REFERENCES

Bernard, R., Soares, J. V. & Vidal Madjar, D. (1986) Differential bare field drainage properties from airborne microwave observations. *Wat. Resour. Res.* 22, 869-875.

Bruckler, L. & Witono, H. (1989) Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling. 2. Estimating soil balance. *Wat. Resour. Res.* 25 (12), 2437-2447.

Chanzy, A. (en préparation) Couplage de mesures d'humidité de surface obtenue par télédétection hyperfréquence avec des modèles simplifiés de bilan hydrique. Thèse de Doctorat, Institut National Agronomique de Paris-Grignon, France.

Grant, D. R. (1975) Comparison of evaporation measurements using different methods. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 101, 543-550.

Jackson, R. D., Reginato, R. J. & Idso, S. B. (1977) Wheat canopy temperature: a practical tool of evaluating water requirements. *Wat. Resour. Res.* 13, 651-656.

Jackson, T. J. & Schmugge, T. J. (1989) Passive microwave remote sensing system for soil moisture: some supporting research. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 27 (2), 225-235.

Passerat de Silans, A., Bruckler, L., Thony, J. L. & Vauclin, M. (1989) Numerical modelling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil. Comparison with field observations. *J. Hydrol.* 105, 109-138.

Perrier, A. (1975) Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. II. Expressions et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface "mince". *Ann. Agron.* 26 (2), 105-123.

Seguin, B., Baelz, S., Monget, J. M. & Petit, V. (1982) Utilisation de la thermographie IR pour l'estimation de l'évaporation régionale. I. Mise au point méthodologique sur le site de la Crau. *Agronomie* 2 (1), 7-16.

Ulaby, F. T., Batlivala, P. B. & Dobson, M. C. (1978) Microwave backscatter dependance on surface roughness, soil moisture and soil texture, I. Bare soil. *IEEE Trans. Geosci. Electron.* 16 (4), 286-295.

Witono, H. (1988) Couplage de mesures hyperfréquences en bande C et de modèles de transferts d'eau et de chaleur pour l'estimation du bilan hydrique sur sol nu. Thèse de Docteur Ingénieur de l'Ecole Nationale Supérieure de Rennes, France.

Fonds Documentaire ORSTOM
010015672

Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone (Proceedings of the Niamey Workshop, February 1991). IAHS Publ. no. 199, 1991.

Evaluation de l'évaporation à travers les sols par modélisation des profils isotopiques sous climat sahélien: exemple de la vallée du Niger

J. D. TAUPIN, L. DEVER, J. CH. FONTES
Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique, Université Paris XI-Orsay, Bât. 504, F-91405 Orsay, France

Y. GUERO
Département des Sciences du Sol, Faculté Agronomique de Niamey, Niger

B. OUSMANE
Département de Géologie, Faculté des Sciences, BP 10662, Niamey, Niger

P. VACHIER
Département Sciences du Sol, Institut National de Recherche Agronomique, Grignon, France

Résumé Sous climat semi-aride ou aride, l'eau du sol tend à montrer un profil caractéristique de teneurs en deutérium et oxygène 18. Le traitement de Barnes & Allison permet une quantification de l'évaporation d'un sol contenant une nappe, dans des conditions de flux permanent ou quasi-permanent, à l'échelle locale en tenant compte des différents paramètres du sol (porosité, humidité volumique du profil, tortuosité etc.), ainsi que des variations de composition isotopique en profondeur. Différents types de sols de la Vallée du Niger (sableux, sablo-limoneux et sablo-argileux), à niveaux de nappe très variables ont été étudiés. La plupart des caractéristiques physiques de ces sols ont été mesurées (humidité volumique, densité, porosité) ou estimées (tortuosité). Ces valeurs ont ensuite été prises en compte dans la modélisation. Les valeurs calculées des lames d'eau évaporée à travers les sols s'échelonnent dans une gamme importante entre 7 mm an^{-1} sous 5 m de couvert sablo-argileux et 115 mm^{-1} sous 0.6 m de couvert sableux grossier.

CADRE GENERAL

La zone d'étude se situe au Niger occidental dans la région de Niamey et plus particulièrement sur les anciennes terrasses quaternaires du fleuve Niger entre 13.6°–14.5°N et 1°–2°E (Fig. 1). Ces terrasses sont bordées à l'est par les sédiments tabulaires gréseux à ciment argileux du Continental Terminal et à l'ouest essentiellement par des massifs granitiques et des sédiments schisteux tectonisés d'âge précambrien (Machens, 1973). Cinq niveaux de terrasses ont

Fonds Documentaire ORSTOM
Cote : B*15672 Ex : 1

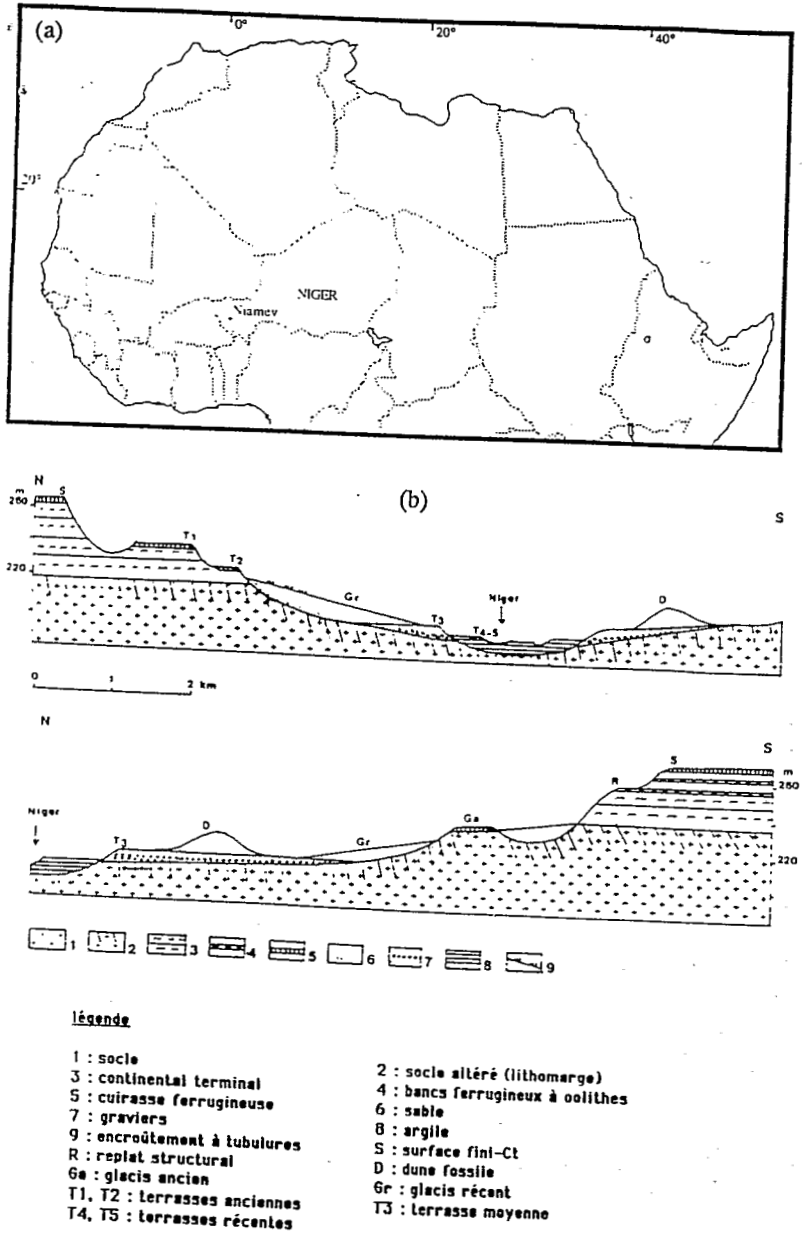

Fig. 1 Localisation de la zone d'étude (a), et morphologie (b) des terrasses du Niger dans la région de Niamey (Ousseini & Morel, 1989).

été reconnus (Dubois *et al.*, 1984), les deux plus hautes terrasses (T1 et T2) ont été creusées dans les sédiments du Continental Terminal et sont en général indurées par le fer. Les trois autres terrasses (T3 à T5) emboîtées, sont dépourvues de ferruginisation importante. Ces dernières sont constituées de matériaux dont le calibre dénote une diminution générale de la compétence des eaux du Niger avec le temps.

L'aire climatologique de la région appartient à la zone sahélienne, soumise à l'influence du front intertropical (FIT), qui sépare la masse d'air sèche de direction sud-ouest (harmattan) et la masse d'air humide de direction nord-est (mousson). Le FIT fluctue en latitude au cours de l'année en fonction de l'inclinaison des radiations solaires. Ces mouvements engendrent dans cette région, une longue saison sèche d'octobre à mai et une courte saison humide de juin à septembre. La lame d'eau annuelle moyenne précipitée sur la période 1938–1983, à Niamey, est d'environ 555 mm (Météorologie Nationale du Niger), mais la valeur moyenne est peu représentative car la variation interannuelle est très élevée. La température moyenne annuelle est de 30°C avec des écarts mensuels faibles, inférieurs à 4°C. L'humidité relative est également corrélée à l'alternance des mouvements des masses d'air sur le Niger, ce qui engendre une variation importante au cours de l'année (moyenne mensuelle, 1951–1982: 17% en février, 75% en septembre, Météorologie Nationale du Niger).

METHODOLOGIE

Le principe de l'étude est de prélever un profil de sol, si possible jusqu'à la nappe. Cette opération s'effectue avec une tarière à main à joue ouverte. Le pas de prélèvement est de 5 à 10 cm en surface et de 20 cm en profondeur. Les échantillons sont ensuite conditionnés dans des boîtes en aluminium étanches, à fin d'analyses. Au laboratoire on procède à la mesure:

- sur la phase solide: de la teneur en eau, de la densité volumique, de la porosité moyenne et de la granulométrie des sédiments;
- sur la phase liquide: de la teneur en oxygène 18 et en deutérium.

La phase liquide est obtenue par distillation sous vide de 100 g de sol à une température de 50°C pendant 8 h, l'eau est ensuite condensée par piégeage à l'azote liquide (Gouvea da Silva Rosa, 1980). La mesure des deux isotopes se fait par spectrométrie de masse (VG micromass 602D et 602C), l'erreur sur la mesure est de ±0.15°/$_{\infty}$ pour l'oxygène 18 et ±1°/$_{\infty}$ pour le deutérium.

PRINCIPE DE LA MODELISATION ISOTOPIQUE

Un sol contenant une nappe superficielle, soumis à un régime évaporatoire et en équilibre de flux, développe à partir de la nappe un enrichissement des teneurs en isotopes lourds de l'eau du sol (Zimmermann *et al.*, 1967). Généralement, la profondeur de la nappe et la texture du sol permettent le développement en surface d'une zone où le flux d'eau vers l'atmosphère

intervient essentiellement sous forme vapeur. La courbe isotopique présente alors deux parties distinctes:

- Une zone d'enrichissement d'allure exponentielle à concavité vers le bas entre la nappe et une profondeur z_{ef} située à quelques dizaines de centimètres sous la surface; cette portion du profil correspond à un transit d'eau sous forme mixte, vapeur et liquide.
- Une zone à évolution plus ou moins linéaire ou à légère concavité vers le bas entre z_{ef} et la surface où les teneurs en isotopes lourds diminuent vers le haut; le transit d'eau dans cette partie sèche du profil se produit sous forme vapeur. La diminution des teneurs est ici due à un mélange par diffusion avec une vapeur d'eau atmosphérique appauvrie en isotopes lourds.

Le plan correspondant au maximum de l'enrichissement en isotopes lourds à la cote z_{ef} est le front d'évaporation.

La modélisation isotopique de ce système (Barnes & Allison, 1983, 1984) à partir du modèle de Philip & De Vries (1957), permet une évaluation de la perte évaporatoire E de la nappe à travers les deux zones du sol en régime permanent. Les variables et paramètres sont pour chaque niveau: teneurs isotopiques de l'eau du sol δ, humidité volumique θ, porosité n, tortuosité τ, masse volumique de l'eau ρ_w, teneur en vapeur d'eau du sol N_{sat}; d'autre part il est nécessaire de connaître l'humidité relative de l'air h_{atm}, la diffusivité de l'isotope i dans l'air D_{atm}, la diffusivité de l'isotope i dans l'eau D^i_{liq}.

Pour la zone de transit mixte, l'équation du profil isotopique s'écrit:

$$(\delta_i - \delta_i^{res}) = (\delta_i^{ef} - \delta_i^{res}) \exp[f(z)/Z_i] \qquad (1)$$

avec:

$$f(z) = \bar{\theta} * \int_{z_{ef}}^{z} dz / \left[\theta + N_{sat} * D_{atm} * (n - \theta)/(\rho_w * D^i_{liq})\right]$$

dans laquelle $\bar{\theta}$ est l'humidité volumique moyenne et Z_i est la distance de diffusion de l'espèce isotopique dans le sol.

Une représentation graphique logarithmique permet de connaître Z_i que l'on peut reporter dans l'équation du taux d'évaporation:

$$E = D^i_{liq} * \tau * \theta/Z_i \qquad (2)$$

Pour la zone de transfert d'eau sous forme vapeur, le taux d'évaporation est donné par l'équation:

$$E = (1 - h_{atm}) * N_{sat} * D_{atm} * \tau * (n - \theta)/\rho_w * z_{ef} \qquad (3)$$

La comparaison des teneurs en oxygène 18 et en deutérium apporte des informations supplémentaires sur l'état évaporatoire du sol. L'évaporation, contrairement à la condensation, qui est un processus à l'équilibre et dépend seulement de la température, est un processus hors équilibre. L'enrichissement isotopique à l'évaporation est plus ou moins intense et dépend des paramètres

atmosphériques (température, humidité relative, teneurs en isotopes de l'air) et de l'état de turbulence de la couche surmontant la surface évaporatoire (Craig *et al.*, 1963). Alors que les précipitations non évaporées définissent en chaque lieu une droite de pente 8 dans le diagramme δ^2H–$\delta^{18}O$ (Craig, 1961), les points du profil isotopique s'inscrivent sur une ou plusieurs droites, dont la pente est plus faible, qui peut varier entre (1.5 et 6). La valeur de la pente dépend en grande partie de la présence et de l'importance d'une zone de transfert vapeur dans le sol. De plus, le point d'intersection de la droite d'évaporation, avec celle des précipitations permet, en principe, une estimation de la composition isotopique de l'eau d'alimentation du profil si la relation est unique.

RESULTATS

Quatre sites de terrasses ont été choisis dans les environs de Niamey:

- Namardé Goungou, en rive droite du fleuve (13°70N, 1°80E);
- km 85, en rive gauche du fleuve (14°N, 1°60E);
- Tillabéri, en rive gauche du fleuve (14°13N, 1°27E);
- Namari Goungou, en rive gauche du fleuve (14°34N, 1°12E).

Deux missions d'échantillonnage ont été effectuées pendant la saison sèche, en novembre et en avril 1988 (deux et six mois après les dernières pluies), ce qui a permis de répéter le profil isotopique de Namardé Goungou et d'accéder ainsi à son évolution dans le temps.

Caractères physiques des sols

Les sondages de Namardé Goungou, km 85 et Tillabéri se trouvent en moyenne terrasse, tandis que celui de Namari Goungou est en basse terrasse en zone de rizière. La nappe a été atteinte sur trois des sites, à 3.50 m (Namardé Goungou); 0.60 m (km 85); 1.30 m (Namari Goungou). A Tillabéri on a pu estimer la profondeur de la nappe par rapport au lit du fleuve à environ 5 m.

La granulométrie révèle une texture sablo-limoneuse homogène de densité moyenne 1.45 g cm^{-3} et de porosité 30% sur tout le profil de Namardé Goungou (texture médiane 150 μm et fraction supérieure à 50 μm égale à 70–80%).

Le profil granulométrique du km 85 est entièrement composé de sables grossiers homogènes de densité moyenne 1.60 g cm^{-3} et de porosité 35% (texture médiane 300 μm et fraction supérieure à 80 μm égale à 99%).

Le site de Tillabéri offre un profil granulométrique qui varie graduellement avec la profondeur, fin en surface (texture médiane 30 μm et fraction inférieure à 2 μm égale à 20–40%) et grossier en bas du profil (texture médiane 200 μm et fraction supérieure à 50 μm égale a 70%). La densité varie de 1.30 à 1.50 g cm^{-3}, la porosité entre 30 et 40%.

Le profil de Namari Goungou est plus argileux (20 à 35%), tout en gardant une forte proportion de sable moyen et grossier en surface, et de

sable moyen en profondeur (texture médiane jusqu'à 0.60 m, 150 μm et 40 μm au-dessous). La mesure de la masse volumique donne une valeur moyenne de 1.35 g cm^{-3} pour une porosité de 40%.

Teneur en eau et en isotopes (Figs 2 à 5)

Des conditions de sécheresse d'au moins deux mois ont précédé les prélèvements. On peut donc penser que les réserves hydriques du sol, issues de la saison des pluies antérieure, ont été fortement réduites (voire éliminées) et que l'établissement du profil hydrique dans la zone non saturée est, en grande partie, régi par les propriétés hydrodynamiques du sol. Les profils de teneur en eau montrent tous un faciès évaporé avec une forte diminution de bas en haut, mais on constate que la profondeur de la nappe et la texture du sol influent fortement sur l'humidité moyenne du profil et sur l'humidité en surface.

La forme des profils de teneurs en oxygène 18 et en deutérium montrent tous une courbe d'allure exponentielle caractéristique de la présence dans le sol d'une zone de transit évaporatoire mixte (eau + vapeur). On peut aussi noter la présence, sur deux profils (Namardé Goungou 1 et Tillabéri) d'une zone de flux en phase vapeur dans les premiers centimètres du sol (Fig. 2(a) et Fig. 5).

Les deux sondages effectués à Namardé Goungou, à des périodes différentes, montrent une évolution nette (Fig. 2). La variation de teneurs en oxygène 18 pour les deux profils est identique et s'étale sur plus de 12‰ (−4.3‰, teneur de la nappe à + 8‰, teneur du front d'évaporation). La différence de forme entre ces deux profils résulte principalement du temps d'évaporation auquel a été soumis le sol. L'assèchement progressif du sol conduit à l'établissement d'une zone de transit en phase vapeur de plus en plus importante au cours du temps, ce qui a pour effet de translater verticalement le front d'évaporation (Walker *et al.*, 1988).

Relation oxygène 18–deutérium (Fig. 6)

Les droites d'évaporation des différents profils semblent converger vers une même zone de la droite des précipitations locales. Cela montre une alimentation commune de ces nappes par de l'eau, dont la teneur isotopique correspond aux précipitations des mois de juillet à septembre, Taupin (1990).

Les valeurs des pentes des profils de Namardé Goungou, Tillabéri et km 85 (entre 1.45 et 2.40) rendent bien compte de conditions d'évaporation de nappe à travers un sol non saturé et révèlent un état de sécheresse avancé des profils de sols (Allison *et al.*, 1983). On note toutefois, que la pente de la relation δ^2H–$\delta^{18}O$ du profil de Namardé Goungou en novembre est plus faible qu'en avril, bien que le profil soit plus humide. Il est fort probable que le mélange, à chaque niveau du sol d'une part du flux issu de la nappe et de résidus d'événements pluvieux en cours d'évaporation, à la suite de la dernière saison des pluies, conduit à une distribution des points

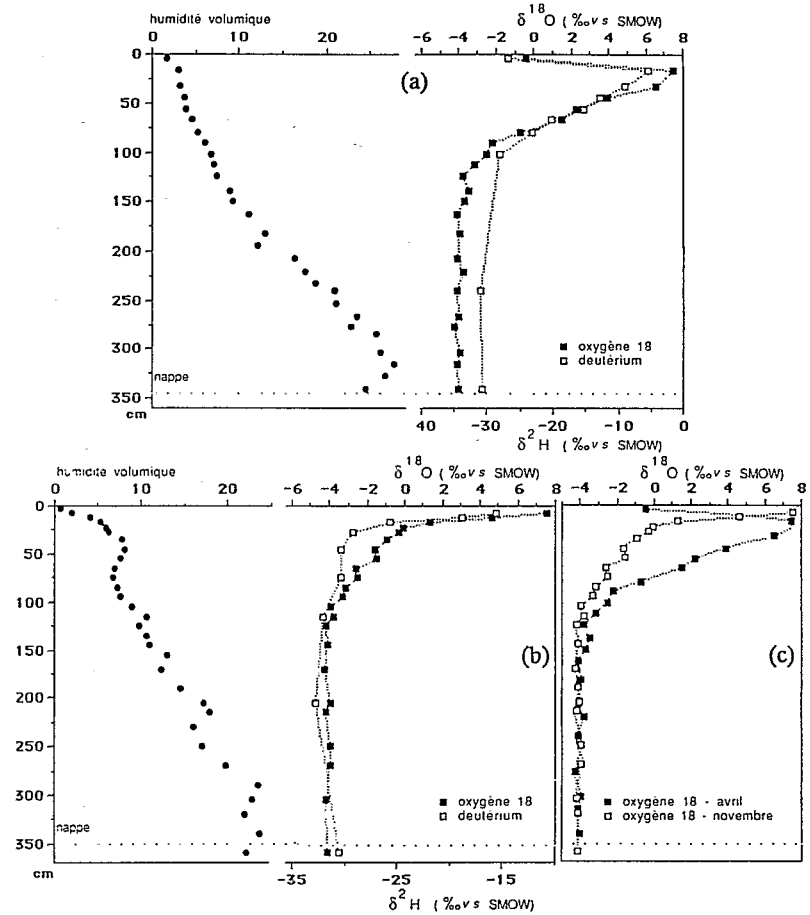

Fig. 2 Profils des teneurs en eau et en isotopes au site de Namardé Goungou: (a) avril 1988, (b) novembre 1988, (c) comparaison des deux profils de teneurs en oxygène 18.

correspondant à une pente plus faible pour le profil exploré deux mois après la saison des pluies (Fontes *et al.*, 1986).

La relation δ^2H–$\delta^{18}O$, du profil de rizière prélevé en avril 1988, montre en revanche une pente un peu plus élevée (3.6) qui rend principalement compte de son état largement plus humide dû à la proximité de la nappe et à une texture favorisant le transit de l'eau sous forme liquide vers la surface.

Modélisation des profils isotopiques d'oxygène 18 et calcul de l'évaporation

La variation de température dans le sol étant faible, on a considéré une

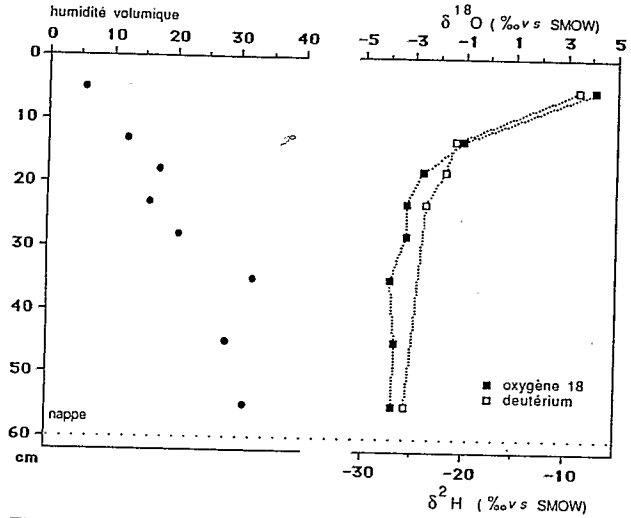

Fig. 3 Profil des teneurs en eau et en isotopes au site du km 85.

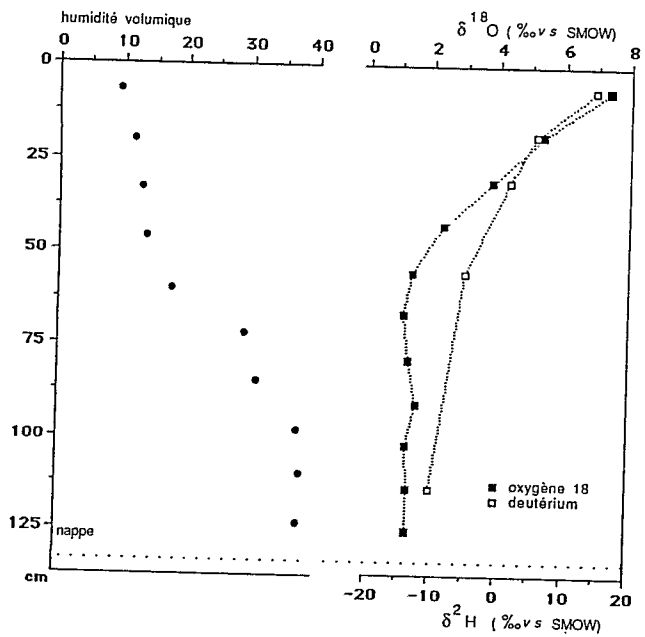

Fig. 4 Profil des teneurs en eau et en isotopes au site de Namari Goungou.

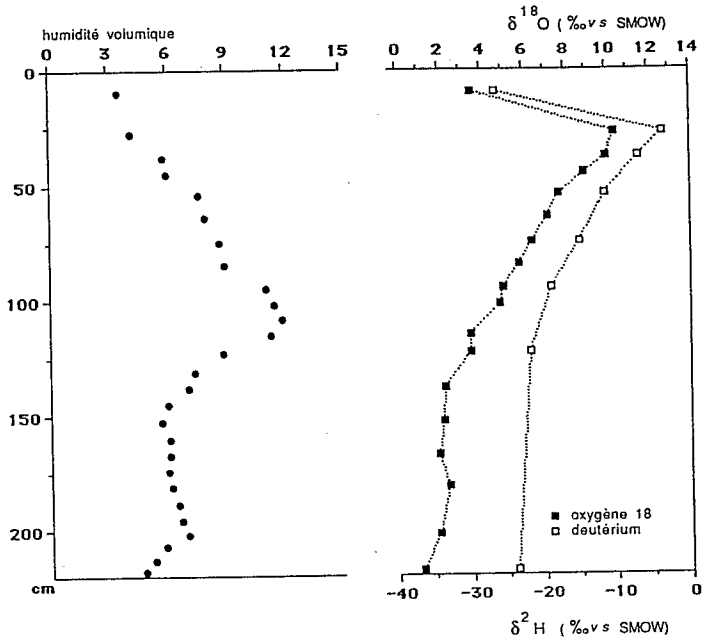

Fig. 5 Profil des teneurs en eau et en isotopes au site de Tillabéri.

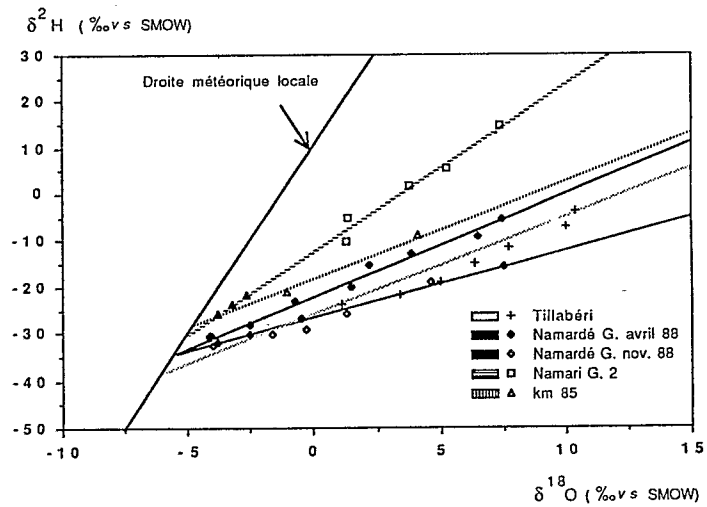

Fig. 6 Relation oxygène 18-deutérium des différents profils.

température constante sur toute la profondeur, égale à la température moyenne annuelle (T = 30°C). Les variables suivantes dépendantes de la température ont pour valeur:

N_{sat} = 30.4 10^{-3} kg m^{-3}, D_{atm} = 0.264 10^{-4} m^2 s^{-1}
(De Vries & Kruger, 1967)

D_{liq} = 2.6 10^{-9} m^2 s^{-1}
(Harris & Woolf, 1980)

La représentation graphique:

$$\ln[\text{delta}] = \ln[(\delta_{18} - \delta_{18}^{res})/(\delta_{18}^{ef} - \delta_{18}^{res})]$$

en fonction de f(z) doit d'après l'équation (1), montrer une bonne linéarité pour pouvoir appliquer le modèle. Pour les cinq profils, les coefficients de corrélation se révèlent très bons.

Le profil isotopique de Namardé Goungou étant pratiquement invariant à partir de 2 m de profondeur, ln[delta] = $-f(z)/Z_i$ devient constant, ce qui engendre une déviation parallèle à l'axe des abscisses de la relation linéaire liant ln[delta] et f(z) et modifie ainsi la valeur de la pente, $1/Z_i$. Il convient donc de considérer pour le calcul de la pente uniquement les points jusqu'à la profondeur de 2 m (l'absence de variation de teneurs en oxygène 18 du profil au-dessous de 2 m pouvant être considérée comme due à la remontée de l'eau dans la frange capillaire).

Evaporation au site de Namardé Goungou Pour le profil le plus marqué par l'action évaporant (avril 1988), on a pu calculer le taux d'évaporation sur les deux parties de la courbe isotopique:

- Zone de transfert de flux mixte: Le paramètre le plus mal connu de l'équation (2) est la tortuosité (0.3 pour une argile et 0.67 pour un sable grossier dans Barnes & Allison (1983)), la texture du sol étant principalement composée de sable moyen et fin et d'un peu d'argile, on a estimé la valeur de la tortuosité entre 0.6 et 0.67. Les valeurs d'évaporation obtenues, suivant les paramètres: $1/Z_i$ = 2.015 ou 2.827 et τ = 0.60 ou 0.67 varient entre 13 et 21 mm an^{-1} pour une profondeur de la nappe de 350 cm.
- Zone de transfert de flux vapeur: On a fait varier la valeur de l'humidité atmosphérique entre 20 et 30%, ce qui correspond aux valeurs moyennes mensuelles observées pendant la saison sèche (Météorologie Nationale du Niger). Les valeurs d'évaporation, obtenues à partir de l'équation (3), varient entre 11 et 15 mm an^{-1}.

L'intervalle des valeurs d'évaporation mesurées pour la zone de transfert vapeur et mixte coïncide assez bien, ce qui montre un état d'équilibre des flux à travers le sol.

Pour le profil le moins évaporé (novembre 1988), le taux d'évaporation a été uniquement calculé sur la zone de flux principalement liquide. Les valeurs sont comprises entre 13 et 23 mm an^{-1}. Par comparaison avec le profil de

saison sèche, on constate que les taux d'évaporation sont pratiquement identiques. On peut donc penser, avec Walker *et al.* (1988), que dès que l'assèchement du sol en surface est assez important, le taux d'évaporation ne varie presque plus dans le temps, on arrive donc très rapidement vers un état d'équilibre des flux.

Evaporation au site de Namari Goungou Le flux évaporatoire à travers la zone de transfert mixte a été calculé en tenant compte d'une variation de la tortuosité moyenne comprise entre les valeurs 0.5 et 0.67, ce qui donne un taux d'évaporation compris entre les valeurs de 31 et 42 mm an^{-1} pour une profondeur de la nappe de 130 cm.

Evaporation au site du km 85 Compte tenu de la texture du sol, on peut considérer que la tortuosité est très proche de 0.67. En adoptant cette valeur, le calcul du flux évaporatoire à travers la zone de transfert mixte donne une valeur de 115 mm an^{-1} pour une profondeur de la nappe de 60 cm.

Evaporation au site de Tillabéri Ce profil montre une variation texturale importante. On a tenté d'en rendre compte en faisant varier la porosité en fonction de la texture reconnue le long du profil. En adoptant une valeur de tortuosité égale à 0.67, représentative du bas du profil, le calcul du flux évaporatoire en zone de transit mixte donne une valeur de 7.6 mm an^{-1}.

Pour le calcul du flux évaporatoire de la zone de transit de vapeur, on a fait varier la valeur de l'humidité atmosphérique entre 20 et 30%, avec une tortuosité de 0.45 (le profil en surface étant très argileux). Les valeurs de flux d'évaporation obtenues varient entre 8 et 9.5 mm an^{-1}.

Les valeurs d'évaporation entre les deux méthodes d'évaluation peuvent être considérées comme très cohérentes. Cette bonne homogénéité des résultats montre que le profil est proche de l'état d'équilibre des flux.

CONCLUSION

La modélisation proposée donne des bilans évaporatoires cohérents, que l'on a pu comparer avec la méthode d'estimation de l'évaporation par bilan chimique des profils de chlorures (en préparation).

Le modèle rend bien compte, dans le cas de profil proche de l'équilibre, des variables qui vont déterminer l'importance du flux évaporatoire à travers le sol, et qui sont au nombre de trois:

- état hydrique du profil;
- profondeur de la nappe;
- texture du sol.

Pour des profils de sols proches de l'état de régime permanent de flux d'évaporation, les paramètres qui vont déterminer, pour des profondeurs de nappes faibles, le taux d'évaporation vont être l'état hydrique du sol et sa texture, ces deux paramètres étant liés. Pour des nappes plus profondes, ces deux

paramètres vont, en revanche, jouer un rôle mineur car, plus la nappe est profonde, plus le transfert de l'eau sous forme liquide vers la surface devient difficile et plus cela favorise l'établissement d'une épaisseur importante de sol asséchée en surface, cette dernière ralentissant d'autant plus l'évaporation.

En comparant ces résultats à d'autres études isotopiques antérieures réalisées sous des climats à forte évaporation (Allison & Barnes, 1985; Colin-Kackzala, 1986; Christmann & Sonntag, 1987; Grunberger, 1989; Woods, 1990) on constate que les taux d'évaporation de ces sols en état d'équilibre hydrique, se répartissent sur une courbe logarithmique en fonction de la profondeur (Fig. 7). Cette courbe peut être subdivisée en deux zones principales:

- Pour une profondeur de nappe jusqu'à environ 2 m, le taux d'évaporation est important car, il est régi par les propriétés du sol et, le flux d'eau va se faire préférentiellement sous forme liquide.
- Au-dessous de 2 m, le taux d'évaporation diminue fortement, la profondeur de la nappe facilitant la mise en place d'une zone de flux en phase vapeur, ce qui va diminuer l'évaporation.

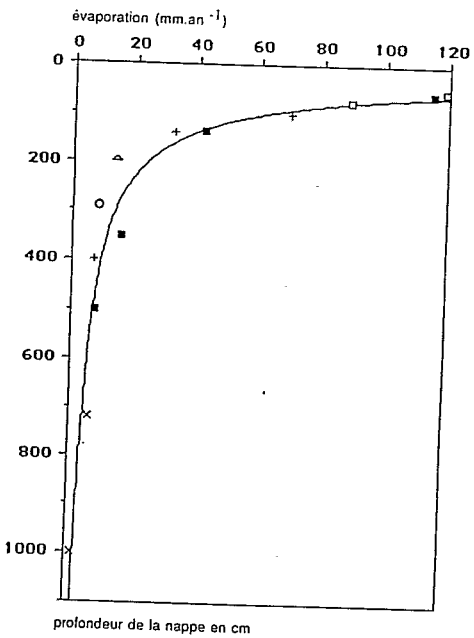

Fig. 7 Evaporation de nappe calculée dans différentes régions à fort régime évaporatoire (■: cette étude; □: données de Barnes & Allison en Australie du Sud, 1985; ×: Colin-Kackzala au Sahara septentrional, 1986; Δ: Christmann & Sonntag à l'est du Sahara, 1987; +: Grunberger à l'île de la Réunion, 1989; o: Woods en Australie du Sud, 1990).

REFERENCES

Allison, G. B. & Barnes, C. J. (1985) Estimation of evaporation from the normally "dry" Lake Frome in South Australia. *J. Hydrol.* 78, 229-242.

Allison, G. B., Barnes, C. J. & Hughes, M. W. (1983) The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils: II. Experimental. *J. Hydrol.* 64, 377-397.

Barnes, C. J. & Allison, G. B. (1983) The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils: I. Theory. *J. Hydrol.* 60, 141-156.

Barnes, C. J. & Allison, G. B. (1984) The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils: III. Theory for non-isothermal water movement. *J. Hydrol.* 74, 119-135.

Christmann, D. & Sonntag, C. (1987) Groundwater evaporation from East-Saharian depressions by means of deuterium and oxygen 18 in soil moisture. Dans: *Proceedings IAEA International Symposium on Use of Isotope Technique for Water Resource Development*, 189-204. IAEA-SM-299/037, Vienna.

Colin-Kaczala, C. (1986) Profils isotopiques (^{18}O et ^{2}H) de fluides (eau liquide, vapeur et CO_2) de la zone non saturée sous climat désertique: application à l'évaluation de l'évaporation des nappes libres au Sahara Nord-Occidental. Thèse de Doctorat en Sciences, Université Paris Sud, Orsay.

Craig, H. (1961) Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen 18 in natural waters. *Sciences* 133, 1833-1834.

Craig, H., Gordon, L. I. & Horibe, Y. (1963) Isotopic exchange effect in the evaporation of water. *J. Geophys. Res.* 68, 5079-5087.

De Vries, D. A. & Kruger, A. J. (1967) On the value of the diffusion coefficient of water vapour in air. Dans: *Phénomènes de Transports avec Changements de Phases dans les Milieux Poreux ou Colloïdes* (Colloques internationaux, CNRS, Paris), 61-72.

Dubois, D., Icole, M. & Trichet, J. (1984) Evolution géomorphologique de la vallée du Niger aux abords de Niamey (République du Niger). *Bull. Soc. Géol. de France* XXVI (6), 1305-1318.

Fontes, J. Ch., Yousfi, M. & Allison, G. B. (1986) Estimation of long-term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. *J. Hydrol.* 86, 315-327.

Gouvea da Silva Rosa, B. (1980) Migration des sels et des isotopes lourds à travers des colonnes de sédiments non saturés sous climat semi-aride. Thèse de 3e cycle, Université Paris VI.

Grunberger, O. (1989) Etude géochimique et isotopique de l'infiltration sous climat tropical contrasté. Massif du Piton des Neiges, Ile de La Réunion. Thèse de Doctorat en Sciences, Université Paris Sud, Orsay.

Harris, K. R. & Woolf, L. A. (1980) Pressure and temperature dependance of the self diffusion coefficient of water and oxygen 18 water. *J. Chem. Soc. Faraday Trans.* 76, 377-385.

Machens, E. (1973) Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger. *Mém. BRGM no. 82*

Ousseini, I. & Morel, A. (1989) Utilisation de formations alluviales azoïques pour l'étude des paléoenvironnements du Pléistocène supérieur et de l'Holocène au sud du Sahara: l'exemple de la vallée du fleuve dans le Liptako nigérien. *Bull. Soc. Géol. de France* 8, V, no. 1, 85-90.

Philip, J. R. & De Vries, D. A. (1957) Moisture movement in porous media under temperature gradients. *Trans. Am. Geophys. Un.* 38, 222-232.

Taupin, J. D. (1990) Evaluation isotopique de l'évaporation en zone non saturée sous climat sahélien et évolution géochimique des solutions du sol (vallée du moyen Niger). Thèse de Doctorat en Sciences, Université Paris Sud, Orsay.

Walker, G. R., Hughes, M. W., Allison, G. B. & Barnes, C. J. (1988) The movement of isotopes of water during evaporation from a bare soil surface. *J. Hydrol.* 97, 181-197.

Woods, P. H. (1990) Evaporative discharge of groundwater from the margin of the great artesian basin near lake Eyre, South Australia. PhD Thesis, University of South Australia.

Zimmermann, U., Enhalt, D. & Munnich, K. O. (1967) Soil water movement and evapotranspiration, changes in the isotopic composition of the water. Dans: *Proceedings Symposium Isotopic Hydrology*, 567-583. IAEA, Vienna.