

João Viane Soares
Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE
Ministério da Ciência e Tecnologia - MCT
Av. dos Astronautas, 1758 - Caixa Postal 515
CEP 12201 - São José dos Campos, SP, Brasil
René Bernard et Daniel Vidal-Madjar
CRPE-3, Av. De La Republique - 29131
Issy-Les-Moulineaux-France

1. RESUME

On present ici les resultats d'une campagne aeroportee realisee en "La Beauce", France. On examine les propriétés spatiales de l'humidité d'une couche superficielle (estimée par un Radar Bande C) et de la temperature de surface (obtenue par un Radiometre (8-12 μ m)), ainsi que leurs interrelations pour plusieurs conditions (sol humide et sol sec, sol nu et sol couvert de vegetation). On montre que la parcelle agricole peut etre considerée homogène à l'egard de ces deux mesures.

Par ailleurs, on relationne des mesures repetitives de ces deux parametres-là pour estimer des propriétés hydrauliques du sol. Sur une base de données de 10 jours, on observe que les propriétés de drainage changent d'une parcelle a l'autre. On calcule, a partir d'un modele a deux reservoirs deux propriétés qui donnent une mesure quantitative des hétérogénéités de drainage observées: la "pseudodiffusivité" et l'humidite representative de la moyenne du profil du sol.

2. INTRODUCTION

Pour sols nus, la teneur en eau d'une couche superficielle est une variable determinante sur la variation de l'albedo, sur la temperature radiometrique ainsi que sur l'emissivité en micro-ondes [9]. La temperature à la surface (radiometrique), T_s , est définie par le bilan d'energie à l'interface sol/atmosphère. Donc, la temperature est une fonction de la demande atmospherique et des propriétés thermiques du sol. Ces propriétés dependent du type de sol et de la teneur en eau. Ainsi, la variation de T_s associé à la connaissance du forçage atmosphérique peut être utilisée pour estimer l'humidité de surface [3].

Dans le cas des measurements par micro-ondes actives (diffusiometres), le signal (coefficient de retrodiffusion σ^0) dépend de la constante diélectrique qui dépend fortement de la teneur en eau de la couche superficielle concernée [12].

Donc dans de cas de sol nu, la temperature radiométrique et le coefficient de rétrodiffusion sont sensibles a l'humidité de surface (couche superficielle). Il est donc intéressant de regarder les correlations entre ces deux variables sur une région agricole et leurs relations avec le terrain. Cet article present cette comparaison en utilisant l'equipement aéroporté ERASME, composé d'un diffusiometre bande C décrit dans le détail ailleurs [2]

et d'un radiomètre Barnes PRT-5. Le diffusiomètre était en conditions optimales pour la mission humidité de surface (angle de pointage à 13° et polarisation HH). Dans la première partie, on présente la description de l'expérience, des instruments et la calibration du radar en humidité. Ensuite, on présente les propriétés statistiques de la température (T_s) et du coefficient de rétrodiffusion (σ^0) pour une parcelle de sol nu, avec ses variations temporelles. Finalement, on fait le même exercice sur toute la région (36 km^2 , "La Beauce", sudouest de Paris). On montre que la parcelle agricole peut être considérée homogène par rapport au coefficient de rétrodiffusion (σ^0) et à la température (T_s). Donc il n'est pas nécessaire d'avoir une résolution spatiale plus fine que la taille moyenne des parcelles pour des études en hydrologie et en climatologie (échelle régionale), à partir des données de télédétection.

3. DESCRIPTION DE L'EXPERIENCE

3.1 Le site

Le site expérimental est la région agricole de "La Beauce", située à sud-ouest de Paris. L'expérience a été conduite sur un plateau de 36 km^2 . En 1983, la région était entièrement couverte avec blé et maïs (80% et 20%, respectivement). On a séparé douze parcelles dont six (6) de sol nu (chaumes de blé) et six (6) de maïs, pour les études à l'intérieur des parcelles et les études de l'évolution temporelle des mesures. On a séparé par ailleurs, 9 parcelles pour l'étalonnage du radar en humidité des sols et pour essayer d'en appréhender la variabilité spatiale des propriétés de drainage (site central). Les mesures in situ qui ont été prises sur le site central étaient : données météorologiques (vent, température de l'air, humidité de l'air et fluxes d'énergie), potentiel de suction et humidité dans le profil du sol et humidité d'une couche superficielle (0-10cm, méthode gravimétrique) pour la calibration de ERASME.

3.2 L'équipement de télédétection

ERASME est constitué d'un diffusiomètre bande C et d'un radiomètre opérant dans l'infrarouge thermique. Le radiomètre est le BARNES PRT-5 monté sur l'hélicoptère et regardant dans la même direction que l'axe des antennes du diffusiomètre.

Le diffusiomètre est un radar bande C, onde continue et fréquence modulée (FM-CW), désigné pour les études des signatures en micro-ondes de surfaces naturelles. Il est décrit dans de détail ailleurs ([2], [10]). Pour l'expérience en question, le radar avait une configuration optimisée pour l'estimation de l'humidité de surface ([5], [12]), c'est-à-dire, polarisation HH et faible angle de pointage (13°)

3.3 L'expérience

L'expérience de la Beauce s'est déroulée sur deux périodes en été; la première en juin/juillet (blé mûr et maïs venant d'émerger) et la deuxième en septembre (chaumes de blé et maïs mûr). On analyse ici seulement la deuxième partie de l'expérience.

Les lignes de vol (6 nord-sud et 6 est-ouest) ont été repérées avec une caméra-video montée sur l'hélicoptère de façon à ce que des cibles comme routes, arbres, etc., étaient facilement identifiées. Les erreurs de navigation associées à la précision de l'horloge électronique étaient de l'ordre de 1S (soit environ 40m), mais elles sont en générale plus faibles pour des transitions nettes entre les parcelles expérimentales surveillées. La trace observée était d'environ 135m, allant de 25m à 160m à partir du nadir.

3.4 L'étalonnage du diffusomètre en humidité du sol

Pour la campagne d'été 83, il a été établi 29 points de comparaison entre l'humidité moyenne mesurée par la méthode gravimétrique et le coefficient de rétrodiffusion moyenne sur la même parcelle (site central). Quand la teneur en eau des dix (10) premiers centimètres, W , est exprimé en cm^3/cm^3 , la regression donne (figure 1):

$$W = 0,30 + 0,016\sigma^0 \quad (1)$$

ou

σ^0 est donné en dB.

Une autre expérience d'étalonnage a eu lieu en 1985 et en 1986 dans un petit bassin (east de Paris). Les points d'étalonnage obtenus en 1983, 1985 et 1986 se trouvent sur la figure 1. La regression donne

$$W = 0,30 + 0,015\sigma^0 \quad (2)$$

avec un coefficient de corrélation $R=0,89$ pour 45 points.

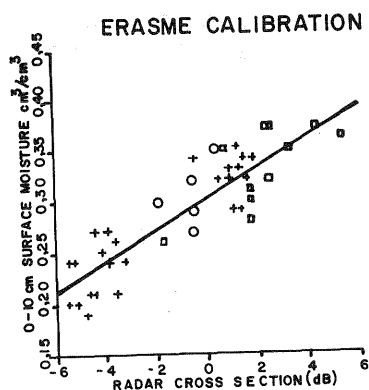


Fig. 1 - Correlation entre le coefficient de rétrodiffusion (σ^0) et humidité volumétrique (W). Les croix sont l'expérience de 1983, les cercles sont pour 1985 et les carrés pour 1986.

La figure 2 représente le site central avec un exemple des données ERASME et les 9 parcelles concernées par l'étude des propriétés de drainage.

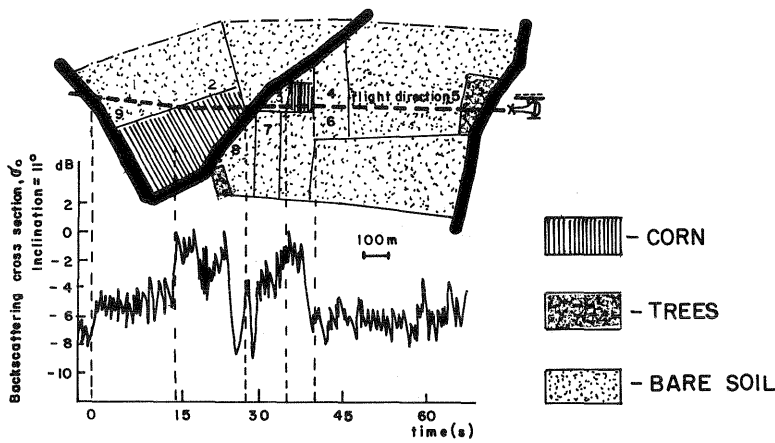


Fig.2 - Exemple des données ERASME.

4. DISCUSSION DES MESURES

4.1 L'analyse Statistique

4.1.1 Propriétés Statistique à L'intérieur d'une Parcelle

Sur les figures 3 et 4, on montre les histogrammes pour T_s (mesurée par le PRT-5) et pour σ^0 (à 11 ± 1 mesuré par le radar), pour une parcelle de sol nu en septembre, T_s et σ^0 présentent une faible dispersion; donc le parcelle peut être considérée comme homogène. Le 23 septembre, T_s est encore homogène mais σ^0 montre un comportement bi-modal. Ce fait est facilement explique car une moitié de ce champ a été labourée ce jour-là. Toutes les parcelles labourées entre le 20 et le 23 septembre ont un signal radar plus fort que les autres le 23; ceci est du au renversement en surface d'une couche plus humide. Cet effet ne joue pas sur

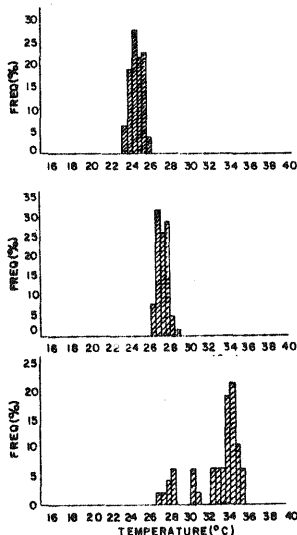


Fig.3 - Histogrammes de temperature de surface (T_s) pour une parcelle de sol nu pour 3 jours: 20 (humide), 23 (en assèchement) et 29 septembre (sec).

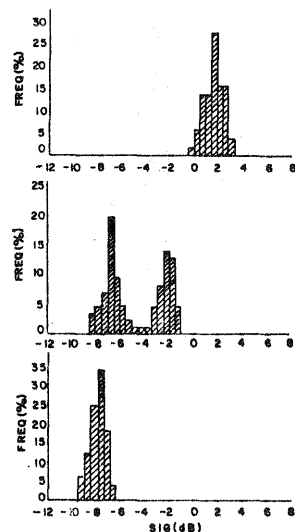


Fig.4 - Le même qu'en figure 2, mais pour le coefficient de retro-diffusion. L'hétérogénéité le 23 septembre est due au labour partiel.

la température. A la fin de la période d'assechement, le 29 septembre (il avait plu jusqu'au 19 septembre, figure 5), σ^0 est à nouveau parfaitement uni-modal, mais la température présente une dispersion plus forte. Cela est peut-être associée à une résistance à l'évaporation variée qui dépend des propriétés thermiques et hydrauliques locales.

Les figures 3 et 4 suggèrent que, dans la plupart des cas, il est possible de définir une valeur moyenne significative de σ^0 et de T_s sur une parcelle donnée. Par exemple, cela a été fait pour les six champs de sol nu. La figure 5 donne les valeurs moyennes et les écarts-type pour les parcelles en question et leurs évolutions temporelles en septembre. La réponse du coefficient de rétrodiffusion à la précipitation est claire. Le même exercice a été fait pour les six parcelles de maïs (figure 5) et la réponse à la précipitation est moins claire. L'interception par les feuilles et le transfert directement vers les racines par les tiges ainsi que l'atténuation (malgré l'optimisation ...) pourraient expliquer cette signature temporelle.

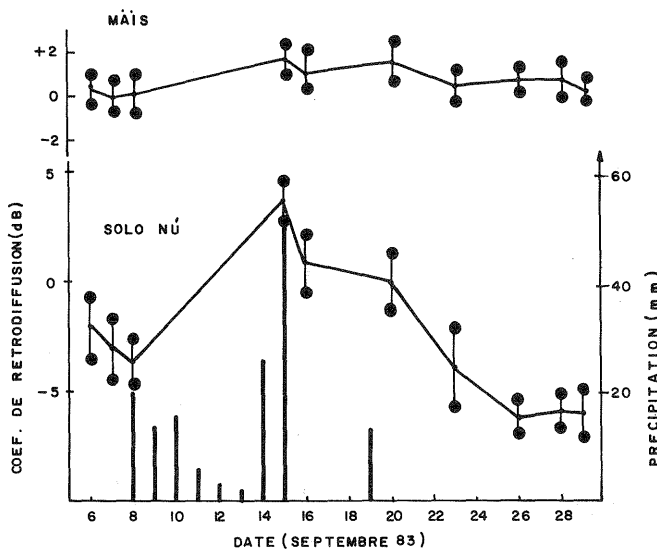


Fig. 5 - Evolution du coefficient de rétrodiffusion moyen (avec les écarts-type) pour six champs de sol nu et pour six champs de maïs en septembre 83. Les précipitations s'y trouvent aussi (mm/jour).

4.1.2 Relations entre T_s et σ^0 pour toute la région de "La Beauce"

La température à la surface T_s peut être utilisée pour estimer la résistance du système sol/plante à l'évaporation ou transpiration [11]. Cette résistance est une fonction de l'eau disponible est une fonction de l'eau disponible dans la région des racines pour une surface couverte de végétation ou dans une couche superficielle pour les sols nus. La longueur de corrélation de σ^0 et de T_s apparaît comme un outil important pour l'étude des mécanismes physiques associés au lien entre ces deux variables. Cela est présenté sur les figures 6 et 7. On présente sur la figure 6 les fonctions d'autocorrélation pour T_s et pour σ^0 le 20 septembre et le 29 septembre; elles apparaissent très similaires. Pour comparer, on montre aussi les fonctions d'autocorre-

lation relatives au terrain (en établissant 1 pour chaque pixel de sol nu, 0 pour routes et villages et -1 pour les pixels de maïs), qui donnent la même longueur de corrélation (premier nul à 400m environ). Sur la figure 7, se trouvent les intercorrélations entre T_s et σ^0 ou entre T_s et le terrain ou, encore, entre σ^0 et le terrain (le 20 et le 29 sept). T_s est toujours corrélée avec le terrain (différence entre couverture végétale et le terrain). D'autre côté, σ^0 est corrélée avec le terrain pour le jour sec mais pas pour le jour humide. Ceci montre que la longueur de corrélation de σ^0 le 20 sept n'est pas due à la signature du terrain; elle pourrait être associée aux hétérogénéités de drainage des sols [1]. On s'aperçoit donc, qu'il n'est pas nécessaire de travailler avec une résolution meilleure que 400m, au moins pour ce type de région.

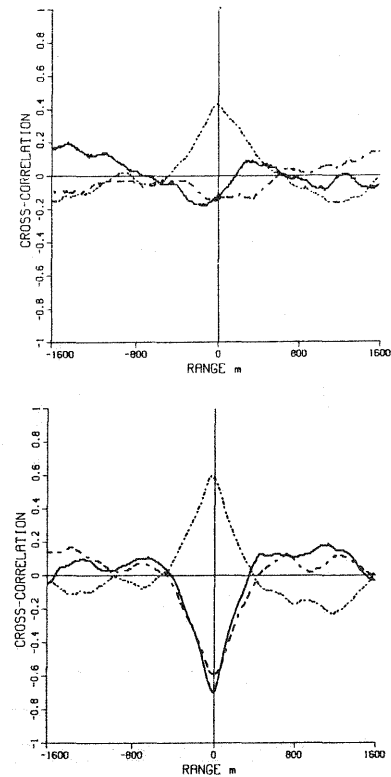
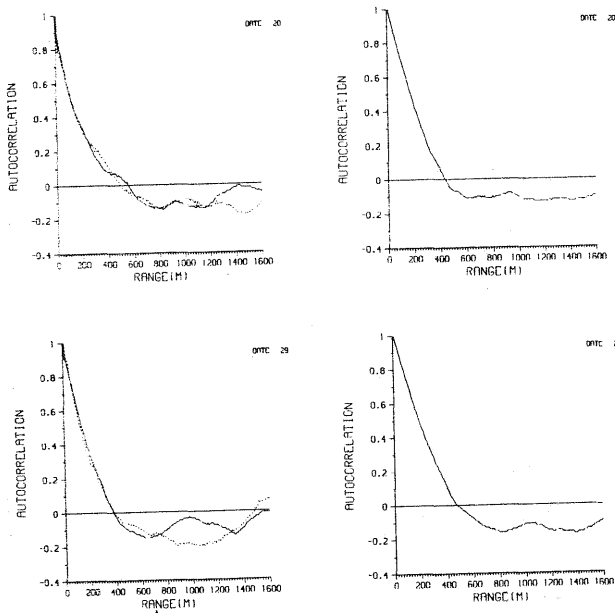


Fig.6 - Fonctions d'autocorrelation de σ^0 et de T_s (ligne solide et ligne pointillée, dans l'ordre) et du terrain (à droite) le 20 (en haut) et le 29 septembre (en bas). Les longueurs de corrélation de σ^0 et de T_s sont comparables avec celle du terrain (premier nul à 400m).

Fig. 7 - Inter-corrélations entre $T_s \times \sigma^0$ (solide), $T_s \times$ terrain (pointillée) et $\sigma^0 \times$ terrain (trait interrompu), le 29 septembre (bas).

4.2 Propriétés de drainage

4.2.1 Variations spatiales et temporelles de W_g et de T_s

Les variations de W_g et de T_s pour les 9 parcelles du site central (fig 2), sont montrées en fig. 8, entre le 20 et le 29 sept 83. On y voit que la principale différence entre les champs de sol nu à l'égard du signal radar est l'instant pour lequel il cesse de décroître. On peut attribuer cela, en partie, aux hétérogénéités de drainage. On observe aussi que les champs adjacents ont à peu près les mêmes signatures temporelles pour W_g . L'approche employée pour appréhender ces différences de comportement est de ne pas tenir compte des variations en évaporation, mais de quantifier les variations temporelles de W_g en fonction du flux d'eau entre une couche superficielle du sol (0-10 cm. "vue" par le radar) et une couche profonde au-dessous.

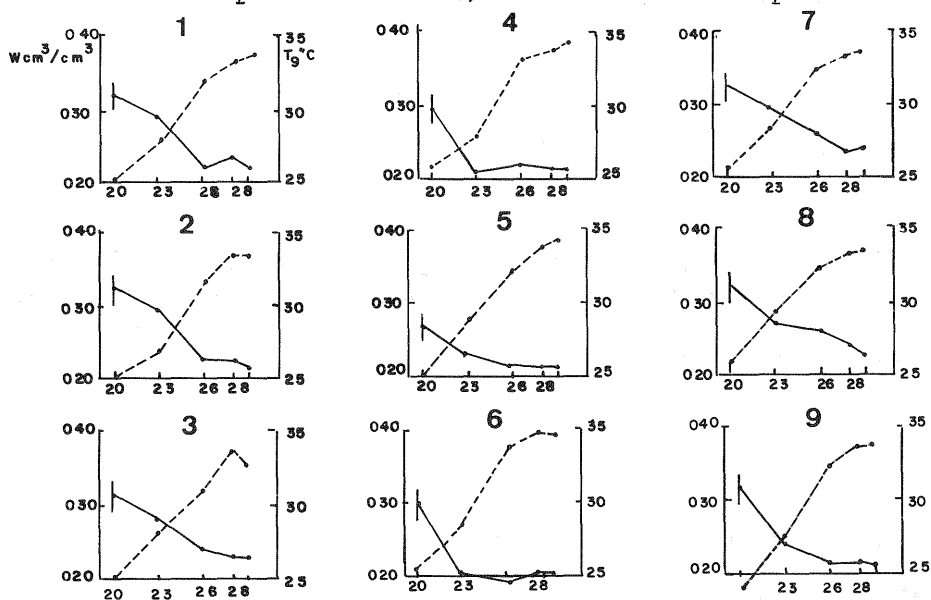


Fig. 8 - Evolution de W_g mesure par ERASME et de T_s (PRT-5) pour les 9 parcelles du site central (20 - 29 sept 83).

4.2.2 Description du Modèle

La méthode suit celle du modèle à deux réservoirs proposé par [4]. L'équation du bilan hydraulique pour la couche superficielle (figure 9) peut s'écrire (en absence de précipitation):

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{E}{Z} + C (V - W_g) \quad (3)$$

C représente la "pseudodiffusivité", dont l'unité est T^{-1} ; c'est fonction de la profondeur Z et de l'état hydraulique du sol représenté par V (teneur en eau moyenne du sol, 0 - 120 cm) et de W_g .

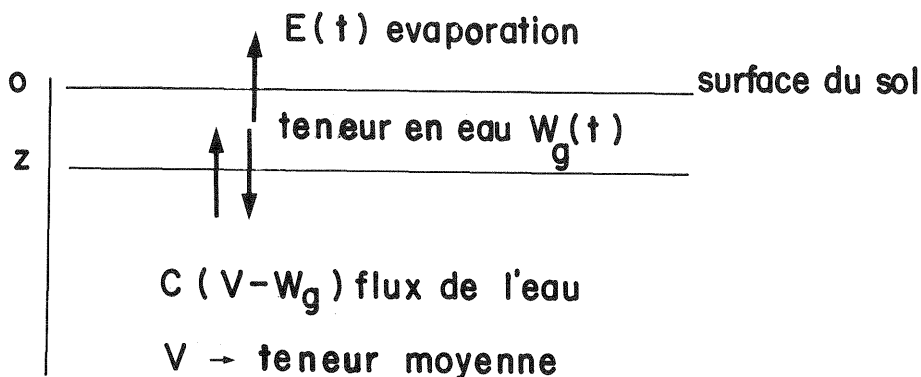


Fig. 9 - Modèle a deux reservoirs pour le bilan d'eau de la couche (0-10 cm).

4.2.3 Application a l'expérience de septembre 83

Pour chaque i parcelle, on peut écrire l'équation (3):

$$W_{gi}' = - \frac{E_i(t)}{Z} + C_i (V_i, Z) [V_i(t) - W_{gi}(t)] \quad (4)$$

avec $W_{gi}' = \partial W_i / \partial t$

Pour une période courte (10 jours) on peut considerer la variation de l'état hydraulique négligeable. Donc, V_i peut être assumée constante et, de même, C_i . Si une parcelle, référée r , est prise comme référence, une quantité Q_i peut être exprimée par:

$$Q_i = Q_r + Q_i \quad (5)$$

Pour les parcelles referées i et r , les quantités Q_i sont reliées par:

$$\Delta W_{gi}' = \frac{-1}{2} \Delta E_i(t) + \Delta a_i - C_r \Delta W_{gi} - \Delta C_i W_{gi} \quad (6)$$

avec $\Delta a_i = C_i \Delta V_i + V_r \Delta C_i$

L'hypothèse de faible variation de V_i implique que Δa_i et $C_i = C_r + \Delta C_i$ ne varient pas avec le temps; ces paramètres dependent donc des hétérogénéités de drainage des parcelles. Il a été démontré que l'évaporation sur des sols nus peut être estimée par ([7], [8]):

$$E_d = R_n + 0,25 (T_s - T_a) + 0,95 \quad (7)$$

avec E_d =évaporation journalière (mm/jour); R_n =rayonnement net (mm/jour) et, T_a =temperature de l'air a 2 m.

Comme T_s varie peu d'un champ à l'autre (fig.8), la variation spatiale de l'évaporation est faible par rapport a d'autres termes de (6) et ΔE_i sera prise zero pour la période. L'equation 4 devient:

$$\Delta W_{gi} = \Delta a_i - C_r \Delta W_{gi} - \Delta C_i W_{gi} \quad (8)$$

Pour les 5 jours de mesure, on a des données de W_{gi} ($i=1,9$).

En prenant une parcelle comme référence (parcelle 3), il en découle huit series de (W_{gi}, W_{gi}') . Donc $4 \times 8 = 32$ équations (8) peuvent être écrites pour 17 valeurs à être estimés de Δa_i , C_r et

ΔC_i . Les resultats sont listés sur le tableau 1.

TABLEAU 1

VALEURS DE PSEUDO-DIFFUSIVITÉ C ET TENEUR EN EAU MOYENNE V POUR CHAQUE PARCELLE A PARTIR DU BILAN D'EAU

| Parcelle | a_1 | C_i | C_i (/jour) | V_i (cm ³ /cm ³) |
|----------|--------|--------|---------------|---|
| 1 | -0.01 | -0.024 | 0.42 | 0.27 |
| 2 | -0.036 | -0.130 | 0.31 | 0.28 |
| 3 | 0.0 | 0.0 | 0.44 | 0.28 |
| 4 | 0.179 | 0.855 | 1.30 | 0.23 |
| 5 | 0.125 | 0.620 | 1.06 | 0.23 |
| 6 | 0.119 | 0.649 | 1.09 | 0.22 |
| 7 | 0.0 | -0.024 | 0.42 | 0.29 |
| 8 | 0.005 | 0.026 | 0.47 | 0.27 |
| 9 | 0.041 | 0.232 | 0.67 | 0.24 |

On utilise la teneur en eau representative de la couche 0-60 cm du champ 3 (mesurée par sonde à neutrons) pour calculer V_i ($i=1,9$) a partir de Δa_1 et de C_i . Il est possible d'obtenir l'évaporation cumulée sur le champ 3 pour la période au moyen de l'intégration de (3).

$$- \int_{20}^{29} E(t) dt = Z(Wg_{29} - Wg_{20}) + ZC \int_{20}^{29} (V - Wg) dt \quad (9)$$

L'évaporation cumulée est de 14mm, soit 8% de V_3 . Cela confirme la faible variabilité de V_i . En plus, l'évaporation cumulée obtenue par (7) donne 12mm pour la parcelle en question.

La méthode permet de caracterizer les parcelles en fonction de deux parametres, C et V. Un diagramme CxV (fig.10) permet de distinguer les champs en deux groupes à l'exception du champ 9. Les parcelles avec une proximité géographique se trouvent dans le même ensemble. On s'aperçoit que les "pseudodiffusivités" élevées sont associées aux faibles valeurs de l'état hydraulique; ceci signifie que pseudodiffusivité élevés mène à un taux de drainage plus fort et, par conséquent, a un sol plus sec.

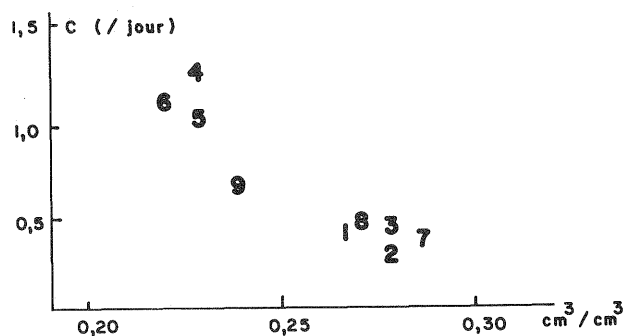


Fig. 10 - Placement des champs dans un diagramme Pseudodiffusivité/Humidité moyenne du sol.

5. CONCLUSION

Plusieurs resultats ressortent de l'analyse statistique; ils vont de la definition de la teneur en eau d'une couche superficielle d'une parcelle agricole jusqu'au dessein d'un système de télédétection d'humidité des sols. Il a été démontré que la parcelle agricole peut être considérée homogène à l'égard de la température, T_s , et de l'humidité de surface, W_g . Il s'agit de la première observation expérimentale des simulations obtenues par [6].

Il a été démontré, par ailleurs, que l'on peut obtenir une mesure quantitative des hétérogénéités de drainage des sols à partir du bilan d'eau dans la couche superficielle du sol.

Un paramètre a été défini: la "pseudodifusivité". Ce paramètre est le coefficient de drainage dont il est question ici. L'association entre la pseudo-difusivité, C , et l'état hydraulique des parcelles représenté par l'humidité moyenne le long du profil du sol, V , permet d'établir des événements de classification des sols au moyen des données obtenues par télédétection active, quoique la méthode devrait être répétée pour d'autres conditions de sol et climat.

6. REFERENCES

- 1 . BERNARD, R., SOARES, J.V., and VIDAL-MADJAR, D. 1986a, Differential bare fields drainage properties from airborne microwave observations. *Wat.Resour., Res.*, 22, 869-875.
- 2 . BERNARD, R., VIDAL-MADJAR, D., BAUDIN, F., and LAURENT, G., 1986b, Data processing and calibration for an airborne scatterometer. *I.E.E.E. Trans Geosci. Remote Sensing*, 24, 709-716.
- 3 . CARLSON, T.N., 1985, Regional scale estimates of surface moisture availability and thermal inertia using remote thermal measurements. *Remote Sensing Rev.*, 1, 197-247.
- 4 . DEARDORFF, J.W., 1977. A parameterization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models, *J.Atmos.Meteorol.* 16, 1182-1185.
- 5 . DOBSON, M.C., ULABY, F.T., HALLIKAINEN, M.T., and RAYES, E.L., 1985, Microwave dielectric behavior of wet soil. Part II: dielectric mixing models. *I.E.E.E. Geosci. remote sensing*, 23, 35-46.
- 6 . DOBSON, M.C., ULABY, F.T., and MOEZZI, S., 1982, Assessment of radar resolution requirements for soil moisture estimation from simulated satellite imagery. *Remote Sensing Laboratory Technical Report 551-2*, University of Kansas Center for Research, Lawrence, Kansas.
- 7 . SEGUIN, B., ITIER, B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data, *J.Rem. Sens.* 4, 371-383.

- 8 . SEGUIN, B., BAELZ, S., MONGET, J.M., PETIT, V., 1982. Utili-
zation de la thermographie infrarouge pour l'estimation de
l'évaporation régionale, 1, Mise au point méthodologique sur
le site de la Crau, Agronomie, 2(1), 7-16.
- 9 . SCHMUGE, T.J., JACKSON, T.J., and MCKIM, H.L., 1980. Survey
of methods for soil moisture determination. Wat. Resour. Res.,
16, 961-970.
10. SOARES, J.V., 1986, Caracteristiques spatiales et temporelles
d'une region agricole observée a l'aide d'un diffusiomètre
en hyperfréquences et d'un radiomètre dans l'infrarouge ther-
mique aeroportés. Université de Paris 7. Thèse de Doctorat
d'Ingénieur.
11. TACONET, O., BERNARD, R., and VIDAL-MADJAR, D., 1986. Evapo-
transpiration over an agricultural region using a surface
flux/temperature model based on NOAA/AVHRR data. J. Climate
appl. Met., 25, 284-307.
12. ULABY, F.T. BATLIVALA, P.P. and DOBSON, M.C., 1978, Micro-
wave backscatter dependence on surface roughness, soil
moisture and soil texture. Part I, Bare soil. I.E.E.E.
Trans. Geosci. remote Sensing, 16, 286-295.