

Variabilité spatiale du transfert de l'eau dans le sol à une échelle décimétrique : étude par traçage isotopique naturel.

Ch. GASCUEL-ODOUX (*)

Ph. MEROT (*)

RÉSUMÉ

Le transfert de l'eau durant un hiver est étudié par traçage isotopique naturel. Deux transects de 30 m de long et distants de 1 mètre sont choisis dans un sol limoneux, brun faiblement lessivé, de morphologie "homogène" latéralement. La teneur en oxygène 18 de l'eau du sol et l'humidité pondérale sont mesurées à 4 profondeurs (30, 40, 50 et 60 cm), sur 21 profils irrégulièrement espacés. Les teneurs en oxygène 18 coïncident bien d'un transect à l'autre ; les variations spatiales sont continues mais fortes, même à cette échelle très détaillée.

Une analyse géostatistique est effectuée. Les variogrammes et les cartes des teneurs en oxygène 18 sur les deux sections verticales confirment une alternance spatiale de transferts de l'eau tantôt lents tantôt rapides à l'échelle de quelques mètres ; cependant une périodicité ne peut être établie compte tenu du faible nombre de données et de la longueur insuffisante du transect. Ce comportement est attribué à de faibles variations de l'humidité du sol dans les horizons superficiels : les zones ayant une teneur en eau légèrement plus forte ont aussi une vitesse de transfert plus grande. Les variations spatiales des fractions granulométriques ne semblent jouer ici aucun rôle.

MOTS-CLÉS : sol brun faiblement lessivé - transfert de l'eau - variabilité spatiale - géostatistique - traçage isotopique

SPATIAL VARIABILITY OF WATER MOVEMENT IN SOIL AT 10 METER SCALE : TRACING USING A NATURAL ISOTOPE.

Water movement in an "homogeneous" weakly leached-loamy brown soil (Tab. I) in Brittany, France, was traced using a natural isotope throughout the winter period (Tab. II). The content of the isotope in soil water and the water content of the soil were measured at 4 depths (30, 40, 50, 60 cm) on 21 irregularly spaced profiles ; they are located along two transects 30 m long and 1 m apart (Fig. 1). The content of ¹⁸O is

(*) INRA, Laboratoire de recherche de la chaire de science du sol - 65, route de Saint-Brieuc - 35042 Rennes Cedex (France).

highly variable, even at this detailed scale, but appears to be spatially continuous (Fig.2). It is well related from one vertical section to the other (Fig. 3).

The data were analysed by geostatistics. The variograms of the water content and of ^{18}O were computed level by level (Fig. 4) and for each section (Fig. 5, 7) ; estimations were calculated at the nodes of a fine grid for the two vertical sections, and they displayed as isarithmic maps (Fig. 6, 8). The results prove the spatial heterogeneity of water movement ; it changes from slow to rapid along a few meters ; but a periodicity cannot be determined because the amount of data is not sufficient and the transects are too short. This behaviour is attributed to small variations of soil moisture in the superficial layers : the water moves faster where the soil is wetter. No relation is established with particle size classes, according to the variogram of clay content (Fig. 9).

KEY-WORDS : weakly leached-loamy brown soil - spatial variability - geostatistics - isotopic tracing.

INTRODUCTION

L'utilisation de traceurs a permis d'analyser le rôle de l'organisation du sol sur son fonctionnement hydrique (BOUMA et WOSTEN, 1979 ; PILGRIM et HUFF, 1978 ; FONTES, 1983) et de souligner l'importance de la variabilité spatiale du transfert de l'eau (DIAB *et al.*, 1988 ; GASCUEL-ODOUX et MEROT, 1986).

Les traceurs isotopiques de la molécule d'eau se prêtent particulièrement bien à l'étude *in situ* de l'hétérogénéité spatiale du fonctionnement hydrique du sol, du fait de leur spécificité : le traçage par les précipitations est uniforme sur des surfaces de l'ordre de quelques dizaines d'hectares (BLAVOUX, 1978 ; MEROT *et al.*, 1989) ; le signal d'entrée est donc identique depuis l'échelle stationnelle jusqu'à celle du bassin versant élémentaire ; il n'y a donc pas de contrainte d'échelle pour l'échantillonnage. Les données sont recueillies de façon quasiment simultanée, par campagne de prélèvements de sol. Le nombre de données se heurte cependant à une détermination analytique coûteuse. Ce traçage intègre au mieux d'une part les conditions naturelles de l'infiltration et de la redistribution de l'eau dans le sol au cours d'une succession d'épisodes pluvieux, d'autre part l'influence de la variabilité des couches superficielles du sol, en regard d'un traçage uniforme.

L'intégration spatiale de mesures ponctuelles passe par une analyse de la variabilité spatiale du transfert de l'eau à différentes échelles (VOLTZ et BORNAND, 1988 ; BEVEN, 1988). Or, les caractéristiques hydrodynamiques des sols semblent plutôt structurées à une échelle très détaillée, de l'ordre de quelques mètres, qu'à l'échelle de quelques hectares (BYERS et STEPHENS, 1983 ; GASCUEL-ODOUX et MEROT, 1986 ; LUXMOORE et SHARMA, 1980 ; SISSON et WIERENGA, 1981 ; VIERA *et al.*, 1981). Ainsi la présence d'écoulements préférentiels est reconnue même dans les sols homogènes. L'intérêt porté à des études détaillées sur transects s'est accru dans le but de décrire la variabilité spatiale des transferts de l'eau, d'en comprendre l'origine et d'en modéliser le fonctionnement.

Cet article décrit les variations spatiales du transfert de l'eau à une échelle détaillée

dans les conditions d'écoulement du terrain ; il a pour objectif de préciser la variabilité spatiale du transfert de l'eau à l'échelle de quelques mètres sur un site déjà étudié à l'échelle de quelques hectares (GASCUEL-ODOUX et MEROT, 1986). Deux transects longs de 30 mètres et distants de un mètre sont étudiés, les mesures étant réparties sur les deux sections verticales correspondantes.

I. MÉTHODES

1. Traçage par les isotopes du milieu

L'oxygène 18 des précipitations est utilisé comme traceur intrinsèque intermensuel. Les faibles valeurs en oxygène 18 des précipitations hivernales permettent de suivre la propagation de l'eau dans le sol (FONTES, 1983). Les résultats sont exprimés en $\delta\text{‰}$ par rapport à une étalon international V-SMOW (GONFIANTINI, 1978) :

$$\delta\text{‰}_{\text{échantillon/étalon}} = \left[\left(\frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{étalon}}} \right) - 1 \right] \times 10^3$$

où R est le rapport d'abondance isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

2. Prélèvements, extraction de l'eau du sol, analyse et normalisation des données isotopiques

Les précipitations sont recueillies dans un flacon isotherme relié à un pluviomètre. Les prélèvements de sol sont effectués à la tarière. Ils sont introduits dans des ampoules à orifice calibré et conservés au congélateur de façon à éviter tout fractionnement isotopique.

L'extraction de l'eau du sol se fait par distillation sous vide statique, directement à partir des ampoules calibrées, selon la méthode décrite par JUSSERAND (1980), bien adaptée au matériau et à son humidité pondérale, supérieure à 20 %. La moyenne du rendement de ces distillations pour les 166 échantillons est de 99,2 %. Les teneurs isotopiques mesurées sont normalisées en tenant compte du rendement de chaque distillation (cf. annexe). Les analyses ont été faites au laboratoire de biogéochimie des isotopes stables (Institut National de la Recherche Agronomique, Université P. et M. CURIE). L'incertitude analytique sur les teneurs en ^{18}O est de 0,1 $\delta\text{‰}$ (BARIAC *et al.*, 1987).

3. Traitement statistique des données

La géostatistique (MATHERON, 1965) est ici utilisée en premier lieu pour caractériser la structure spatiale des variables étudiées. Pour cela, on étudie le variogramme moyen, $\gamma(h)$, qui est ainsi défini : $\gamma(h) = 1/2 \text{VAR} [Z(x+h) - Z(x)]$ où $Z(x)$ est la variable étudiée ; x et $x+h$ deux points distants de h ; VAR désigne la variance. Les variogrammes directionnels prennent de plus en compte l'orientation du vecteur h .

Dans l'étude de sections verticales, comme c'est ici le cas, on obtient en général des variogrammes différents selon l'axe vertical et l'axe horizontal. Un modèle unique, représentatif de la structure spatiale dans les deux directions, est recherché ; il permet de satisfaire aux hypothèses statistiques et de recourir à la solution la plus simple du krigeage ordinaire pour les estimations spatiales. Une des solutions possibles consiste à effectuer une transformation affine sur les coordonnées du plan d'échantillonnage, selon la direction d'anisotropie. Cette transformation est classique en géostatistique

(JOURNAL et HUIJBREGTS, 1978). La bonne superposition des variogrammes directionnels permet de vérifier que le phénomène est rendu isotrope ; un modèle de la structure spatiale est alors choisi.

On effectuera en second lieu des estimations par krigeage sur une fine grille, à des fins cartographiques. Les principes de l'estimation par krigeage sont les suivants : (1) le krigeage est une méthode d'estimation linéaire c'est-à-dire que l'estimation en un point donné est une combinaison linéaire des valeurs expérimentales aux points voisins ; (2) elle est non biaisée puisque l'espérance mathématique de l'erreur doit être nulle ; (3) elle est optimale dans le sens où la variance de l'erreur est minimale. Cette condition est développée en fonction du modèle de structure choisi ; elle permet le calcul d'un écart-type associé à l'estimation. En général on effectue le krigeage en voisinage glissant, c'est-à-dire à partir d'un nombre limité de points voisins.

II. MATERIEL

Le site de l'étude

Ce travail a été mené sur le bassin versant élémentaire de Nouvoitou (Lat. N 53° 30 ; Long. 4° 30), situé en Bretagne, France (Fig. 1). Cette région est soumise à un climat océanique, avec une température annuelle moyenne de 11°C, une amplitude thermique intermensuelle maximale de 12,1°, des précipitations annuelles de 632 mm, régulières et de faible intensité, une ETP de 640 mm. Le bassin versant, d'altitude moyenne 65 m, de pentes faibles, est situé sur schiste Briovérien. Celui-ci apparaît le plus souvent sous la forme d'une altérite, matériau limono-argileux associé à des fragments altérés de schiste.

Les transects étudiés sont parallèles aux courbes de niveau et situés à mi-pente, sur une parcelle de prairie permanente (Fig. 1). La pente est de 2 %. Les sols sont développés dans les limons. Ils sont sains, brun faiblement lessivés. Aucune différence morphologique notable n'a été remarquée entre les différents profils des 2 transects si ce n'est la profondeur d'apparition du schiste ; celle-ci varie approximativement entre 70 et 90 cm. Les sols les plus profonds sont situés à l'extrémité des transects.

On note de 0 à 15 cm, un horizon Ap sain de couleur brun sombre ; de 15 à 30 cm, un horizon A1 à structure polyédrique et à porosité intra-agrégat importante ; de 30 à 60 cm, l'horizon A2 est sain, à structure polyédrique fine à très fine, ménageant une porosité inter-agrégat très importante ; de 60 à 70/90 cm, l'horizon Bt, à structure polyédrique moyenne, présente des revêtements argileux. Enfin le schiste Briovérien apparaît sous forme de plaquettes revêtues d'argile.

Sur le plan hydrodynamique, il s'agit d'un sol à bonne conductivité hydraulique, de l'ordre de 10^{-6}m.s^{-1} à la saturation, et de $6.10^{-6} \text{m.s}^{-1}$ à la capacité au champ qui correspond pour ces sols à environ pF 2,7 (GASCUEL-ODOUX ET MEROT, 1986). Du fait de la faible intensité des pluies et de la nature du sol, le transfert de l'eau se fait rarement en conditions saturées, même en hiver ; le calcul de bilan de l'eau a montré que l'eau s'écoule verticalement dans les niveaux considérés sans écoulement latéral superficiel ou subsuperficiel (GASCUEL-ODOUX, 1984).

Pour compléter la caractérisation du sol, les 5 fractions granulométriques classiquement prises en compte ont été déterminées sur le transect 2. Les estimations

statistiques, calculées niveau par niveau (Tableau I), montrent un léger enrichissement de la teneur en argile en profondeur, corrélativement à un appauvrissement en sable. Les limons sont par contre répartis verticalement de façon homogène. Les moyennes faites par profil mettent en évidence de légers gradients latéraux ; on observe ainsi un enrichissement en limons depuis l'origine jusqu'à la fin du transect et un appauvrissement corrélatif en sables. Il y a donc présence de matériaux un peu plus grossiers dans les profils proches de l'origine du transect, liée à une profondeur moins importante de la roche mère.

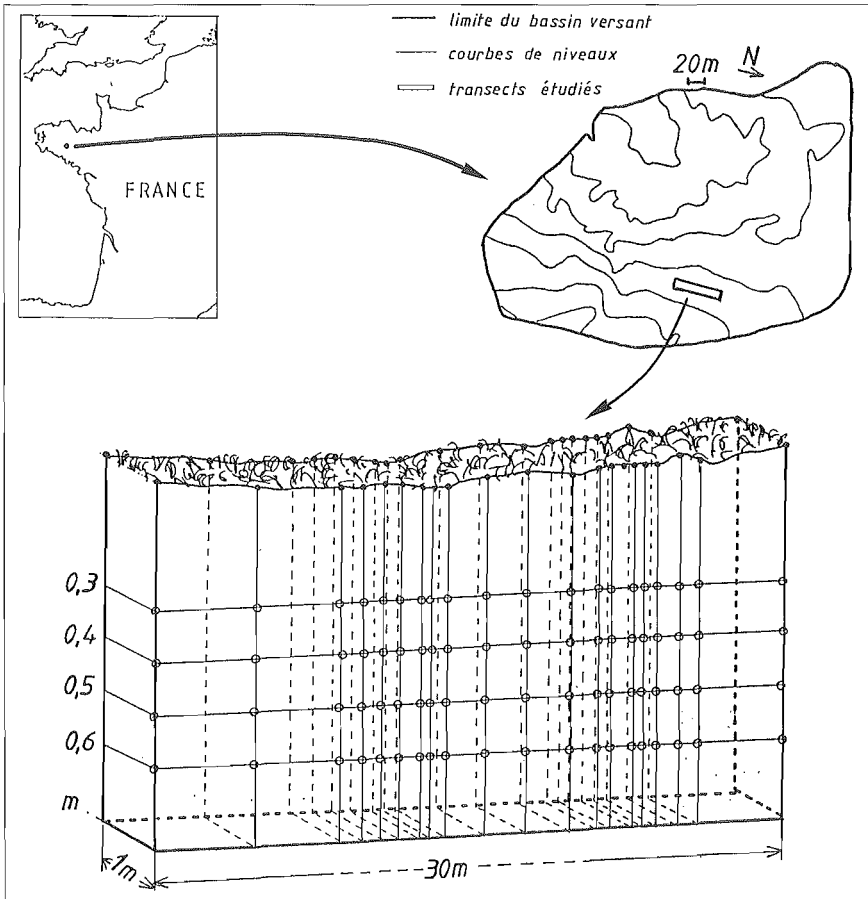


Fig. 1 : Situation géographique du site expérimental. Plan d'échantillonnage : position des 42 (2 x 21) profils isotopiques (●) et position des 84 prélèvements de sol (○) sur l'une des deux sections verticales. Dessin de la microtopographie à partir de relevés.

Geographic location of the studied site. Sampling : location of the 42 (2 x 21) isotopic profiles (●) and location of the 84 samples (○) on one of the two vertical sections. Microrelief drawn from measurements.

Les prélèvements de sol ont été effectués le 6 avril 1983 sur les deux transects, alors que le sol était à la capacité au champ. 21 profils sont irrégulièrement positionnés le long de chacun des 2 transects (Fig. 1) ; cette irrégularité permet une analyse de la structure spatiale sur de très courtes distances, pour un nombre raisonnable d'échantillons ; sur chaque profil, des prélèvements de 5 cm de haut ont été pris à 30, 40, 50 et 60 cm de profondeur. La teneur en oxygène 18 et la teneur en eau pondérale sont mesurées.

Tableau I : Valeur moyenne et intervalle de confiance à 95 % des fractions granulométriques (en %) calculés sur les 21 données de chacun des quatre niveaux du transect 2.

Mean value and confidence interval at a level of 95 % of the particle size classes (in %), calculated on the 21 data of each of the 4 depths of the second vertical section.

Profondeur en m	Argile <2 μ	Limon fin 2 μ - 20 μ	Limon grossier 20 μ - 50 μ	Sable fin 50 μ - 200 μ	Sable grossier > 200 μ
0,30	17,3 0,21	29,3 0,34	43,6 0,32	6,17 0,26	3,62 0,18
0,40	18,0 0,26	29,3 0,35	43,7 0,32	5,91 0,30	3,07 0,23
0,50	18,2 0,19	29,8 0,31	43,7 0,28	5,42 0,28	2,83 0,18
0,60	18,7 0,43	29,3 0,36	43,8 0,36	5,34 0,29	2,84 0,39

Tableau II : Hauteurs (en mm) et teneur en oxygène 18 (en ‰) des précipitations entre 2 dates de prélèvements.

Height (in mm) and ^{18}O content (in ‰) of the precipitation between 2 surveys.

Date des prélèvements	Hauteur des précipitations en mm	Oxygène 18 ‰ SMOW
du 13 au 28/10/82	64,0	-7,17
du 28 au 7/11/82	10,5	-4,59
du 7 au 8/11/82	20,0	-12,12
du 8 au 10/11/82	08,5	-9,31
du 10 au 12/11/82	14,5	-6,14
du 12 au 15/11/82	08,8	-7,75
du 15 au 27/11/82	29,0	-6,31
du 27/11 au 8/12/82	24,5	-6,36
du 8 au 13/12/82	20,5	-8,13
du 13 au 17/12/82	16,0	-6,25
du 17 au 20/12/82	20,5	-6,64
du 20 au 28/12/82	10,6	-7,13
du 28/12 au 4/10/82	04,0	-3,21
du 4 au 13/01/83	20,0	-5,69
du 13 au 14/01/83	05,2	-6,58
du 14 au 21/01/83	01,5	-4,70
du 21/01 au 8/02/83	22,0	-6,24
du 8/02 au 1/03/83	28,0	-6,85
du 1 au 21/03/83	07,0	-5,20
du 21 au 28/03/83	16,0	-5,61
du 28/03 au 5/04/83	22,0	-7,19
du 5 au 7/04/83	04,5	-4,55

Les précipitations sont recueillies de façon approximativement hebdomadaire. La hauteur et la teneur en isotope des prélèvements (Tableau II) sont représentatifs d'une saison moyenne. L'ETP, en moyenne de 0,3 mm/jour au cours de la période étudiée, a été négligée ; cette valeur est faible et est de plus principalement liée à des transferts à travers la plante n'impliquant pas de fractionnement isotopique (BARIAC *et al.*, 1987).

III. RESULTATS

1. Teneurs en ¹⁸O

Les 42 profils isotopiques (Fig. 2) présentent une grande diversité, indiquant une forte variabilité spatiale du mouvement de l'eau :

- à faible distance (de l'ordre du mètre) les données semblent varier de façon continue ; ainsi les profils distants de 1 mètre, d'abscisse égale mais appartenant à des transects différents, présentent souvent des teneurs isotopiques voisines (Fig. 3) ;

- à distance plus grande, on observe une alternance, tous les cinq mètres environ, de profils tantôt plus positifs, tantôt plus négatifs ; cette alternance indique la présence de zones à écoulements plus rapides que d'autres.

Une caractérisation statistique de la variabilité spatiale est recherchée par géostatistique.

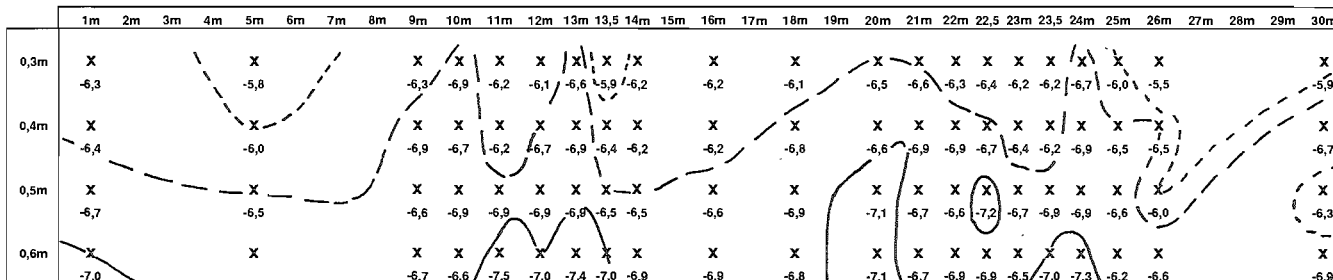
L'analyse a été faite dans un premier temps pour chacun des 4 niveaux horizontaux échantillonnés. On dispose de 42 données par niveau, moins une ou deux données manquantes. Leur distribution statistique peut être considérée comme une distribution normale (Fig. 4), sans valeur aberrante pouvant *a priori* perturber le variogramme. La variabilité des données est faible et quasiment constante pour toutes les profondeurs (Tableau III). Les valeurs moyennes décroissent régulièrement en profondeur. Les variogrammes des 4 niveaux sont assez chahutés en liaison avec un calcul sur un faible nombre de couples de points (Tableau IV) ; celui-ci est cependant satisfaisant, au moins jusqu'au quatorzième pas, suivant les critères donnés par JOURNEL et HUIJBREGT (1978). Ces variogrammes semblent faire apparaître une structure cyclique des données, au moins aux profondeurs 30 et 50 cm, montrant 2 pics vers 5 et 15 mètres.

Tableau III. Estimations statistiques des teneurs en oxygène 18 de la solution du sol (en ‰) calculées pour chacune des 4 profondeurs et des 2 sections verticales.

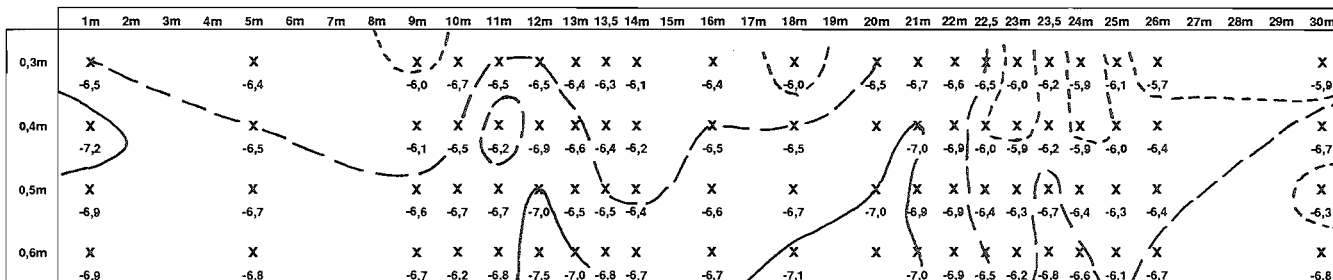
Statistical estimations of ¹⁸O content (in ‰) calculated for each of the 4 depths and the 2 vertical sections.

Profondeur en m	Nombre d'échantillons	Minimum	Maximum (en ‰)	Moyenne	Écart-type	Coef. de variation
0,3	42	-6,92	-5,58	-6,32	0,30	-4,72
0,4	41	-7,24	-5,92	-6,52	0,33	-5,09
0,5	42	-7,20	-6,01	-6,70	0,25	-3,76
0,6	40	-7,59	-6,17	-6,83	0,33	-4,82
Plan vertical						
1	83	-7,59	-6,03	-6,58	0,36	-5,52
2	82	-7,53	-5,78	-6,55	0,35	-5,33

SECTION 1



SECTION 2



X
-6,8 valeur isotopique à un point donné

----- -6,0 δO18

————— -6,5 δO18

————— -7,0 δO18

Fig. 2 : Valeur des teneurs en oxygène 18 (en δ‰) sur les deux sections verticales ; les courbes d'isovaleurs sont tracées manuellement à titre indicatif.

Display of the measured values of ¹⁸O content (in δ‰) on the 2 vertical sections ; isarithms are drawn by hand.

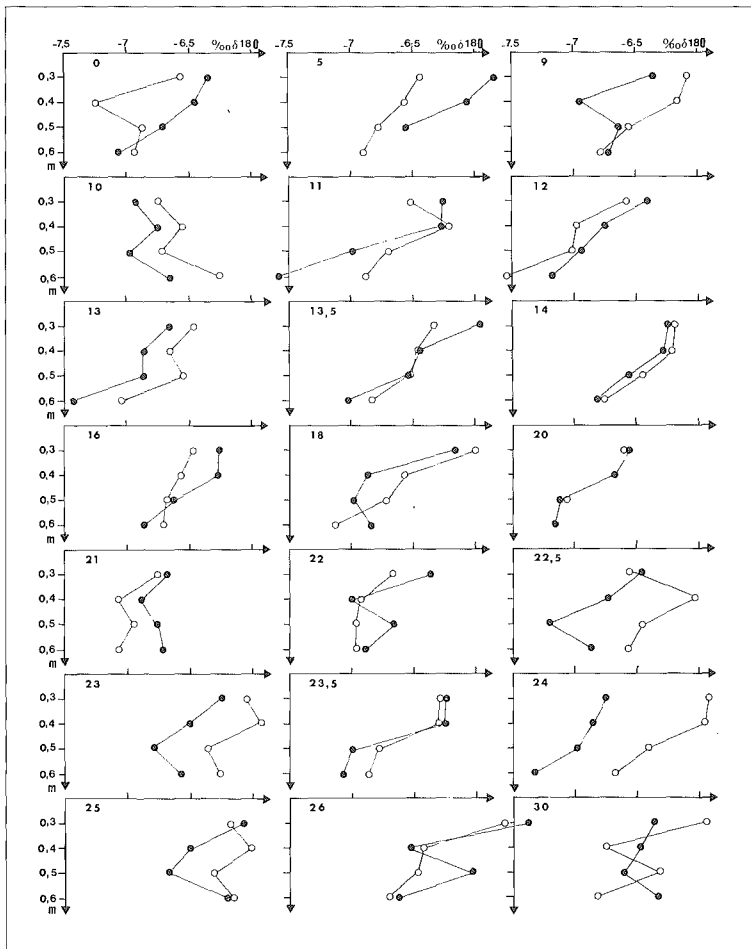


Fig. 3 : Diagramme des 42 profils isotopiques ; sur chaque diagramme les 2 profils isotopiques situés à la même abscisse sur les deux sections verticales sont représentés par (●) pour la première section verticale, par (○) pour la seconde.
¹⁸O content (in δ‰) for the 42 profiles . On each graph the two isotopic profiles with the same co-ordinate are shown, (●) for the first section, (○) for the second one.

Les variogrammes moyens de chacune des 2 sections verticales sont calculés à partir de 84 données. L'isotropie du variogramme de chacune de ces sections est réalisée après une affinité sur l'axe vertical. Le rapport de l'affinité, de 20, est choisi après différentes itérations. Les 2 variogrammes sont similaires (Fig.5) ; on retrouve de nouveau la structure cyclique observée précédemment. Un modèle de structure est recherché sur une distance de 5 mètres, soit à partir des 6 premiers points du variogramme. En effet, choisir un modèle général de la structure semble difficile : la périodicité n'est pas clairement établie à partir de 2 cycles ; un modèle linéaire global gommerait une structure cyclique déjà perçue sur les données brutes. La solution d'un modèle local est choisie d'autant mieux qu'il existe un nombre suffisant de données

pour effectuer localement des estimations par krigeage. Deux modèles sont en définitive retenus :

tranchet 1 : $\gamma(h) = 0,06 + 0,014 h$;

tranchet 2 : $\gamma(h) = 0,07 + 0,009 h$.

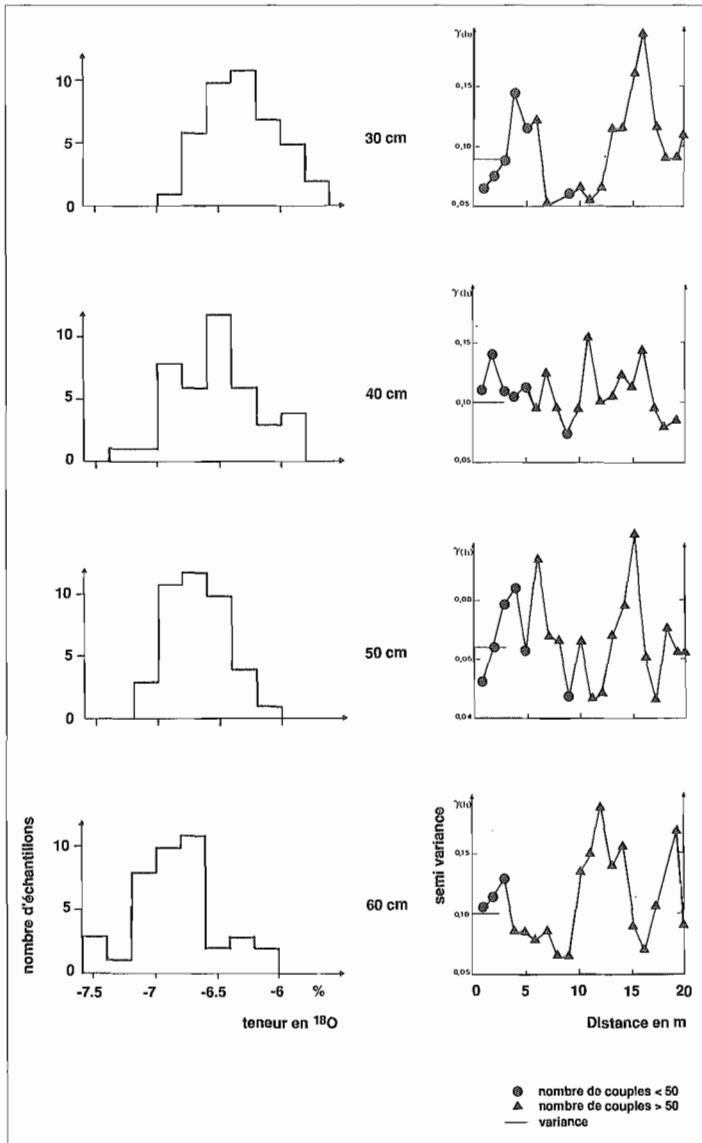


Fig. 4 : Histogrammes et variogrammes des teneurs en oxygène 18 (en ‰) pour les 4 profondeurs étudiées.
Histograms and variograms of ^{18}O content (in ‰) for the 4 depths studied.

L'effet de pépite, variance en 0, est à peine supérieur à la variance due aux incertitudes analytiques. Ces modèles sont utilisés pour la cartographie par krigeage après avoir fait l'objet d'un test de validation croisée (DELHOMME, 1979) assurant la bonne reconnaissance des valeurs mesurées par les modèles.

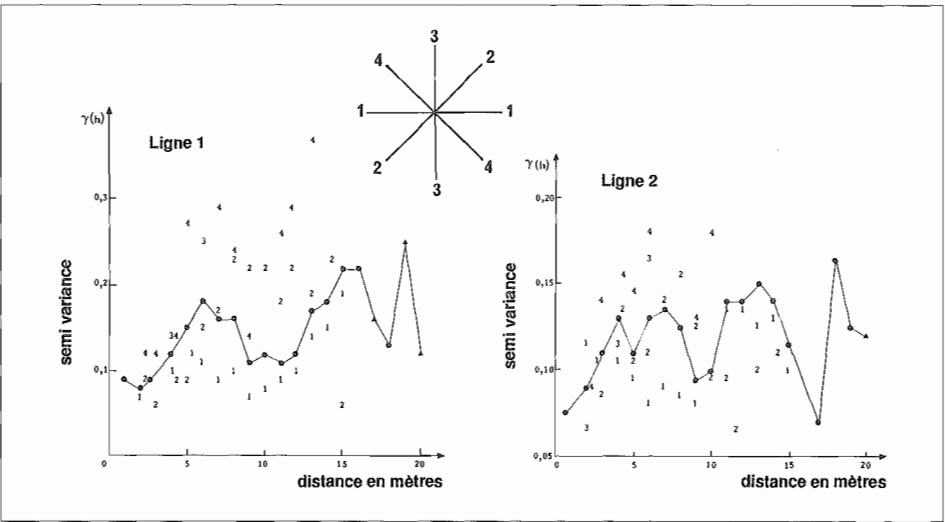


Fig. 5 : Variogrammes des teneurs en oxygène 18 (en $\delta\text{‰}$) des 2 sections verticales ; (●) : variogramme moyen ; 1, 2, 3, et 4 : variogrammes directionnels.
 Variograms of ^{18}O content (in $\delta\text{‰}$) for the two vertical sections ; (●) mean variogram ; 1, 2, 3, and 4 : directional variograms.

Les cartes des valeurs estimées (Fig. 6) montrent une décroissance des teneurs en oxygène 18 vers la profondeur, gradient vertical déjà noté sur le variogramme. Ces cartes précisent l'alternance, tous les 5 mètres environ, de zones à écoulement plus rapide et de zones à écoulement plus lent, déjà notée à partir des données brutes.

Les valeurs des écart-types d'estimation sont inférieures à $0,28 \delta\text{‰}$ sur la majeure partie de chacune des deux sections (Fig. 6) ; les variations latérales des teneurs en oxygène 18, de l'ordre de $0,5 \delta\text{‰}$ sont donc significatives. La comparaison des 2 sections distantes de 1 m, montre pour la partie centrale, entre 9 et 21 m d'abscisse, une excellente concordance des valeurs en oxygène 18 pour les points situés à la même abscisse et à la même profondeur sur les 2 plans. Par contre, les valeurs des extrémités des transects sont sensiblement différentes d'un plan à l'autre.

Pour interpréter ces variations spatiales du transfert de l'eau, les teneurs en eau et les fractions granulométriques ont été également analysées statistiquement.

2. Teneurs en eau

Les données présentent niveau par niveau une faible variabilité (Tableau V) ; seules celles à 60 cm apparaissent plus hétérogènes. Les variogrammes calculés par niveau, non représentés ici, sont relativement chahutés. Les variogrammes moyens calculés pour chacune des 2 sections verticales sont isotropes après une affinité sur l'axe

vertical, de même que précédemment. Un modèle linéaire avec effet de pépite peut être ajusté jusqu'à environ 10 m (Fig. 7) ; il permet une cartographie par krigeage de la teneur en eau.

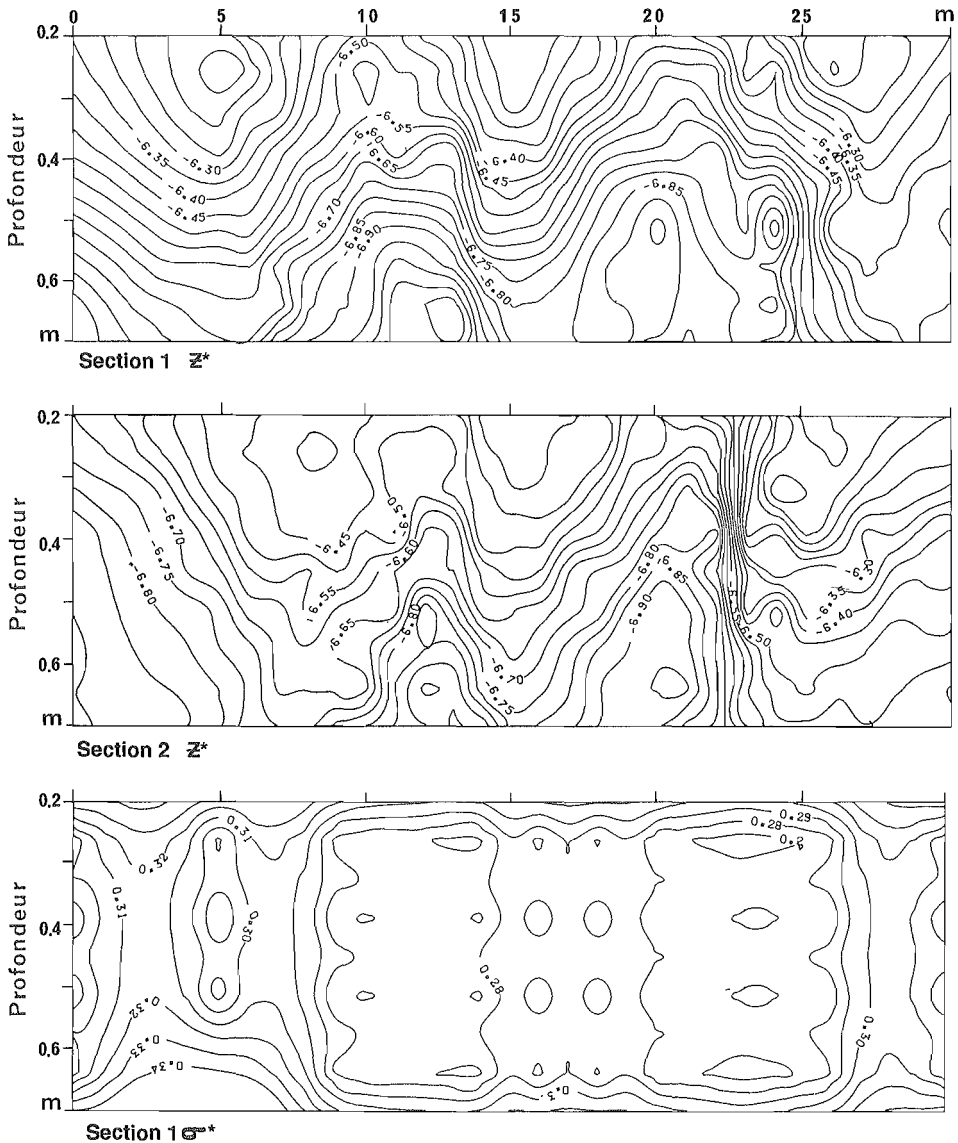


Fig. 6 : Cartes des valeurs estimées par krigeage de la teneur en oxygène 18 de l'eau du sol (en $\delta\text{‰}$) pour les deux sections verticales, et carte des écarts-types d'estimation (en $\delta\text{‰}$) pour la première section.

Kriging maps of estimated ^{18}O contents (in $\delta\text{‰}$) for the two vertical sections and estimated standard deviations (in $\delta\text{‰}$) for the first one.

Les cartes des valeurs estimées sont légèrement différentes d'une section à l'autre (Fig. 8). L'humidité décroît du sommet à la base de chacun des 2 plans. Les courbes d'isovaleurs ne sont pas parallèles à la surface du sol ; on note en effet des poches de plus forte humidité localisées en surface, aux mêmes endroits sur les 2 plans. Ces poches de quelques mètres de large semblent avoir une influence jusqu'à la base des

profils. En profondeur des zones plus sèches, localisées différemment sur les 2 plans, semblent indépendantes de la répartition de l'humidité de surface. Les valeurs d'écart-type calculés niveau par niveau (Tableau V), de l'ordre de 1 %, montrent que ces variations latérales sont significatives.

Tableau IV : Nombre de couples de points pris en compte pour le calcul du variogramme horizontal, en fonction du pas.

Number of pairs of data for the calculation of the horizontal variogram according to step.

Pas	nombre de couples
1	93
2	68
3	60
4	56
5	52
6	36
7	44
8	44
9	52
10	48
11	44
12	44
13	40
14	36
15	20
16	20
17	16
18	16
19	12

3. Fractions granulométriques

Verticalement, un enrichissement en argile est corrélé à un appauvrissement en sable (Tableau I). Latéralement, on ne retrouve pas de la structure cyclique sur les données des différentes fractions granulométriques ; le variogramme moyen de la teneur en argile (Fig. 9), calculé à partir des 84 données de la seconde section verticale, peut être considéré comme pépitique.

IV. DISCUSSION

Les variations spatiales des teneurs en eau

Verticalement, la diminution de la teneur en eau est liée à celle de la porosité intra-agrégat ; celle-ci décroît régulièrement en profondeur. Latéralement et pour les niveaux les plus profonds, les variations de la teneur en eau peuvent s'expliquer par des fluctuations rapides de la profondeur d'apparition de

l'horizon B/C (GASCUEL-ODOUX, 1984). Pour les niveaux superficiels, les variations latérales de la teneur en eau reflètent probablement, sans pouvoir le démontrer, des variations des capacités de rétention en eau du sol. On observe en effet des écarts d'humidité rapportés à la moyenne de l'ordre de 5 à 10 %, cohérents avec ceux généralement cités (VAUCLIN, 1982). On peut en effet supposer que l'apport d'eau en surface est relativement homogène, en l'absence de ruissellement. Les relevés microtopographiques précis (Fig. 1) et l'état apparemment homogène de la végétation ne le contredisent en tout cas pas.

Tableau V : Estimations statistiques de l'humidité du sol (en g.g⁻¹) calculées pour chacune des profondeurs et des deux sections verticales.

Statistical estimations of the water content (in g.g⁻¹) calculated for each of the 4 soil depths and the 2 vertical sections.

Profondeur en m	Nombre d'échantillons	Minimum	Maximum (en % ⁻¹)	Moyenne	Écart-type	Coef. de variation
0,3	42	21,1	26,5	23,2	1,08	4,65
0,4	42	22,7	25,6	23,7	0,68	2,87
0,5	42	22,4	25,5	23,9	0,71	2,97
0,6	48	19,1	26,2	23,4	1,31	5,60
Plan vertical						
1	84	20,7	26,5	23,5	1,10	4,68
2	84	19,1	26,2	23,5	0,95	4,04

Les modalités du transfert de l'eau

Les teneurs en isotope de l'eau du sol sont liées aux teneurs successives en isotopes des pluies (Tableau II). Dans le cas présent, les pluies les plus récentes présentent des teneurs plus élevées que les pluies anciennes. Le gradient vertical observé vers la profondeur pour chaque profil rend compte d'une infiltration où les eaux les plus profondes sont les plus anciennes. Ces résultats montrent un transfert vertical dispersif dans l'ensemble de la porosité du sol ; ils sont cohérents avec ceux obtenus à l'échelle de la parcelle (MEROT, 1985 ; GASCUEL-ODOUX et MEROT, 1986). Ce transfert de type "piston flow" correspond à un modèle de mélange total, couche par couche, de l'eau d'infiltration avec l'eau préexistante.

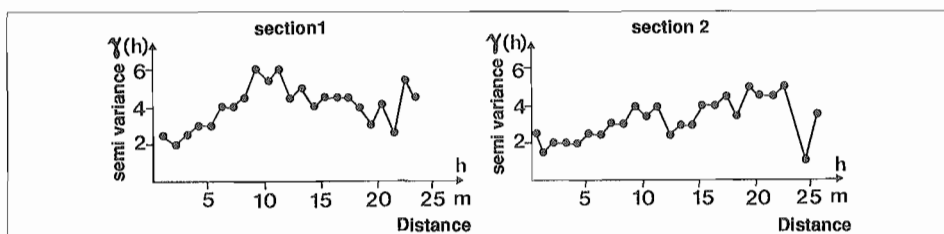


Fig. 7 : Variogrammes moyens de l'humidité du sol pour chacune des 2 sections verticales.
Mean variograms of water content for the two vertical sections.

Les variations spatiales du transfert de l'eau

La variabilité latérale de la teneur en oxygène 18 rend compte de variations des modalités du transfert de l'eau dans le sol ; les profils présentant en profondeur les teneurs en oxygène 18 les plus élevées correspondent, d'après les teneurs en isotope des pluies, aux zones où l'infiltration est la plus rapide. Les différences relatives de la vitesse apparente de l'eau $\Delta V/V$ entre les profils les plus différents peuvent être

estimées suivant le modèle "piston flow" ; la cote de l'isoligne $-6,5 \delta\text{‰}$ varie entre -30 et -50 cm de profondeur dans la partie centrale du transect 1 (Fig. 6) ; ceci correspond à un écart relatif maximal de la vitesse apparente du transfert de l'eau de 50% entre ces 2 cotes, suivant la formule :

$\Delta V/V = (X_{\max} - X_{\min})/X_{\text{moyen}}$ où X_{\min} , X_{\max} et X_{moy} sont respectivement les cotes maximale, minimale et moyenne d'une courbe d'isovaleur donnée.

D'où : $\Delta V/V = [(50-30)/((50+30)/2)] = 0,50$ soit 50% .

Ces variations maximales sont cohérentes avec celles observées sur une parcelle de $2,5$ ha ; le coefficient de variation, correspondant à des variations moyennes, était de 33% (GASCUEL-ODOUX et MEROT, 1986). Les échelles de la variabilité trouvées sont également cohérentes : de fortes variations des profils isotopiques distants de 5 mètres avaient également été notées. L'analyse spatiale précise ici la continuité des transferts à l'échelle métrique. Ces valeurs correspondent bien à celles généralement citées (VAUCLIN, 1982).

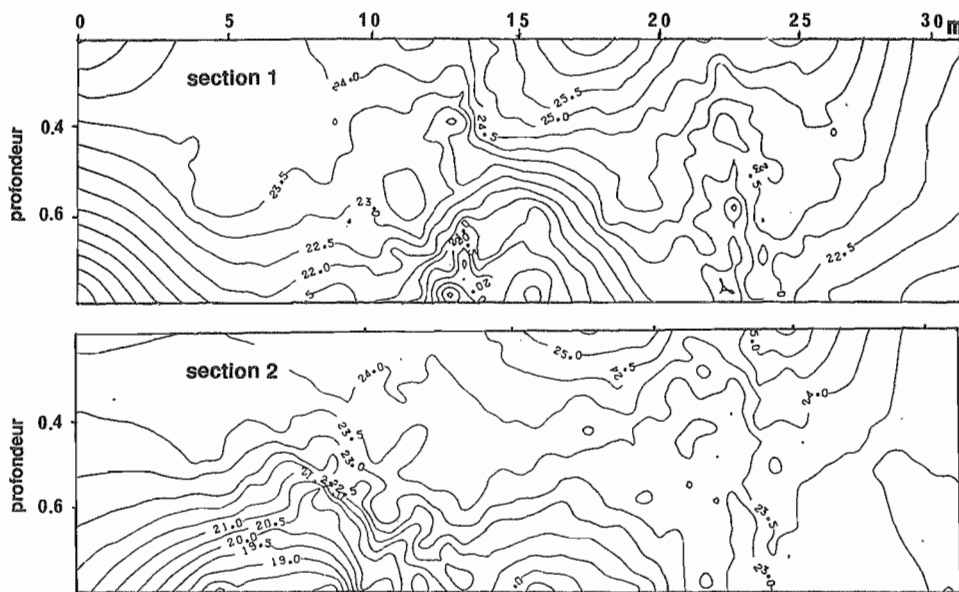


Fig. 8 : Cartes des valeurs estimées par krigeage de l'humidité pondérale pour les 2 sections verticales.

Kriging maps of estimated water content in (%) for the two vertical sections.

L'origine des variations spatiales du transfert de l'eau

On constate en comparant les figures 6 et 8, que les variations de la teneur en oxygène 18 apparaissent approximativement liées à celles de la teneur en eau de surface : les zones où les eaux du sol sont moins négatives, par exemple à 16 m et 26 m sur le transect 1, ont aussi une plus forte teneur en eau en surface. Ainsi les variations de la teneur en oxygène 18 semblent liées à de faibles variations de la teneur en eau

dans les horizons superficiels du sol.

Les variations spatiales du transfert de l'eau, concomitantes de celles de la teneur en eau, s'expliquent de deux façons : soit par les conditions initiales, c'est-à-dire par des variations locales des quantités d'eau apportées à la surface du sol aux différents points du transect ; soit par une variation latérale des caractéristiques hydrodynamiques, créant des zones privilégiées pour le transfert de l'eau. Cette explication semble la plus probable compte tenu des variations spatiales du transfert de l'eau observées, de l'ordre de 30 %, et de l'absence présumée de ruissellement. Il aurait fallu cependant des mesures complémentaires pour le démontrer.

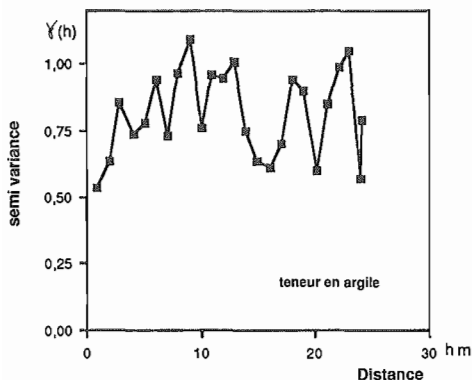


Fig. 9 :Variogramme moyen de la teneur en argile pour la seconde section verticale.

Mean variogram of clay content for the second vertical section.

CONCLUSION

Cette étude par traçage isotopique naturel, sur 2 transects de 30 m de long, dans un sol morphologiquement homogène, sol brun faiblement lessivé, a montré que la variabilité spatiale des transferts de l'eau est structurée sur une courte distance, de l'ordre de quelques mètres. Cependant le faible nombre de données et la trop courte longueur du transect étudié ne permet pas d'affirmer l'existence d'une périodicité bien déterminée.

Les profils isotopiques, et donc la vitesse apparente du transfert de l'eau en conditions naturelles présentent à cette échelle, de fortes variations spatiales. La différence maximale de la vitesse de transfert de l'eau, calculée à partir des profils les plus différents est estimée à environ 50 %.

Ces variations ne sont reliées directement, ni à la granulométrie, ni à l'organisation macromorphologique du sol. A côté de nombreux sols présentant une structure pédologique répétitive (sols polygonaux, sols cryoturbés, sols à glosses, sols argileux à fentes de retrait...), les sols ne présentent ici aucune structure répétitive, mais cependant un fonctionnement structuré à grande échelle. Ces variations, coexistant avec de légères différences de teneur en eau dans les horizons superficiels, de l'ordre de 1 à 2 %, traduisent une hétérogénéité de l'infiltration et de la redistribution de l'eau dans le sol.

La mise en évidence de cette variabilité du transfert de l'eau à une échelle très

détaillée pose un certain nombre de problèmes : représentativité de la mesure stationnelle, conditions pour effectuer les changements d'échelles.

Le traçage isotopique naturel a permis ici de mettre en évidence une variabilité du fonctionnement hydrique qui intègre les conditions naturelles d'infiltration et de redistribution de l'eau au cours d'une séquence d'événements pluvieux.

REMERCIEMENTS : Les auteurs remercient H. BEUCHER-DARRICAU du laboratoire de géostatistique de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris pour ses conseils en géostatistique.

Reçu pour publication : Novembre 90

Accepté pour publication : Septembre 91

BIBLIOGRAPHIE

- BARIAC T., KLAMECKI A., JUSSERAND C., LETOLLE R., 1987 - Evolution de la composition isotopique dans le continuum sol-plante-atmosphère. Exemple d'une parcelle cultivée en blé, Versailles, France, Juin 1984. *Catena*, **14**, 55-72.
- BEVEN K., 1988 - Scale considerations. In : *Recent advances in the modeling of hydrologic systems*. D.S. Bowles & P.E. O'Connell (eds). Nato ASI serie C Vol. 345, Kluwer Ac. Pub., 357-372.
- BLAVOUX B., 1978 - *Étude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium*. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris, 316 p.
- BOUMA J., WOSTEN J.M.H., 1979 - Flow pattern during extend saturated flow in two undisturbed swelling clay soils with different macrostructures. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **43**, 16-22.
- BYERS E., STEPHENS D.B., 1983 - Statistical and stochastic analysis of hydraulic conductivity and particle size in a fluvial sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **47**, 1072-1081.
- DIAB M., MEROT P., CURMI P., 1988 - Water movement in a glossoqualf as measured by two tracers. *Geoderma*, **43**, 143-161.
- FONTES J. C., 1983 - *Examples of isotope studies of the unsaturated zone*. Rap. Inst. Géol. Sci., British Geol. Survey, 82/6, 60-70.
- GASCUEL-ODOUX C., 1984 - *Application de la géostatistique à l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol*. Thèse doc. ing. E.N.S.M.P., Fontainebleau, 235 p.
- GASCUEL-ODOUX C., MEROT Ph., 1986 - Variabilité du transfert de l'eau : utilisation du traçage et analyse géostatistique. *J. Hydrol.*, **89**, 93-107.
- GONFIANTINI R., 1978 - Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, **271**, 534.
- JOURNEL A.G. & HUIJBREGT Ch. J., 1978 - *Mining geostatistics*. Academic Press, 600 p.

- JUSSERAND C., 1980 - Extraction de l'eau interstitielle des sédiments et des sols. Comparaison des valeurs de l'oxygène 18 par différentes méthodes. *Catena*, **7**, 87-96.
- LUXMOORE R.J., SHARMA, M.L., 1980 - Runoff responses to soil heterogeneity : experimental and simulation comparison for two contrasted watersheds. *Water Resour. Res.*, **16**, 675-684.
- MATHERON G., 1965 - *Les variables régionalisées et leur estimation. Une application de la théorie des fonctions aléatoires aux sciences de la nature.* Masson, Paris, 305 p.
- MEROT Ph., GASCUEL-ODOUX C., QUIDU O., SIMON A., 1989 - Variabilité isotopique d'une pluie à l'échelle de l'hectare. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **309**, II, 227-232.
- PILGRIM D.H., HUFF D.D., 1978 - A field evaluation of subsurface and surface runoff, I. Tracer studies. *J. Hydrol.*, **38**, 299-318.
- SISSON J.B., WIERENGA P.J., 1981 - Spatial variability of steady-state infiltration rates as stochastic process. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **45**, 699-704.
- VAUCLIN M., 1982 - Méthode d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. *In : Variabilité des processus de transfert dans les sols. Les colloques de l'INRA.*, **15**, 9-43.
- VIERA S.R., NIELSEN D.R., BIGGAR J.W., 1981 - Spatial variability of field measured infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **44**, 1041-1048.
- VOLTZ M., BORNAND M., 1988 - Analyse de la variabilité spatiale des propriétés physiques du sol. *In : Etudes sur les transferts d'eau dans le système sol-plante-atmosphère*, R. Calvet éditeur, INRA, Paris, 101-131.

ANNEXE : LA DISTILLATION SOUS VIDE

Théorie : la distillation de Raleigh.

Lors de la distillation sous vide, on peut déterminer la composition isotopique réelle de l'eau du sol, en supposant que cette distillation s'est faite à l'équilibre. δ_0 est la composition de l'eau d'origine. δ_b est la composition moyenne du produit ayant été distillé. Cette valeur est celle mesurée au spectromètre de masse.

L'équation de distillation de Raleigh (FRITZ et FONTES, 1980), couplée à l'équation de conservation, est la suivante :

$$\delta_0 = \delta_b - (\varepsilon \cdot f \cdot \text{Log } f) / (1 - f)$$

f est la fraction résiduelle qui correspond à (1-rendement),

ε est le facteur d'enrichissement isotopique.

Application

Le facteur d'enrichissement isotopique ε a été mesuré expérimentalement, en réalisant une série d'extractions avec des rendements variables, croissants de 45 à 100 % ; le modèle de distillation de Raleigh a été ensuite appliqué. La figure 10 représente le résultat de plusieurs distillations fractionnées menées sur le même type de sol que celui étudié dans l'article, séché, puis réhumecté avec de l'eau de teneur en oxygène 18 connue.

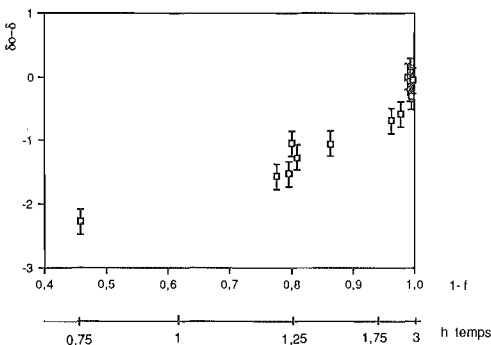


Fig. 10 : Teneur relative en oxygène 18 de l'eau en fonction du rendement de la distillation (1-f) et du temps.

Relative ^{18}O content of soil water versus distillation rate (1-f) and time.

Chaque point correspond à un épisode de distillation fractionné. L'ordonnée représente la différence ($\delta_0 - \delta_b$) ; l'abscisse représente le rendement (premier axe) et le temps de distillation (deuxième axe). L'ajustement donne une valeur de 3,22 pour le facteur ε .

Les résultats confirment donc la validité du modèle de distillation, utilisé pour corriger les valeurs mesurées. En moyenne, la correction est faible, de l'ordre de 0,13 ‰.

