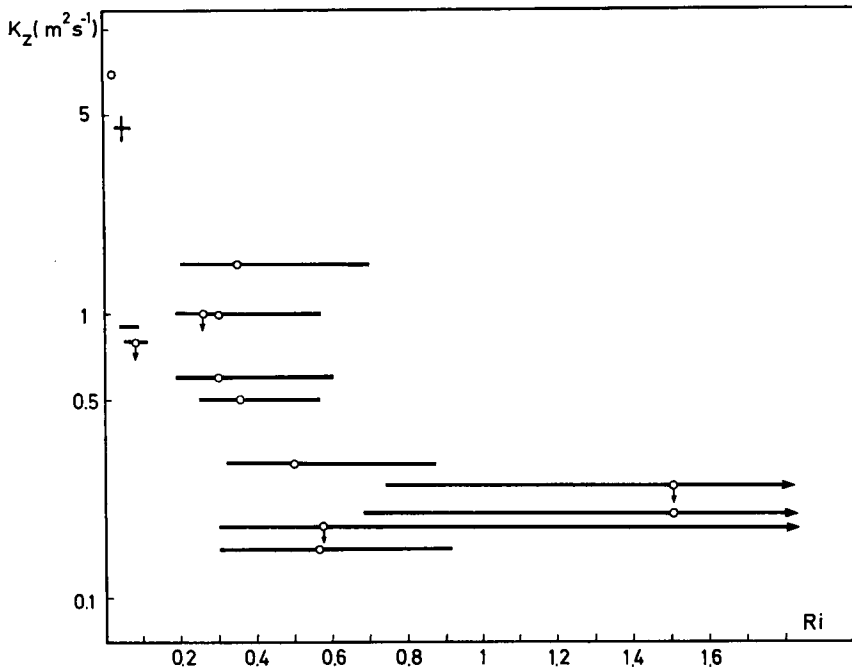


Fig. 1. Relation entre les coefficients d'échanges de matière et le nombre de Richardson dans les couches stables au-dessus de la couche limite.

a) les méthodes de profil ou méthodes aérodynamiques, fondées sur les variations relatives de la température et du rapport de mélange à deux instants donnés (Warner, 1971) ou encore utilisant le gradient et une fonction « universelle » Φ (Ri) du nombre de Richardson (Miyake et al., 1970);

b) la méthode de corrélations, dans laquelle le flux est calculé par :

$$F_v = \overline{\rho w' q'}$$

ρ : densité de l'air

w' : fluctuation de la composante verticale du vent

q' : fluctuation du rapport de mélange de la vapeur d'eau.

Le calcul de la corrélation peut s'effectuer par des méthodes numériques ou analogiques, telle, par exemple, l'« évapotron » mis au point par Dyer & Maher (1965). Le flux mesuré par cette méthode correspond à un certain domaine spectral qui dépend du temps de réponse des capteurs, de la fréquence d'échantillonnage et de la longueur des fonctions.

La plupart des auteurs qui utilisent cette méthode ont effectué les mesures entre 0 et 500 m au-dessus de la mer : Pond et al. (1971) font les mesures à quelques mètres au-dessus de la surface de la mer; Yelagina & Koprov (1971) donnent le flux de vapeur d'eau à 1,5 mètre au-dessus de la mer. Bean et al. (1972) mesurent le flux de vapeur d'eau à plusieurs niveaux à l'aide d'un avion entre 0 et 150 m au-dessus de l'Océan et vérifient que le flux est conservatif dans la couche considérée. Donelan & Miyake (1973) ont également calculé les flux de la vapeur d'eau dans les 500 premiers mètres au-dessus de l'Océan, mais ils montrent une décroissance du flux entre la surface et 150 mètres.

Les mesures au-dessus des terres sont peu nombreuses. Nous pouvons citer en particulier les travaux de Miyake & McBean (1970).

Ces différents auteurs ont montré un déplacement du maximum de densité spectrale du flux vers les grandes longueurs d'onde, lorsque l'altitude augmente; au-dessus de quelques centaines de mètres, ce maximum se trouve vers $\lambda = 1000$ mètres (Bean et al., 1972); ceci montre que pour des mesures faites

dans la couche limite, le flux de vapeur d'eau est principalement dû aux mouvements convectifs. Tous les travaux cités ont trait à des mesures effectuées à l'intérieur même de la couche limite et ils ne permettent pas de résoudre le problème des flux de vapeur d'eau qui passent dans l'atmosphère libre.

III. Equipement et méthodes de mesure

Les mesures ont été réalisées entre juin et octobre 1973, dans le Sud-Ouest de la France à 200 kilomètres environ de l'Océan Atlantique. Chaque expérience commence par un sondage par avion jusqu'à 3 000 mètres d'altitude; ensuite, on effectue des paliers horizontaux à 7 niveaux différents pour la mesure du ThB; le dispositif expérimental utilisé a été décrit par Guedalia et al. (1973). Un nouveau sondage est effectué à la fin de l'expérience.

Les autres paramètres mesurés à bord de l'avion Cessna de la Météorologie Nationale sont la pression statique et dynamique, la température (fil de platine, sonde Rosemount), le point de rosée (hygromètre Cambridge Systems, type 137 C3), direction et vitesse du vent (radar Doppler). L'ensemble de ces paramètres est envoyé dans un enregistreur magnétique analogique multipistes.

1. Calcul des coefficients d'échanges de matière

Les traceurs radioactifs ont été déjà utilisés pour l'étude des échanges dans la couche de surface (Druilhet & Fontan, 1972 et 1973).

La détermination de la valeur du coefficient d'échanges de matière dans la couche stable est faite à partir de la répartition verticale de ThB dans l'après-midi, lorsque la couche turbulente convective a atteint son développement; c'est alors que le profil de ThB est en équilibre avec les conditions de diffusivité; la méthode de calcul utilisée et son application à la couche limite ont été exposées en détail par Guedalia et al. (1971 et 1974a).

Les valeurs de K_z dans ces couches stables sont en général comprises entre 0,1 et $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Avant d'utiliser ces coefficients pour le calcul des flux de vapeur d'eau, il nous a semblé nécessaire de préciser la signification des coefficients d'échanges déterminés dans ces couches stables.

Tout d'abord les valeurs des coefficients dans ces couches sont faibles, 100 à 1 000 fois plus

faibles que celles que l'on trouve dans la couche convective sous jacente (en général supérieures à $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$).

En raison de la période du traceur, ces coefficients ne tiennent pas compte des mouvements d'échelle synoptique et sont représentatifs de l'ensemble des mouvements de micro-échelle; ceci semble confirmé par la relation existant entre le coefficient K_z et la valeur du nombre de Richardson (Ri) dans la couche (figure 1); on constate que les seules valeurs importantes de K_z sont obtenues pour des valeurs de R_i inférieures à 0,05, c'est-à-dire dans des couches où la turbulence peut se développer; par contre, pour des valeurs de R_i supérieures à 0,4, le coefficient K_z est toujours inférieur à $3,10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

La structure de ces couches stables n'est pas encore bien connue; dernièrement certains auteurs (Readings et al., 1973; Metcalf & Atlas, 1973; Browning et al., 1973) ont mis en évidence à l'aide de mesures radiométriques, des zones où R_i devient localement inférieur à R_i critique, ce qui permet le développement de mouvements turbulents dont l'étendue est cependant trop faible pour pouvoir être mesurée avec l'instrumentation aérienne. Cette turbulence localisée pourrait être une des causes des échanges qui se produisent à travers les couches stables. Le coefficient K_z , déterminé avec le ThB, permet justement d'intégrer l'effet des différents processus de transfert existant à l'intérieur des couches stables sans devoir d'ailleurs décrire le détail de ces phénomènes.

Ces coefficients ont chaque fois été calculés pour l'après-midi; en principe la relation obtenue entre K_z et R_i ne pourra pas être utilisée pendant la période nocturne sauf si l'on fait l'hypothèse que la cause des échanges verticaux est intrinsèque à la couche stable et non pas due à une cause extérieure telle que la convection développée dans la couche mélangée sous-jacente, par exemple.

2. Calcul du flux de vapeur d'eau

Lors de chaque expérience, nous avons calculé la valeur du flux vertical de vapeur d'eau qui correspond au passage entre la couche limite planétaire et l'atmosphère libre. C'est dans la couche stable qui se trouve immédiatement au-dessus de la « couche de mélange » que le gradient de vapeur d'eau et le coefficient K_z sont connus avec une bonne précision. La con-

Tableau 1. *Données correspondant aux différentes campagnes de 1973*

H_m : hauteur de la « couche de mélange »; Q_1 et Q_2 : quantités de vapeur d'eau contenue dans la couche limite et dans l'atmosphère libre; E_v : évaporation sous abri sur 24 heures; ETR : évapotranspiration sur 24 h; ϕ_0 : valeur estimée de l'évapotranspiration au sol au moment de la mesure; K_z : coefficient d'échange de matière déterminé par le ThB dans la couche stable; F_v : flux de vapeur d'eau qui rentre dans l'atmosphère libre, calculé par le K_z .

Date et heure	H_M (m)	Quantité d'eau dans la colonne (kg m ⁻²)		Source locale				Flux vapeur d'eau	
		Q_1	Q_2	Ev (kg m ⁻²)	ETR (kg m ⁻²)	ϕ_0 (g m ⁻² h ⁻¹)	K_z (m ² s ⁻¹)	Fv (g m ⁻² h ⁻¹)	Fvl (W m ⁻²)
24.06 15 h	1 200	10,7	10	3,1	2	274	5	45	31,2
25.06 15 h	950	8,8	9,4	3,6	2	200	≤ 0,2	≤ 13	≤ 9
26.06 15 h	1 200	11,4	11,3	7,6	5,7	587	0,3	24	16,6
28.06 15 h	1 050	11	21	3,0	2,3	230	—	—	—
29.06 15 h	1 300	12	12	2,6	1,9	190	0,9	24	16,6
30.06 15 h	850	5,5	—	3,7	1,7	168	1	125	86
09.09 15 h	1 200	11,5	17	3	2,1	200	1	126	87,4
10.09 15 h	1 300	12,4	16	3,1	1,5	160	≤ 1,6	≤ 57	≤ 39,5
11.09 16 h	1 400	9,7	9	3,1	2	194	0,2	16	11,1
12.09 15 h	1 050	10	19	3,6	3,1	305	0,5	77	53,4
04.10 16 h	900	6,6	11	3,4	4	425	1	115	79,8
05.10 15 h	1 300	9,9	9	2	2,8	290	0,6	38	26,4
08.10 15 h	1 100	7	10	0,8	0,85	102	0,25	18	12,5
09.10 15 h	850	5,4	9	1	0,85	85	0,25	15	10,4
10.10 16 h	1 100	7,6	8,5	1,6	1,3	118	≤ 0,8	≤ 48	≤ 33

centration de vapeur d'eau est déterminée à partir de la température et du point de rosée. Au niveau de la couche stable, l'erreur sur le gradient de vapeur d'eau est en moyenne de 5 à 10 %. L'erreur sur la détermination de K_z est variable d'une expérience à l'autre, mais dans la couche stable elle est généralement inférieure à 20 %.

Nous avons calculé, d'autre part, pour chaque expérience les quantités :

Q_1 : quantité totale de vapeur d'eau (en kg m⁻²) contenue dans la « couche de mélange »

Q_2 : quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère au-dessus de la couche limite

planétaire (en kg m⁻²); cette dernière valeur a été seulement estimée en extrapolant les dernières mesures (en général à 3 000 mètres) et en considérant au-dessus une répartition standard de la température; l'erreur commise difficile à évaluer exactement, est au maximum de 30 %.

3. Calcul de l'évapotranspiration

Il nous est apparu intéressant de connaître la source locale de vapeur d'eau, c'est-à-dire l'évapotranspiration moyenne au-dessus de la région où les expériences se sont déroulées. Cette valeur a été calculée de la façon suivante :

Nous avons déterminé tout d'abord la répartition (en %) des différentes cultures (maïs, blé, vignes ...) et des sols non cultivés sur la zone. On dispose d'autre part de l'évapotranspiration potentielle (ETP), mesurée sur des parcelles témoins. Nous avons ainsi déterminé une valeur de l'évapotranspiration réelle (ETR) à partir de la répartition des cultures et du cycle de développement de chaque culture (rapport ETR/ETP) (Puech & Hernandez, 1973¹). Cette estimation est une valeur par défaut, puisque nous avons supposé une irrigation nulle sur les cultures; l'erreur est inférieure à 20 %. A titre de comparaison, nous avons indiqué aussi la valeur journalière de l'évaporation sous abri (E_v) mesurée par un atmomètre Piche.

IV. Présentation des résultats

1. Variation journalière de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration suit en général un cycle journalier caractéristique, avec un maximum au milieu de la journée et un minimum, souvent nul, pendant la nuit. Cette variation est due en grande partie au rayonnement reçu par le sol. Wilson & Rouse (1972) ont montré la variation simultanée du rayonnement et de l'évapotranspiration. Dans notre cas, nous connaissons la valeur journalière de l'ETR et les valeurs horaires du rayonnement; nous avons ainsi déduit les valeurs horaires de l'ETR pendant la journée, dans le but de comparer cette valeur (source locale) au flux de vapeur d'eau qui rentre dans l'atmosphère libre.

2. Valeurs des flux de vapeur d'eau

Sur le tableau 1, on présente les valeurs des flux de vapeur d'eau à travers la couche stable (base de l'atmosphère libre) ainsi que les différents paramètres correspondant à chaque expérience; sur la dernière colonne du tableau, le flux de chaleur latente est exprimé en $W m^{-2}$ (F_{v1}).

Les caractéristiques thermodynamiques de l'atmosphère sont données sur les figures 2 et 3 où ont été représentées les isothermes et les

isoconcentrations de vapeur d'eau; ces figures comme nous le verrons permettent de mettre en évidence l'importance de l'advection latérale.

V. Discussion

1. Variation des flux de vapeur d'eau qui rentrent dans l'atmosphère libre

Le flux déterminé à l'aide du coefficient d'échange K_z à travers la couche stable représente bien le transfert local de vapeur d'eau vers l'atmosphère libre; la valeur de ce flux va dépendre à la fois du coefficient K_z dans la couche et du gradient vertical de vapeur d'eau au même niveau. Nous avons montré dans un article précédent (Guedalia et al., 1974b) à partir d'une statistique sur des radiosondages de température que l'existence de couches d'inversion en altitude n'est pas liée au cycle journalier : leur probabilité d'existence est aussi grande la nuit que le jour. On peut voir à titre d'exemple sur la figure 4 les sondages de température du 24 juin à 15 h 30 et du 25 juin à 10 h; l'inversion située vers 1 300 mètres s'est maintenue toute la nuit, tandis que sur le sondage du 25 au matin on trouve vers 300 mètres une autre inversion qui limite la couche instable naissante en-dessous.

Les coefficients d'échanges variant peu au niveau de la couche stable, les variations des flux de vapeur d'eau seront surtout fonction du gradient de vapeur d'eau existant à ce niveau. Un premier exemple est fourni par les mesures faits le 9 et 10 septembre 1973 : le flux à travers la couche stable a diminué de plus d'un facteur 2 en raison de l'augmentation de l'humidité spécifique de l'atmosphère libre, tandis que la source locale (évapotranspiration) a peu varié. Un second exemple est fourni par les mesures des 29 et 30 juin 1973 : on constate une augmentation d'un jour à l'autre d'un facteur 5, provoquée uniquement par l'arrivée au-dessus de la couche limite d'une masse d'air très sèche; dans ce cas aussi, la source locale est restée pratiquement constante (figure 2).

Par contre, lorsque l'advection latérale de la vapeur d'eau est faible, les valeurs des flux de vapeur d'eau varient peu et dépendent surtout de la valeur de K_z : c'est le cas, par exemple, des expériences des 8, 9 et 10 octobre 1973 (figure 3).

¹ Toutes les données sur l'évapotranspiration (valeur de l'ETP, répartition des cultures, rapport ETR/ETP) nous ont été communiquées par le Centre de Recherche d'Auzeville (Institut National de la Recherche Agronomique).

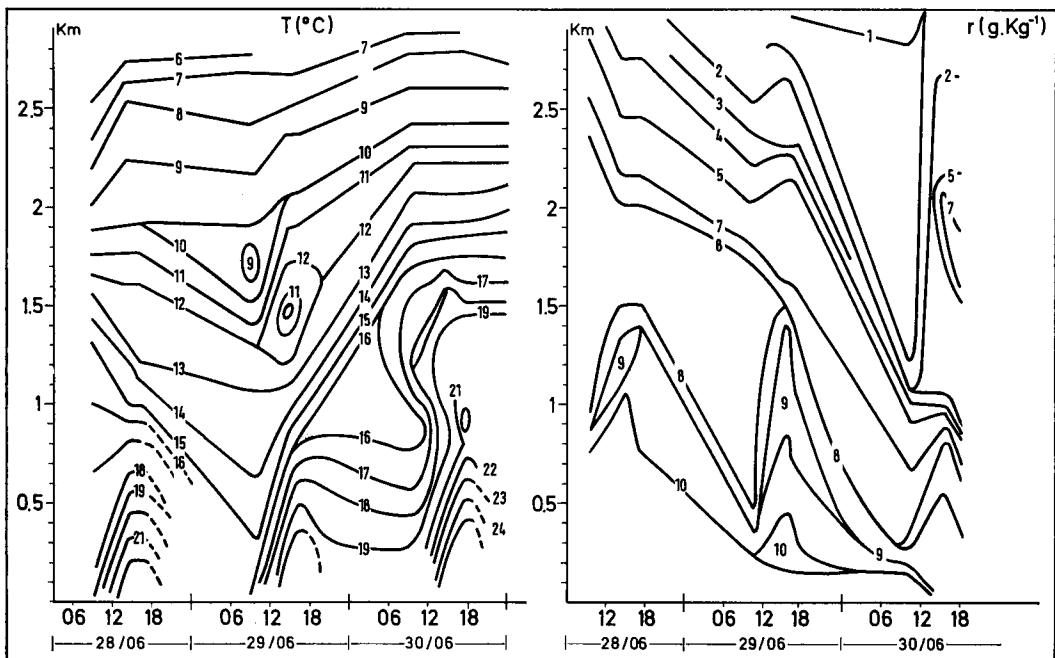
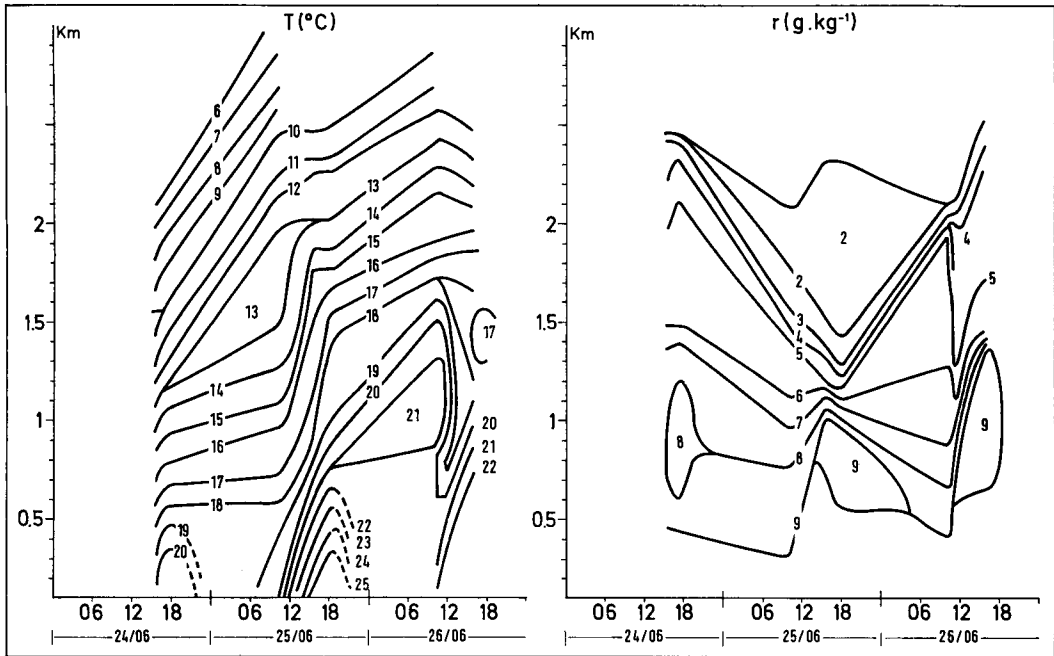


Fig. 2. Variation des isothermes et des isoconcentrations de vapeur d'eau (campagne de juin 1970).

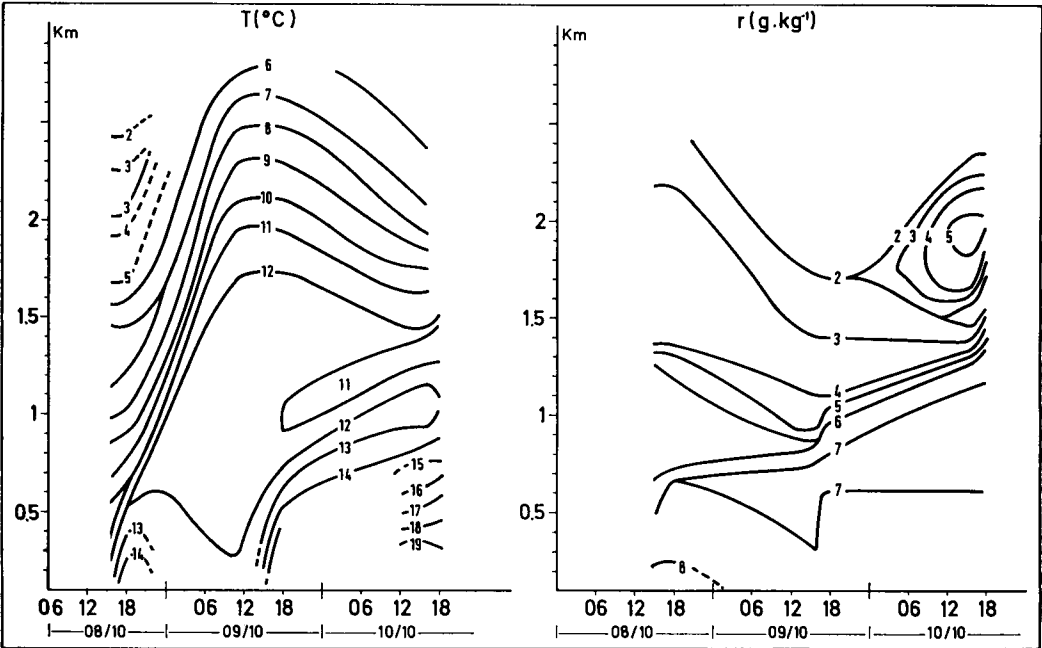
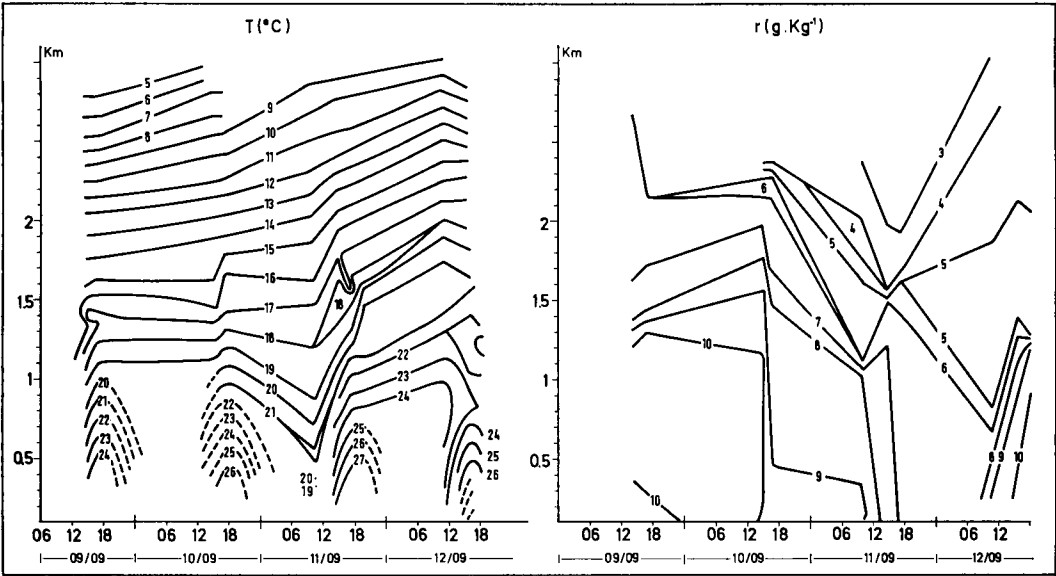


Fig. 3. Variation des isothermes et des isoconcentrations de vapeur d'eau (campagne de septembre et octobre 1973).

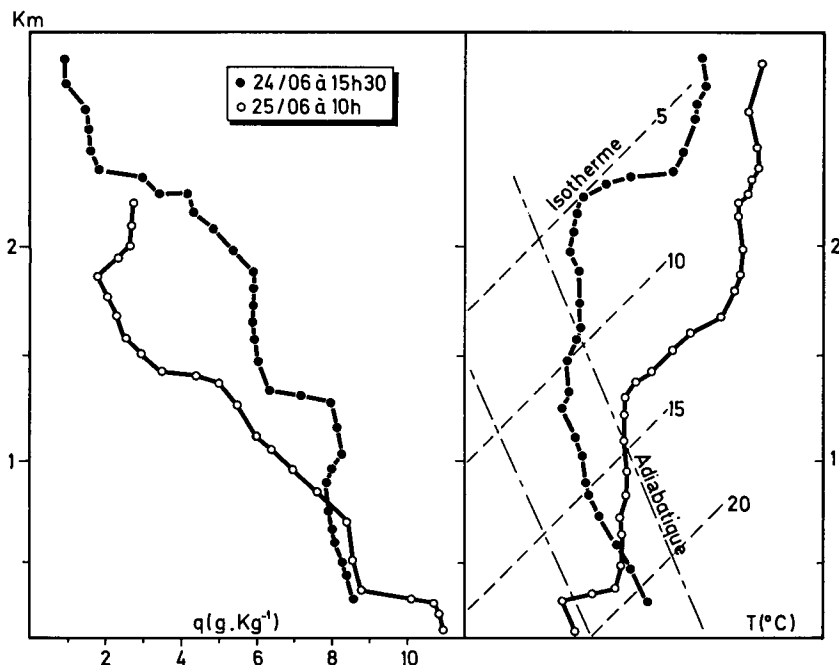


Fig. 4. Profils verticaux de temp. et de vapeur d'eau du 24 juin dans l'après-midi et du 25 juin au matin.

2. Comparaison entre la source au sol (évapotranspiration) et le flux qui passe dans l'atmosphère libre

Il est intéressant de comparer la variation dans le temps des flux de vapeur d'eau aux différents niveaux de la couche limite. D'une part, la source au sol présente, comme nous l'avons vu, une variation journalière importante. Dans la journée, le développement de la couche convective se traduit par des variations importantes des flux de vapeur d'eau dans la couche de mélange elle-même, variations dues en grande partie à l'augmentation d'épaisseur de cette couche homogène dans laquelle est entraîné l'air qui était initialement au-dessus de la région turbulente (Zobel, 1966; Ball, 1970).

Par contre, si l'on fait l'hypothèse que la relation $K_z = f(R_s)$ se maintient pendant la nuit, le flux de vapeur d'eau à travers la couche stable supérieure ne présenterait pas de cycle journalier, et ses variations seraient seulement fonction de la stabilité de la couche (R_s) et du gradient de vapeur d'eau. Pendant la journée, le flux au sol est plus grand que le flux qui passe dans l'atmosphère libre; ainsi par exemple, pour les expériences qui ont été présentées sur

le tableau 1, le flux qui rentre dans l'atmosphère libre (F_v) est, sauf quelques cas particuliers compris entre 4 et 20 % de la valeur de la source locale (Φ_0). Par contre, la source est pratiquement nulle pendant la nuit et de ce fait le flux de vapeur d'eau qui passe à travers la couche stable supérieure devient supérieur au flux d'évaporation au sol.

3. Efficacité des flux à travers la couche stable comme moyen de transfert vertical de la vapeur d'eau

En première approximation, on peut calculer le flux journalier F_{24} de vapeur d'eau qui passe dans l'atmosphère si l'on fait l'hypothèse que la valeur de K_z dans la couche stable est la même le jour que la nuit.

$$F_{24} = 24 F_v$$

Sur le tableau 2, on présente les valeurs obtenues, pour chaque expérience. On s'aperçoit que sauf en deux occasions, la valeur de F_{24} est plus faible que celle de l'ETR, ce qui montre bien que les flux locaux à travers cette couche stable, sans être négligeables, ne sont pas le seul processus d'introduction de la vapeur d'eau

Tableau 2. *Comparaison des valeurs journalières de l'évapotranspiration (ETR) et celle du flux à travers la couche stable (F_{24})*

Date	ETR (kg m ⁻²)	F_{24} (kg m ⁻²)	F_{24}/ETR
24.06	2	1,08	0,54
25.06	2	0,31	0,15
26.06	5,7	0,57	0,10
29.06	1,9	0,57	0,3
30.06	1,7	3	1,76
9.09	2,1	3	1,43
10.09	1,5	1,36	0,9
11.09	2	0,38	0,19
12.09	3,1	1,85	0,60
4.10	4	2,76	0,69
5.10	2,8	0,91	0,32
8.10	0,85	0,43	0,50
9.10	0,85	0,36	0,42
10.10	1,3	1,15	0,88

Remarque. Les mesures présentées correspondent au cas d'une couche turbulente (couche de mélange) surmontée d'une couche stable; dans le cas des couches stables l'hypothèse d'égalité entre les coefficients d'échanges de matière et de chaleur semble valable (Saissac et al., 1971; Oke, 1970; Webb, 1970), ceci donne la possibilité de calculer donc les flux de chaleur sensible à travers cette couche stable; bien entendu, en raison du gradient de température ces flux seront négatifs, dirigés vers le bas, c'est-à-dire vers la couche limite.

dans l'atmosphère libre. Les autres processus sont discontinus et en général bien localisés, tels que les ascendances orographiques, les ascendances frontales, la convection profonde...

A titre d'exemple, on peut signaler les cas du 20 juin et du 10 octobre 1973, où apparaît vers 1 800 mètres une couche plus humide, due à l'advection; ainsi dans ces cas, l'enrichissement en vapeur d'eau de l'atmosphère libre n'est pas liée aux échanges verticaux locaux.

VI. Conclusion

Le but des mesures présentées dans ce travail est la détermination des flux de vapeur d'eau qui entrent dans l'atmosphère libre; pour ceci les flux sont calculés à travers la couche stable qui surmonte la couche limite planétaire. Nous avons montré récemment en étudiant des radiosondages de températures que ces couches stables au niveau supérieur de la couche limite planétaire évoluent lentement et que par conséquent les flux de vapeur d'eau ainsi déter-

minés ont une signification proche de celle des flux synoptiques.

Les flux de vapeur d'eau ont été déterminés à partir des coefficients d'échange de matières existant dans ces couches stables, calculés à partir de la répartition verticale d'un traceur radioactif, le ThB (Pb 212). Cette méthode permet d'avoir accès directement aux flux qui entrent dans l'atmosphère libre sans tenir compte des mouvements qui se produisent à l'intérieur de la couche limite planétaire, où les régimes transitoires sont importants.

A partir des mesures présentées nous avons montré :

a) une différence entre les flux de vapeur d'eau au sommet de la couche limite planétaire et la source au sol (évapotranspiration); l'évapotranspiration présente un cycle journalier bien caractéristique qui ne se retrouve pas au sommet de la couche, puisque la valeur de K_z et celle du gradient de vapeur d'eau dans la couche stable sont peu affectées par le cycle journalier;

b) les coefficients d'échanges variant peu au niveau de la couche stable, le flux de vapeur d'eau à ce niveau dépend en grande partie de la valeur du gradient de vapeur d'eau à ce niveau. Ainsi nous avons montré que les variations dans le temps les plus importantes de flux rentrant dans l'atmosphère libre sont dues à la succession de masse d'air au-dessus de la C.L.P., donc à la situation synoptique;

c) La variation d'un jour à l'autre de la valeur du flux rentrant dans l'atmosphère libre est importante, contrairement aux valeurs journalières de la source locale (évapotranspiration) qui varient plus lentement; ceci peut s'expliquer par l'importance des régimes transitoires et par la divergence horizontale du flux.

Finalement, on a montré que les flux par diffusion, même s'ils ne sont pas négligeables, ne sont pas le seul processus d'introduction de la vapeur d'eau dans l'atmosphère libre.

Remerciements

Ce travail a été réalisé grâce à l'appui de la D.G.R.S.T. (Comité de Recherches Atmosphériques), convention de recherche n° 71.7.2699 et du CNRS (équipe de recherche associée au CNRS n° 378).

BIBLIOGRAPHIE

- Ball, F. K. 1970. Control of inversion height by surface heating. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 86, 483.
- Bean, R. B., Gilmer, R., Grossman, R. L. & McGavin, R. 1972. An analysis of airborne measurements of vertical water vapor flux during Bomex. *J. Atmos. Sci.* 29, 860-869.
- Browning, K. A., Starr, J. R. & Whyman, A. J. 1973. The structure of an inversion above a convective boundary layer as observed during high-power pulsed doppler radar. *Boundary Layer Meteorol.* 4, 91.
- Donelan, M. & Miyake, M. 1973. Spectra and fluxes in the boundary layer of the trade-wind zone. *J. Atmos. Sci.* 30, 444-464.
- Druilhet, A. & Fontan, J. 1972. Détermination des coefficients de diffusion turbulente entre 0 et 100 m à l'aide du Rn et du ThB. *Boundary Layer Meteorol.* 3, 476.
- Druilhet, A. & Fontan, J. 1973. Utilisation du thoron pour la détermination des coefficients de diffusion turbulente près du sol. *Tellus* 25 (2), 199-212.
- Dyer, & Maher, 1965. Automatic eddy flux measurement with the evaporation. *J. Appl. Meteorol.* 4, 622.
- Guedalia, D., Birot, A., Fontan, J. & Allet, C. 1971. Sur la détermination des coefficients de diffusion dans la couche limite planétaire à l'aide du Rn et du ThB. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 273, 57.
- Guedalia, D., Allet, C., Fontan, J., Druilhet, A. & Assaf, G. 1973. Lead-212, Rn and vertical mixing in the lower atmosphere (100-2 000 m). *Tellus* 25 (4), 381-385.
- Guedalia, D., Allet, C. & Fontan, J. 1974a. Vertical exchange measurements in the lower troposphere using ThB and radon. *J. Applied Meteorol.* 13 (1), 27-39.
- Guedalia, D., Druilhet, A. & Fontan, J. 1974b. Détermination des échanges verticaux moyens dans la C.L.P. à partir des données statistiques obtenues par les radiosondages de température. *Boundary Layer Meteorol.* 7, 457.
- Metcalf, J. I. & Atlas, D. 1973. Microscale ordered motions and atmosphere structure associated with thin echo layers in stably stratified zones. *Boundary Layer Meteorol.* 4, 7.
- Miyake, M. & McBean, G. 1970. On the measurement of vertical humidity transport over land. *Boundary Layer Meteorol.* 1, 88.
- Miyake, M., Donelan, M., McBean, G., Paulson, C., Baogley, F. & Leavitt, E. 1970. Comparison of turbulent fluxes over water determined by profile and eddy correlation techniques. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 96, 132-137.
- Oke, T. R. 1970. Turbulent transport near the ground in stable conditions. *J. Appl. Meteorol.* 9, 778.
- Pond, S., Phelps, G. T., Paquin, J. E., McBean, G. & Stewart, R. W. 1971. Measurements of the turbulent fluxes of momentum, moisture and sensible heat over the ocean. *J. Atmos. Sci.* 28, 901-917.
- Puech, J. & Hernandez, M. 1973. Evapotranspiration comparée de différentes cultures et étude de quelques facteurs influençant les rythmes de consommation. *Annales agronomiques, Paris*, 24 (4), 437-455.
- Readings, C. J., Golton, E. & Browning, K. A. 1973. Fine-scale structure and mixing within an inversion. *Boundary Layer Meteorol.* 4, 275.
- Saissac, J., Dampierre, F. & Mercusot, C. 1971. Sur le nombre de Richardson dans les échanges verticaux de la couche limite. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 272, B, p. 1393.
- Warner, J. 1971. Observations of the eddy fluxes of heat and vapour over the sea. *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.* 97, 540-547.
- Webb, E. K. 1970. Profile relationships: the logarithmic range and extension to strong stability. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 96, 67.
- Wilson, R. G. & Rouse, W. R. 1972. Moisture and temperature limits of the equilibrium evapotranspiration model. *J. Appl. Meteorol.* 11, 436.
- Yelagina, L. G. & Koprov, B. M. 1971. Measurement of turbulent humidity flux and their frequency spectra. *Izv. Atm. and Oceanics Physics* 7 (2), 115.
- Zobel, R. F. 1966. Temperature and humidity changes in the lowest few thousand feet of the atmosphere during a fine summer day in Southern England. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 92, 196.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОТОКА ВЛАГИ НА ГРАНИЦЕ МЕЖДУ ПЛАНЕТАРНЫМ ПОГРАНИЧНЫМ СЛОЕМ И СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРОЙ

Мы выполнили ряд измерений вертикального потока водяного пара от планетарного пограничного слоя (ППС) к свободной атмосфере. Вертикальный поток вычислялся в устойчивом слое на верхней границе ППС (~ от 1 000 до 1 500 м) с помощью коэффициента переноса вещества (определяемому по ThB (Pb-212)) и градиента водяного пара. Мы сравнили эти величины с эвапотранспирацией

в районе измерений. Были отмечены значительные вариации потока водяного пара на верхней границе ППС ото дня ко дню. Они вызываются в основном изменениями удельной влажности воздушных масс над ППС. Эти результаты показывают, что нельзя пренебрегать потоком через устойчивый слой как одним из механизмов вертикального переноса водяного пара.