Is the evaporation from phreatic aquifers in arid zones independent of the soil characteristics ? / L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol ?

Anne Coudrain-Ribstein, Bruno Pratx, A. Talbi, Claude Jusserand

▶ **To cite this version:**

Anne Coudrain-Ribstein, Bruno Pratx, A. Talbi, Claude Jusserand. Is the evaporation from phreatic aquifers in arid zones independent of the soil characteristics ? / L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol ?. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série IIa, Sciences de la terre et des planètes, 1998, 326 (3), pp.159-165. 10.1016/S1251-8050(00)89030-8 . ird-00200744

HAL Id: ird-00200744
https://ird.hal.science/ird-00200744

Submitted on 21 Dec 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

© Académie des sciences / Elsevier, Paris
Géosciences de surface / *Surface geosciences*
(Hydrologie-Hydrogéologie / *Hydrology-Hydrogeology*)

L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol ?

Is the evaporation from phreatic aquifers in arid zones independent of the soil characteristics?

Anne COUDRAIN-RIBSTEIN[1], Bruno PRATX[2], Amal TALBI[1] et Claude JUSSERAND[3]

[1] *Laboratoire de géologie appliquée, CNRS Ura 1367, case 123, université Pierre-et-Marie-Curie, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France*
[2] *Département des Eaux Continentales, Orstom, 213 rue La Fayette, 75480 Paris cedex 10, France*
[3] *Centre de recherche géodynamique, université Pierre-et-Marie-Curie, BP 510, 74203 Thonon-les-Bains, France*

ABSTRACT

The approximately 20 published data based on isotopic profiles of the unsaturated zone lead us to express the evaporative flux as an inverse power function of the piezometric depth below the soil surface, independently of the soil characteristics. Recent publications report suction values taken at over 1 000 m from the soil surface in arid regions as well as hydraulic conductivities corresponding to these values. These new data allowed us to compute new bounds of the evaporative flux from aquifers in arid regions; they corroborate the weak influence of soil characteristics. © Académie des sciences / Elsevier, Paris

Keywords: Phreatic aquifer, Arid regions, Evaporation, Unsaturated zone

RÉSUMÉ

Les données d'une vingtaine de profils isotopiques de la zone non saturée conduit à une expression du flux évaporatoire des aquifères qui est fonction de l'inverse de la profondeur du niveau piézométrique, et qui apparaît indépendante de la nature des sols. La publication de mesures de succions de plus de 1 000 m de la surface du sol et de conductivités hydrauliques obtenues jusqu'à de telles succions a permis de mener de nouveaux calculs qui corroborent la faible influence des caractéristiques des sols sur le flux évaporatoire des aquifères de régions arides. © Académie des sciences / Elsevier, Paris

Mots clés : *Nappe phréatique, Région aride, Évaporation, Zone non saturée*

ABRIDGED VERSION

1. Introduction

Evaporation is the main outflow process from phreatic aquifers in arid zones. Under conditions with few and short rainy events and dry seasons of eight months or more, evaporation from aquifers might reach the maximal flux all year round. It is important and useful to estimate this flux in order to study the dynamic of the aquifer. With potential evaporation exceeding 1 m a year, climatic conditions are not the limiting factor of evaporation from aquifers whose piezometric level is at least 0.3 m below the soil surface. This paper discusses the local estimation of evaporation from aquifers with bare soils not overlaid by a thick salt crust.

On the one hand, after hydraulic studies of soils (conductivity, suction), the dependence of the evaporation on the soil characteristics has been established and admitted (e.g. Gardner, 1958; Talsma, 1963; Thorburn et al., 1992). On the other hand, after interpretation of isotopic profiles of the unsaturated zone (Barnes and Allison, 1983), the approximately 20 available data of quite different soils from very distant places show

Note présentée par Ghislain de Marsily.
Note remise le 1er septembre 1997, acceptée le 5 novembre 1997.

that evaporation seems to be independent of the soil characteristics and depends only on the piezometric depth (Coudrain-Ribstein et al., 1997). This note is devoted to explaining this apparent contradiction.

2. Hydraulic method

This section presents how unsaturated zone studies led previous authors to conclude that evaporation from aquifers depends strongly on soil characteristics. The equation of the ascending flux in steady state is (Gardner, 1958):

$$q = -K(S)\,\nabla(-S+z) \qquad (1)$$

with q flow per unit surface ($L{\cdot}T^{-1}$), K hydraulic conductivity depending on the suction ($L{\cdot}T^{-1}$), S suction (L) and z elevation (L). The piezometric depth corresponding to certain q may be determined by the integration of equation (1):

$$Z = \int_0^{S_s} \frac{1}{1+\dfrac{q}{K(S)}}\,dS \qquad (2)$$

with S_s the value of the suction at the evaporative front. Experimental work to establish the function between conductivity and suction is very time and work consuming. Gardner (1958) proposed the following empirical relation that has been largely used (Willis, 1960; Talsma, 1963; Thorburn et al., 1992):

$$K(S) = \frac{a}{b+S^n} \qquad (3)$$

where a, b and n are parameters determined in the laboratory experiments for suction up to a maximum of 140 m (soils 'a'–'h', table I and figure 1) or on the base of suction profiles and determination of flux (equation (1). Replacing this expression in equation (2) and integrating to infinity leads to the following analytical solution (Gardner, 1958, Warrick, 1988):

$$q = A\,z^{-n} \qquad (4)$$

where A and n (the same as in equation (3) when using the above $K(S)$ expression) depend on the soil under consideration. On our own, we computed using a worksheet such as Qpro (Borland), the conductivity for the range of suction under consideration and Z corresponding to several q values. We have then fitted by Grapher (Golden software inc.), the A and n parameters. According to such computations, the evaporative flux for a piezometric level at 1 m below the surface could vary from 8 to 9 431 $mm{\cdot}yr^{-1}$ depending on the soil (table II and figure 2a). We shall see below why these results might be re-examined.

3. Isotopic method

Evaporative flux from an aquifer might be computed on the base of unsaturated zone profiles of the isotopic ratio of constitutive elements of water (Barnes and Allison, 1983). Data of evaporation, computed from such isotopic profiles, has been reported as a function of piezometric depth by Woods (1990), Taupin (1990), Daoud and Michelot (1997) and Coudrain-Ribstein et al. (1997). Except the points from Woods' cores, all the data are inside the dotted rectangle of figure 2. Woods' data (1990) should be rejected because the conditions were not favourable for establishing a steady state ascending flux (very low permeability and only one dry month per year before the coring). Disregarding these data, Coudrain-Ribstein et al. (1997) have fitted parameters of equation (4) on 21 points. The curve is the mean value of the dotted rectangle in figure 2 with $A = 71.9$ and $n = 1.49$ ($r^2 = 0.97$), when q is in $mm{\cdot}yr^{-1}$ and z in m.

4. Converging both methods

Do peculiar conditions exist for arid zones so that very different soils converge towards the same behaviour as for evaporation from aquifers? In arid zones, suction near the surface soils reaches values as high as 1 600 m (Mexico, Scanlon, 1994) or 4 822 m (Australia, Woods, 1990). Hydraulic conductivity for such high suctions are difficult to obtain, data are rare. For a sandy soil, Mehta et al. (1994) obtained very precise curves of suction and hydraulic conductivity as a function of humidity up to a suction of 2 500 m. These authors showed that for suction above 1 000 m, the hydraulic conductivity does not tend to zero but equals the equivalent vapour one (figure 1) described by the equation of Campbell (1985). After this equation, the conductivity depends only on suction, temperature and porosity. For a suction comprised between 1 000 and 5 000 m, the vapour conductivity ranges between $3{\cdot}10^{-15}$ and $25{\cdot}10^{-15}$ $m.s^{-1}$ for a temperature range of 10–25 °C and a porosity range of 0.6–0.3 (figure 1). The integration must be limited to an upper bound of about 5 000 m at which all the soils have nearly the same conductivity value.

At this stage and with the available data, what comments can be made? Data of soils 'a' to 'h' and 'l' (after Woods' data) are not sufficient for this purpose: either conductivity measurements were made to insufficiently high values or conductivity was inferred from ascending flux from aquifers although steady state was not reached. Valuable data are provided by Stolte et al. (1994) for a loamy soil ('k' in tables and figures) up to suctions of 1 000 m and by Mehta et al. (1994) for a sandy soil ('m' in tables and figures) up to a suction of 2 500 m. The corresponding $q(z)$ curves have been computed. They give limits which bound the dotted rectangle corresponding to the isotopic results rather well (table II, figure 2b):

$$28\,z^{-1.8} < q < 205\,z^{-1.6}$$

5. Conclusion

New data on hydraulic conductivity as a function of suction up to more than 1 000 m and estimations of evaporation after about 20 isotopic profiles, spread over numerous arid zones, allow the present following conclusions:

– high dependence of evaporative flux on soil characteristics has been concluded on the basis of hydraulic conductivities determined for suction values of less than 150 m; such values are too weak;

– near soil surface suction reaches values of about 5 000 m for which the hydraulic conductivity equals the equivalent vapour conductivity that varies only between $3 \cdot 10^{-15}$ and $25 \cdot 10^{-15}$ m·s^{-1} for large temperature and porosity ranges;
– the fitted curve of evaporation determined on the base of 21 isotopic profiles, with q in mm·yr^{-1} and z in m, is:

$$q = 71.9\, z^{-1.49}$$

– after the $K(S)$ data published by Stolte et al. (1994) for a loamy soil up to suction of 1 000 m and by Mehta et al. (1994) for a sandy soil up to a suction of 2 500 m, the upper and lower bounds of this relation are:

$$28\, z^{-1.8} < q < 205\, z^{-1.6}$$

1. Introduction

En région aride, l'évaporation à partir des nappes phréatiques est un terme prépondérant de leur bilan. En effet, dans ces zones généralement endoréïques, l'évaporation constitue le principal flux sortant. De plus, contrairement aux zones tempérées, les flux ascendants depuis l'aquifère intéressent presque toute la surface supérieure de celui-ci. Au contraire, l'infiltration jusqu'à l'aquifère ne se fait qu'à travers de petites surfaces au pied des reliefs et près de cours d'eau. En milieu tropical aride, les événements pluvieux sont courts et la période sèche peut durer plus de huit mois. Ces conditions sont favorables à l'établissement d'un régime quasi permanent de flux ascendant et l'évaporation annuelle depuis les aquifères peut être proche du flux maximal correspondant à un tel régime. Pour étudier la dynamique de ces nappes, il est important et utile d'estimer ce flux ascendant maximal.

Dans les zones arides, le pouvoir évaporant de l'atmosphère, déterminé par les conditions climatiques, est de 1,5 à 3 m d'eau par an. En considérant des niveaux piézométriques à plus de quelques dizaines de centimètres sous le sol, on peut admettre que l'évaporation des aquifères n'est pas limitée par les conditions climatiques.

Les profils isotopiques de la zone non saturée montrent deux parties (Barnes et Allison, 1983) : la partie profonde où le flux d'eau ascendant s'effectue surtout sous forme liquide, la partie superficielle où le flux d'eau est essentiellement diffusif sous forme vapeur. La limite, dénommée front d'évaporation, est le siège de l'enrichissement bien marqué en isotopes lourds des constituants de l'eau. Si le sol est jonché d'un matériau poreux (paille ou croûte de sel) ne permettant pas le transfert sous forme vapeur, l'épaisseur de ce matériau limitera le flux ascendant. Nous ne considérerons pas ce cas. Dans le cas d'un sol nu, sans croûte épaisse de sel, et en régime permanent, le front d'évaporation est d'autant plus profond que le flux est faible, permettant l'égalité des flux dans les deux parties. Par exemple, au Sahara, il est noté à 2 m pour un flux évaporatoire de l'ordre du millimètre par an (Fontes et al., 1986).

D'après l'étude des caractéristiques hydrauliques des sols, les travaux antérieurs admettaient que l'évaporation dépendait fortement de la nature du sol (Gardner, 1958 ; Talsma, 1963 ; Thorburn et al., 1992). Au contraire, sur la base d'interprétation de profils en isotopes stables de l'eau de la zone non saturée (Barnes et Allison, 1983), la vingtaine de données disponibles montre que les différents sols étudiés sont sujets à une évaporation ne semblant dépendre que de la profondeur du niveau piézométrique (Coudrain-Ribstein et al., 1997). Le propos de cette note est de lever cette contradiction.

2. Méthode hydraulique

Cette section présente comment les études précédentes ont abouti à la conclusion que l'évaporation à partir d'un aquifère est une fonction de la nature du sol. L'équation du flux d'eau ascendant en régime permanent (Gardner, 1958) est :

$$q = -K(S)\,\nabla(-S + z) \qquad (1)$$

avec q le débit par unité de surface (L·T^{-1}), $K(S)$ la conductivité hydraulique qui dépend de la succion (L·T^{-1}), S la succion (L) correspondant à un potentiel de pression et z la dimension verticale (L) correspondant au potentiel de gravité. Pour un flux q donné, la profondeur du niveau saturé (Z) s'obtient par l'intégration de l'équation (1) :

$$Z = \int_0^{S_s} \frac{1}{1 + \dfrac{q}{K(S)}}\, dS \qquad (2)$$

avec S_s la succion au niveau du front évaporatoire. Le travail expérimental permettant d'établir les courbes de conductivité hydraulique en fonction de la succion d'un sol est particulièrement long et délicat. Gardner (1958) a établi une relation empirique, établie pour des succions inférieures à 150 m (tableau I, figure 1), qui a été largement utilisée (Willis, 1960 ; Talsma, 1963 ; Thorburn et al., 1992) dans le contexte d'estimation de l'évaporation à partir d'un aquifère :

$$K(S) = \frac{a}{b + S^n} \qquad (3)$$

où a, b et n sont des paramètres empiriques. En utilisant une telle expression et en intégrant l'équation (2) jusqu'à l'infini, la solution analytique est (Gardner, 1958 puis Warrick, 1988) :

$$q = A\, z^{-n} \qquad (4)$$

où A et n (le même que celui de l'équation (3) dans cette démarche) dépendent du sol considéré.

Tableau I. Paramètres de l'équation (3) de K ($m \cdot s^{-1}$) en fonction de S (m) pour différents sols. S_M est la succion maximale considérée dans la référence correspondante.

Parameters of K ($m \cdot s^{-1}$) in equation (3) as a function of S (m) for different soils. S_M is the maximal suction under consideration in the corresponding reference.

Code	S_M (m)	*nom, nature du sol*	$a \times 10^9$ $m^{n+1} \cdot s^{-1}$	$b \times 10^3$ $m^{n+1} \cdot s^{-1}$	*n*	*références*
a	1,6	Camarooka limon argil.	6,48	8	2	Talsma (1963)
b	2	Banna sable	52,08	17	1,5	Talsma (1963)
c	6	Yolo	4,63	40	2	Gardner et Fireman (1958)
d	7,9	60 % argile – 40 % limon	2,9	0	1,57	Wind (1955)
e	10	Santa Ana sable	196,76	25	4	Willis (1960)
f	15	Diablo limon	8,10	145	2	Willis (1960)
g	140	Pachappa	37	26	3	Gardner et Fireman (1958)
h	140	Chino	12,73	56,5	2	Gardner et Fireman (1958)
i	200	limon argil. fluv.	1,81	0	1,52	Stolte et al. (1994)
j	600	limon argil. éolien	7,35	0	1,87	Stolte et al. (1994)
k	1 000	sable argil. marin	1,93	0	1,59	Stolte et al. (1994)
l	4 822	sable argil.	0,092	316,8	1,4	Thorburn et al. (1992)
m	2 500	93,3 % sable				Mehta et al. (1994)

Les paramètres pour les sols (« i », « j » et « k ») décrits par Stolte et al. (1994) ont été calculés par les auteurs du présent article par ajustement sur les graphes publiés.

Parameters of soils ('i', 'j' and 'k') described by Stolte et al. (1994) have been computed by the authors of the present paper by fitting curves on the published graphs.

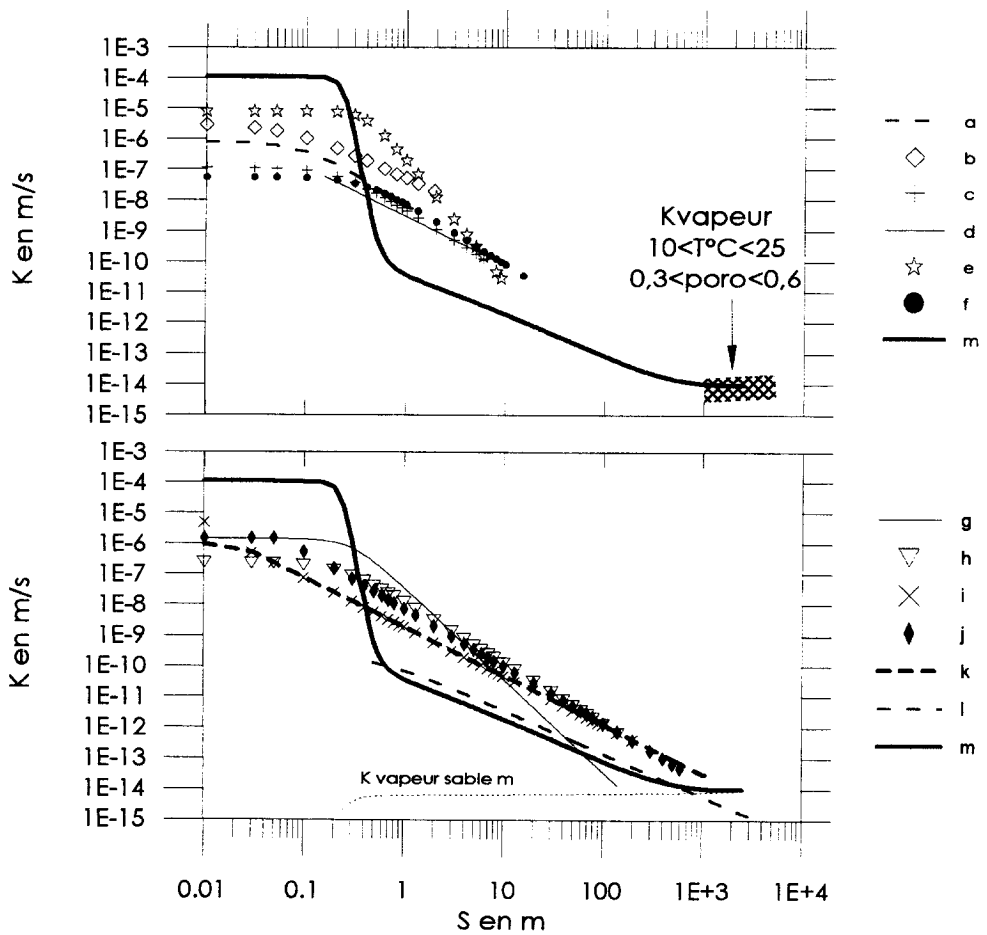

Figure 1. Conductivité hydraulique en fonction de la succion pour différents sols. Les codes (« a »,..., « m ») sont ceux de la première colonne du tableau I. La zone hachurée correspond aux valeurs de conductivité vapeur pour une température comprise entre 10 et 25 °C et pour un sol de porosité comprise entre 0,3 et 0,6. Les courbes sont celles ajustées par les auteurs des références indiquées dans le tableau I ; elles sont présentées sur cette figure sur le domaine de succion qu'ils ont étudié.

Hydraulic conductivity vs suction for different soils. Labels 'a' to 'm' correspond to the first column in table I. The dashed zone indicates the domain of vapour conductivity for a suction range 1 000–5 000 m, a temperature range 10–25 °C and a porosity range 0.3–0.6. Curves are those fitted by the corresponding authors (table I) for the suction range they have investigated.

Aujourd'hui, à partir de données quelconques de $K(S)$, sans avoir besoin d'équation de type (3), nous avons pu calculer l'intégrale (2) à l'aide du tableur *Qpro* (Borland) jusqu'à une valeur finie quelconque de succion. Ensuite, à l'aide du logiciel graphique *Grapher* (Golden software Inc.), une fonction puissance a pu être ajustée sur un ensemble de points $q(z)$ permettant de déterminer A et n de la fonction (4). Le niveau piézométrique pour différents flux évaporatoires a ainsi été calculé pour les sols « a » à « m » (tableau II et figure 2) montrant que le flux évaporatoire pour un niveau piézométrique de 1 m sous la surface devrait varier de 8 à 9 431 mm·an^{-1} selon le sol considéré. Nous verrons plus loin pourquoi ces résultats doivent être remis en cause.

3. Méthode isotopique

Une nouvelle méthode d'estimation locale de l'évaporation a émergé il y a une dizaine d'années. Elle est basée sur l'interprétation des profils dans la zone non saturée de rapports isotopiques des constituants de l'eau (Barnes et Allison, 1983). Des valeurs d'évaporation ainsi estimées ont été présentées en fonction de la profondeur du niveau

Tableau II. Paramètres de l'équation (4) de q (mm·an^{-1}) en fonction de z (m) pour différents sols. A et n sont obtenus par ajustement entre les flux q et les profondeurs z calculées par intégration de l'équation (2) pour une borne d'intégration sur la succion de 5 000 m.

Parameters in equation (4) of q (mm·yr^{-1}) as a function of z (m) for different soils. Values of A and n are obtained by fitting a power function on the computed flux q vs the depth integrating equation (2). The upper limit of the integration is set to a suction of 5 000 m.

Code	*A*	*n*
a	502,6	2
b	7 020	1,56
c	349,8	1,99
d	317	1,58
e	9 431	4
f	589,4	1,99
g	2 053	3
h	974,7	2
i	208,9	1,54
j	620,5	1,87
k	205,6	1,60
l	8,2	1,16
m	27,6	1,78

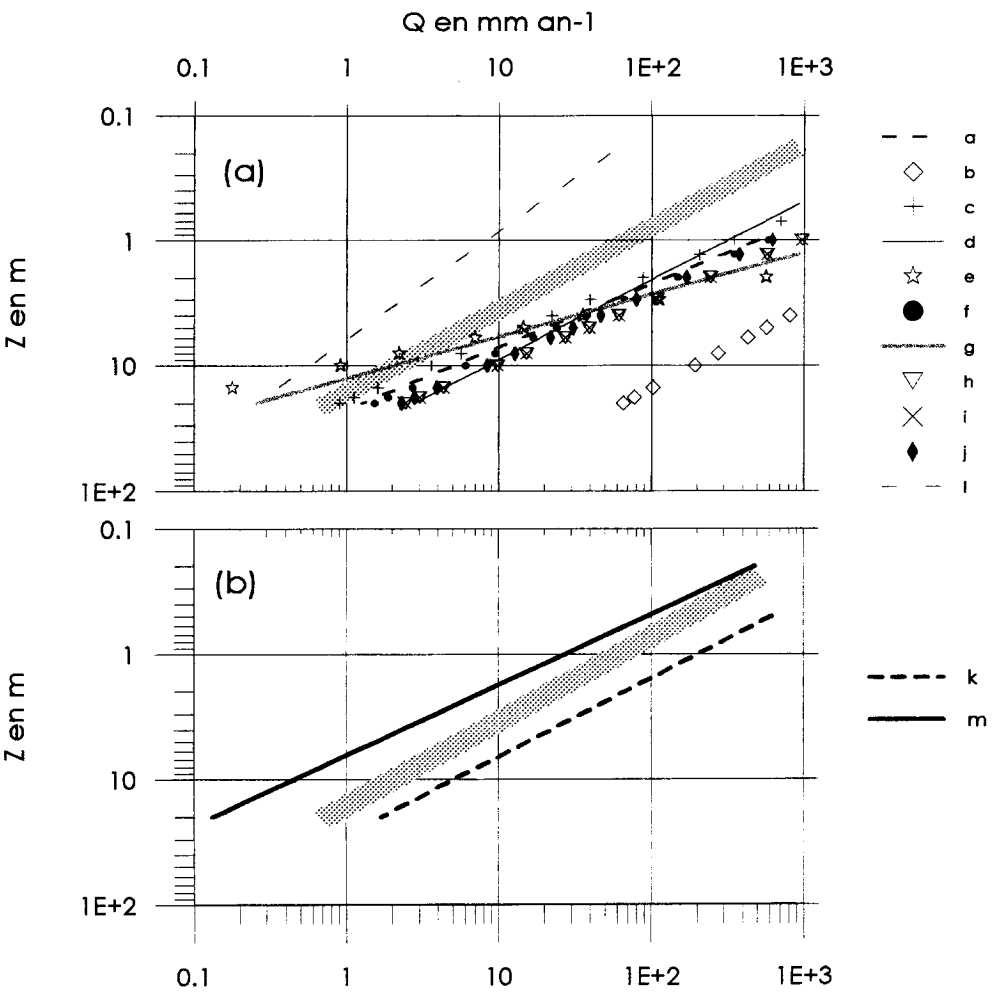

Figure 2. Evaporation en régime permanent à partir d'un aquifère, en fonction de la profondeur du niveau piézométrique sous le sol, pour différents sols d'après intégration de l'équation (2) donnée dans le texte jusqu'à une succion de 5 000 m (tableau II). La zone hachurée correspond aux résultats de profils isotopiques (Coudrain-Ribstein et al., 1997). Le cadre (a) montre la large variabilité des résultats basés sur des courbes $K(S)$ insuffisantes pour ce propos, mesurées jusqu'à une succion de moins de 140 m. Le cadre (b) montre un domaine de variation de $q(z)$ notablement réduit sur la base de données $K(S)$ mesurées jusqu'à des succions de 1 000 m (sol « k ») et 2 500 m (sol « m »).

Steady state evaporation from an aquifer vs the piezometric depth below soil surface for different soils after the integration of equation (2) (cf. text). The dashed zone corresponds to the data from isotopic profiles (Coudrain-Ribstein et al., 1997). In frame (a): large variation domain of q(z) after insufficient K(S) data measured up to suction of 140 m *or less. In frame (b): reduced range of q(z) after K(S) measured up to* 1 000 m *(soil 'k') and* 2 500 m *(soil 'm').*

piézométrique, par Woods (1990), Taupin (1990), Daoud et Michelot (1997) et Coudrain-Ribstein et al. (1997). Les données de Woods (1990) mises à part, ces estimations sont incluses dans le rectangle pointillé de la figure 2 pour lequel Coudrain-Ribstein et al. (1997) ont ajusté une courbe sur 21 points. Ils obtiennent $A = 71,9$ et $n = 1,49$ (pour q en mm·an^{-1} et z en m), avec un coefficient de détermination (r^2) de 0,97.

Pour les données de Woods (1990), discutées par Thorburn et al. (1992), on peut remarquer que ces sols ont une conductivité hydraulique à saturation inférieure à 10^{-8} m·s^{-1} et qu'il n'y eut, dans le Sud australien étudié, qu'un à deux mois secs par an dans les deux années précédant l'échantillonnage. L'hypothèse d'un régime permanent de flux ascendant à partir d'un aquifère à 2,5 m sous la surface d'un sol aussi peu perméable ne pouvant pas être retenue, la courbe (l) doit être écartée.

4. Convergence des deux méthodes

Comment résoudre cette apparente contradiction entre les résultats de la méthode hydraulique et ceux des profils isotopiques ? Hormis l'hypothèse d'un biais d'échantillonnage des carottages effectués pour établir les profils isotopiques, on peut aussi se demander s'il n'existe pas des conditions particulières aux zones arides, telles que des sols de natures différentes convergent vers un même comportement quant à l'évaporation à partir des aquifères.

En condition d'aridité, l'humidité volumique près du sol atteint des niveaux aussi bas que 0,02 m^3·m^{-3} au Sahara (Fontes et al., 1986) ou sur l'Altiplano central (Coudrain-Ribstein et al., 1997). Les succions sont alors très élevées, 1 600 m au Mexique, dans le désert du Chihuahuan (Scanlon, 1994), 4 822 m dans le Sud australien après deux mois secs (Woods, 1990).

Les données de la conductivité hydraulique pour de telles succions sont particulièrement difficiles à obtenir et donc rares. Mehta et al. (1994) ont étudié un sable et ont mesuré très précisément les courbes de succion et de conductivité hydraulique en fonction de l'humidité, jusqu'à des valeurs d'humidité de 0,01 m^3·m^{-3} et des potentiels de succion de 2 500 m. Ces auteurs montrent que, pour les fortes valeurs de succion, la conductivité hydraulique tend vers la valeur de la conductivité vapeur. Cette conductivité vapeur correspond au transfert d'eau en phase vapeur dans l'air du sol sous les gradients d'humidité relative du sol, et se traduit donc par une conductivité hydraulique équivalente. Sa valeur peut être calculée par la relation de Campbell (1985). Pour une succion comprise entre 1 000 et 5 000 m, une température de 10 à 25 °C et une porosité de 0,6 à 0,3, la conductivité vapeur est comprise entre $2,5 \cdot 10^{-15}$ et $25 \cdot 10^{-15}$ m·s^{-1} (figure 1). Pour des succions dépassant 1 000 m, la conductivité totale ne tend donc pas vers zéro, mais vers une valeur presque identique pour tous les sols (figure 1). Ceci semble d'ailleurs confirmé par les sols « g » et « l ». Les courbes ajustées par les auteurs qui ont étudié ces sols (tableau I) recoupent celle du sable « m » (figure 1), alors que les points de mesure, d'après leur publication, se confondent avec la courbe « m » vers les fortes succions.

Les sols « a » à « h » et « l » n'offrent donc pas de données suffisantes (figure 2a) : soit les mesures n'ont été menées que jusqu'à des succions trop faibles, soit la conductivité a été déduite de l'équation (1) qui ne permet pas de s'assurer de la validité de l'hypothèse du régime permanent.

La courbe du sol sablo-limono-argileux (« k »), pour un domaine de succion de 0 à 1 000 m (Stlote et al., 1994), montre une limite supérieure vraisemblable de la courbe flux ascendant-profondeur (figure 2b). La courbe (« m ») du sol sableux étudié très précisément par Mehta et al. (1994) montre une limite inférieure des flux ascendants, proche du domaine des profils isotopiques (figure 2b).

5. Conclusion

L'évaporation déterminée à partir d'une vingtaine de profils isotopiques et la publication de nouvelles données de conductivités hydrauliques mesurées jusqu'à des succions de plus de 1 000 m permettent d'avancer les conclusions suivantes :

– la forte dépendance du flux évaporatoire en fonction des caractéristiques des sols avait été établie sur la base de données de conductivités hydrauliques insuffisantes pour ce propos, car mesurées pour des succions inférieures à 200 m ;

– au niveau du front d'évaporation, près de la surface du sol, la succion atteint des valeurs de près de 5 000 m, pour lesquelles la conductivité hydraulique devient égale à la conductivité équivalente vapeur qui varie peu en fonction du sol considéré ;

– l'interprétation des profils isotopiques d'une vingtaine de carottes de zone non saturée en région aride aboutit à la relation suivante (avec q en mm·an^{-1} et z en m la profondeur du niveau piézométrique sous la surface du sol) :

$$q = 71,9\ z^{-1,49}$$

– d'après les données de Stolte et al. (1994) pour un sol argileux jusqu'à une succion de 1 000 m et celles de Mehta et al. (1994) pour un sable jusqu'à une succion de 2 500 m, les limites de cette relation sont :

$$28\ z^{-1,8} < q < 205\ z^{-1,6}$$

Remerciements : Cette étude a été réalisée dans le cadre des programmes de recherches conjoints de l'Ura 1367 et de l'Orstom puis d'un programme de recherche en hydrologie (Insu, CNRS, Orstom), avec l'aide de la coopération franco-bolivienne entre l'Orstom et l'université de La Paz en Bolivie et le soutien de programmes de l'Agence internationale de l'énergie atomique.

Références

Barnes C.J. et Allison G.B. 1983. The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils: I. Theory, *J. Hydrol.*, 60, 141–156

Campbell G.S. 1985. *Soil physics with basic transport models for soil–plant system development in soil science*, Elsevier Science Pub., Amsterdam

Coudrain-Ribstein A., Pratx B., Jusserand C., Quintanilla J. et Cahuaya D. 1977. Bilan et évaporation d'un aquifère en zone aride, Altiplano central bolivien, *Pub. AISH Hydrochem.*, 244, 53–61

Daoud D. et Michelot J.-L. 1997. Estimation de l'évaporation des eaux souterraines du Chott Chergui (Algérie) par l'étude de profils isotopiques de la zone non saturée, *Pub. AISH*, 244, 63–72

Fontes J.-C., Yousfi M. et 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

Gardner W.R. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table, *Soil Sci.*, 85, 228–232

Gardner W.R. et Fireman M. 1958. Laboratory studies of evaporation from soil columns in the presence of a water table, *Soil Sci.*, 85, 244–249

Mehta B.K., Shizawa S. et Nakano M. 1994. Hydraulic properties of a sandy soil at low water content, *Soil Sci.*, 157, 208–214

Scanlon B.R. 1994. Water and heat fluxes in desert soils. 1. Field studies, *Water Resour. Res.*, 30, 709–719

Stolte J., Freijer J.I., Bouten W., Dirksen C., Halbertsma J.M., Van Dam J.C., Van Den Berg J.A., Veerman G.J. et Wösten J.H.M. 1994. Comparison of six methods to determine unsaturated soil hydraulic conductivity, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58, 1596–1603

Talsma T. 1963. The control of saline ground water, *Meded Landbouwhogeschool (Wageningen, The Netherlands)*, 63, 1–68

Taupin J.-D. 1990. Évaluation isotopique de l'évaporation en zone non saturée sous climat sahélien et évolution géochimique des solutions du sol (Vallée du Moyen Niger), *Thèse*, Univ. Orsay, 172 p.

Thorburn P.J., Walker G.R. et Woods P.H. 1992. Comparison of diffuse discharge from shallow water tables in soils and salt flats, *J. Hydrol.*, 136, 253–274

Warrick A.W. 1988. Additional solutions for steady state evaporation from a shallow water table, *Soil Sci.*, 146, 63–66

Willis W.O. 1960. Evaporation from layered soils in the presence of a water table, *Soil Science Soc. Amer.*, 24, 239–242

Wind G.P. 1955. A field experiment concerning capillary rises of moisture in a heavy clay soil, *Neth. J. Agric. Sci.*, 3, 60–69

Woods P.H. 1990. Evaporative discharge of groundwater from the margin of the Great Artesian Basin near Lake Eyre, South Australia, *Thesis*, The Flinders Univ. of South Australia, Adelaide