

ETUDE METHODOLOGIQUE DES TRANSFERTS D'EAU ET DE SELS DANS UN MONOLITHE DE SOL ARGILEUX

**1^{ère} PARTIE : ESSAIS PRELIMINAIRES DE CARACTERISATION
ET TRAÇAGE ISOTOPIQUE**

Par : J. VIELLEFON, Pédologue à l'O.R.S.T.O.M. - TUNIS

Ph. OLIVE, Hydrogéologue au Centre de Recherches Géodynamiques - THONON

P. HUBERT, Hydrogéologue au Centre d'Informatique Géologique - Ecole des Mines de
Paris - FONTAINEBLEAU.

E-S 198

ETUDE METHODOLOGIQUE DES TRANSFERTS D'EAU
ET DE SELS DANS UN MONOLITHE DE SOL ARGILEUX

lère Partie : Essais préliminaires de caractérisation et traçage
isotopique.

par J. VIEILIEFON, Pédologue à l'O.R.S.T.O.M. - TUNIS

Ph. OLIVE, Hydrogéologue au Centre de Recherches Géodynamiques -
THONON

P. HUBERT, Hydrogéologue au Centre d'Informatique Géologique -
Ecole des Mines de Paris - FONTAINEBLEAU.

E-S 198

Cette étude a été réalisée dans le cadre de la Convention B2 DRES-ORSTOM, et a
bénéficié d'une aide de la D.G.R.S.T.

1982.

S O M M A I R E

INTRODUCTION

I Présentation du monolithe	3
A. Caractéristiques du sol	4
B. Equipement	5
II Essais d'infiltration préliminaire	
A. Etalonnage neutronique	6
B. Résultats des premiers essais	8
1° / Première mise en eau	
2° / Restitution des arrosages	
3° / Essai de caractérisation hydrodynamique	12
III Expérience de traçage isotopique par le tritium et modélisation	15
A. Compte rendu d'expérience	
1° / Procédure expérimentale	
2° / Résultats	
a) Comparaison des volumes apportés et drainés	16
b) Analyse des restitutions du tritium	19
1- dans le drainage	
2- dans la bougie B-1 (10 cms)	21
3- dans la bougie B-3 (110 cms)	
B. Discussion	22
1° / Rappel des connaissances antérieures	24
2° / Analyse de l'expérience réalisée	
a) Restitution cumulée du tritium	
b) Variation de la concentration en fonction du volume drainé	25
C. Modélisation	27
1° / Première approche	28
a) Mélange complet	
b) Mélange partiel	

2°/ Essai d'un modèle à deux compartiments	29
a) Principe	31
b) Résultats	
CONCLUSIONS	34

INTRODUCTION

Depuis plusieurs années de nouvelles méthodes de mesure des caractéristiques hydriques des sols et des transferts d'eau ont été développées. Elles ont été généralement appliquées à des sols naturellement bien drainés, ne comportant pas de nappe phréatique ou perchée proche de la surface (VACHAUD & al. 1978, 1981). De même, dans le domaine de l'étude de la salure des sols, de nouvelles procédures, reposant sur la mesure de différents types de conductivité électrique (solution du sol, garniture cationique, complexe global sol-solution) ont été également mises au point (RHOADES & al. 1971, 1976, 1977), tandis que les électrodes spécifiques étaient elles aussi testées sur le sol (SUSINI & al. 1977).

L'utilisation de ces méthodes pour l'étude des transferts d'eau et de solutés dans les sols des périmètres irrigués, généralement pourvus d'une nappe plus ou moins fluctuante à faible profondeur (1 à 2 mètres), dans le but d'évaluer l'efficacité du lessivage, ou à l'inverse les risques de salinisation par remontée capillaire en fonction de la nature des sols et des eaux utilisées pour l'irrigation, ainsi que du rythme des irrigations, nécessitait que d'une part les capteurs, d'autre part les méthodologies existants soient testés sur un dispositif d'approche aisée mais encore suffisamment représentatif des mesures "in situ". C'est pourquoi nous nous sommes tournés vers l'utilisation d'un monolithe de grande taille non perturbé et assez représentatif des sols d'une vaste région de la basse vallée de la Medjerda.

Ce dispositif a été utilisé non seulement pour affiner les méthodologies de mesure de l'évolution du régime hydrique et de la salure, mais aussi pour "caler" divers modèles de prévision des transferts qui devront être ensuite testés au champ (voir aussi 2^{ème} Partie, E-S 199).

I. Présentation du monolithe

Il s'agit d'un cylindre de 50 cm de diamètre sur 160 cm de haut qui a été pourvu, avant son prélèvement, d'un tube d'accès central pour une sonde à neutrons. Le prélèvement a été fait par enfoncement progressif d'un tube en PVC, dont la base a été garnie de graviers et cailloux après arrachement.

A. Caractéristiques du sol

Le monolithe a été prélevé dans la parcelle "bilan" de la station de Cherfech installée par le CRUESI (UNESCO 1970).

Bien que, comme dans la plupart des plaines alluviales, on observe une certaine hétérogénéité, les sols présentent quelques constantes :

- superposition assez régulière de trois couches assez homogènes
 - = 60 à 80 cm de matériau argilo-limoneux
 - = 40 à 60 cm de matériau limono-argileux à limoneux sur
 - = une couche profonde argilo-limoneuse à argileuse;

le fond étant plus sableux et drainant au-dessus d'un toit argileux situé entre 3,5 et 4 mètres de profondeur.

- texture à dominance fine, les horizons supérieurs contenant de 20 à 45 % d'argile, 50 à 60 % de limons (2 à 50 microns), le total (argile plus limon) variant de 60 à 80 %.

- densité apparente voisine de 1,3 dans les horizons supérieurs, de 1,6 vers 50 cms (horizon moyen plus compact), pour rester entre 1,5 et 1,6 vers la base.

- indice d'instabilité Hénin élevé dans l'horizon de surface

- structure polyédrique moyenne dans les horizons supérieurs, devenant plutôt prismatique dans les horizons moyens, plutôt massive en profondeur

- teneur en eau caractéristiques moyennes suivantes :

= à saturation	40 à 48 %
= à pF 2,7	30 à 35 %
= à pF 4,2	14 à 18 %.

Un profil prélevé de 10 à 10 cm, à 2 mètres de l'emplacement du monolithe, montre les caractéristiques suivantes :

- la densité apparente passe de 1,2 - 1,3 dans la couche 0 - 30 cms, à 1,45 - 1,5 de 30 à 60 cms, puis reste voisine de 1,4 - 1,5 en profondeur

- la porosité calculée (pour des densités réelles théoriques de 2,5 ou 2,65) est voisine de 40 - 45 % ou 45 - 50 %, avec respectivement des valeurs moyennes de 43,9 et 47,1 %.

La description schématique du profil est la suivante :

0 - 25 cm	Horizon meuble, frais, texture argilo-limoneuse, structure polyédrique émoussée, agrégats de 1 à 3 cms; porosité tubulaire importante; fentes verticales espacées de 30 cms; nombreuses racines moyennes à fines; l'horizon devient plus cohérent vers la base; limite assez nette, transition rapide
25 - 45 cm	horizon cohérent, frais à humide, texture argilo-limoneuse; structure prismatique moyenne, fentes; porosité intra-agrégats vésiculaire, racines moins abondantes
45 - 80 cm	horizon cohérent, humide, texture équilibrée; structure massive; porosité vésiculaire
80 et +	horizon cohérent; texture sablo-argileuse; porosité intergranulaire; structure massive

B. Equipement (figure 1)

En sus du tube de sonde implanté lors du prélèvement, le monolithe a été équipé de 6 batteries de capteurs : tensiomètres, salinity-sensors et sondes quadripôles, aux profondeurs de 10, 30, 50, 80, 110 et 150 cms.

Les tensiomètres, placés obliquement dans la paroi, ont été reliés à un multimanomètre à mercure dont le "zéro" a été réglé pour la lecture directe de la charge hydraulique ($H = h+z$).

Les salinity-sensors, placés à environ 10 cm du tube de sonde, servent à mesurer la conductivité de la solution du sol, (ramenée à 25°C grâce à un thermistor), par échange avec une porcelaine poreuse de faible dimension.

Les sondes quadripôles mesurent, elles, la conductivité "globale" du sol, qui intègre la teneur en eau, la conductivité de l'eau du sol et la conductivité des surfaces d'échange, liées à la garniture cationique du complexe.

En sus ont été installées 3 bougies poreuses pour le prélèvement de solutions à 10, 50 et 110 cms de profondeur, tandis que la base du monolithe a été pourvue d'un ajutage pour la récupération des eaux de drainage.

On notera que la base du monolithe, à 160 cms, étant placée en communication avec l'atmosphère, on se trouve ainsi dans les conditions d'un sol présentant une nappe à la même profondeur (JOURDAN et al. 1979).

L'équipement décrit ci-dessus a du être ensuite complété en tensiomètres et bougies poreuses pour affiner les mesures des caractéristiques hydro-dynamiques et de la solution du sol (cf 2 ème Partie - E-S 199).

Enfin un tube de plastique communiquant avec le monolithe à sa base a été placé contre la paroi pour mesurer la profondeur de la nappe au cours d'expériences de saturation.

II. Essais d'infiltration préliminaires

A. Étalonnage neutronique

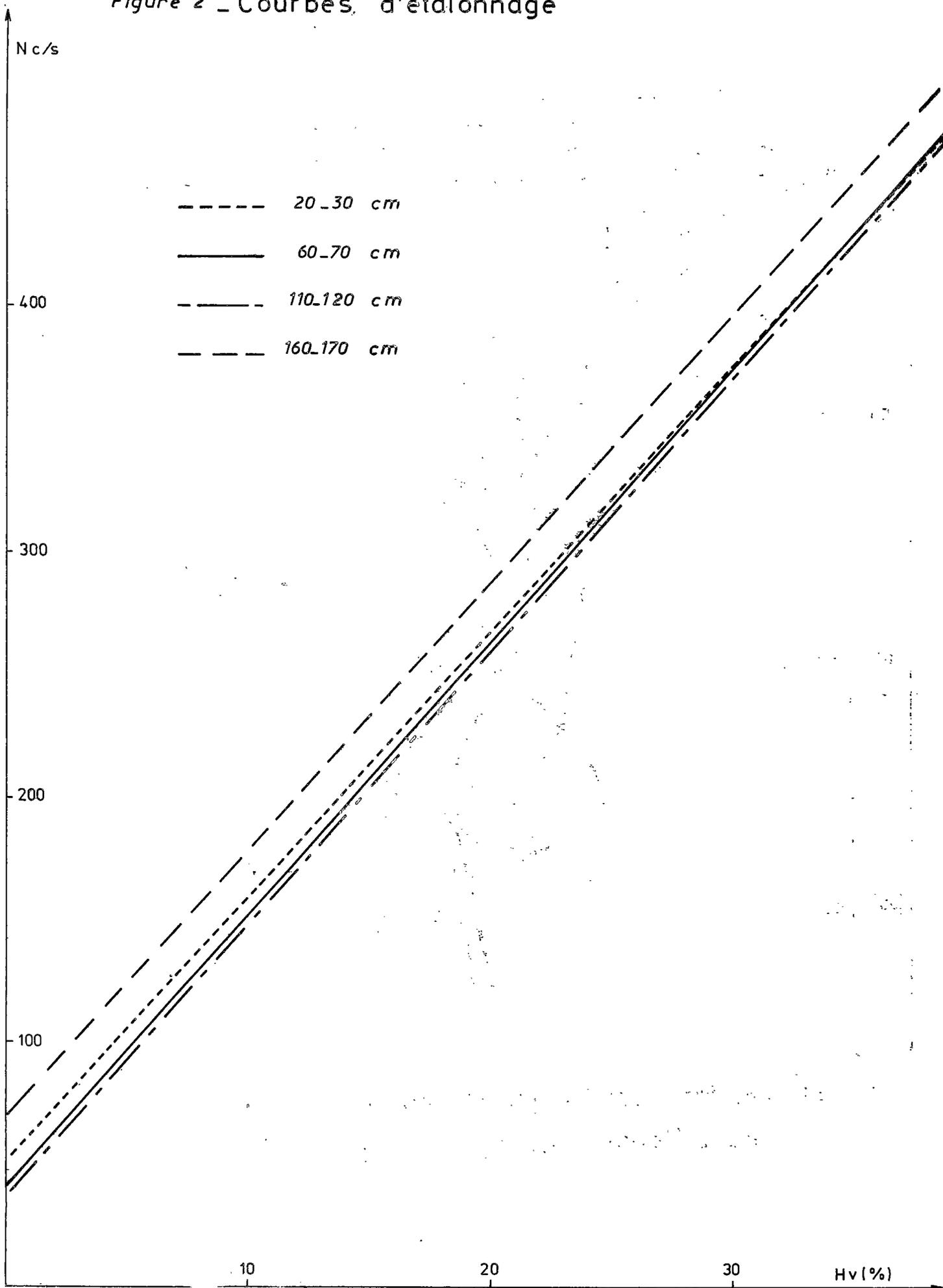
L'étalonnage de la sonde ne pouvant être fait par prélèvement combinés aux mesures, comme on procède "in situ", a été réalisé au CEA de Cadarache à partir d'échantillons prélevés sur le profil voisin mentionné ci-dessus.

Les caractéristiques de diffusion et d'absorption des neutrons ont été ensuite utilisées pour calculer les équations d'étalonnage pour 4 couches caractéristiques (20-30, 60-70, 110-120 et 160-170 cms).

On remarquera (figure 2), que les droites d'étalonnage ont des pentes très voisines et sont par ailleurs très groupées de 20 à 120 cms. Seule celle de la couche profonde, qui correspond à un horizon un peu plus sableux, s'écarte des 3 autres. Le monolithe ayant été prélevé jusqu'à 1,5 mètre seulement, il semble donc que l'on pourrait prendre une valeur moyenne pour l'ensemble.

Cependant, compte tenu des mesures précises de densité apparente (au densitomètre à membrane), qui ont été réalisées sur le profil voisin (figure 3), on a calculé des valeurs plus diversifiées pour chacune des tranches de 10 cms, de 0 à 150 cms (tableau I).

Figure 2 - Courbes d'étalonnage



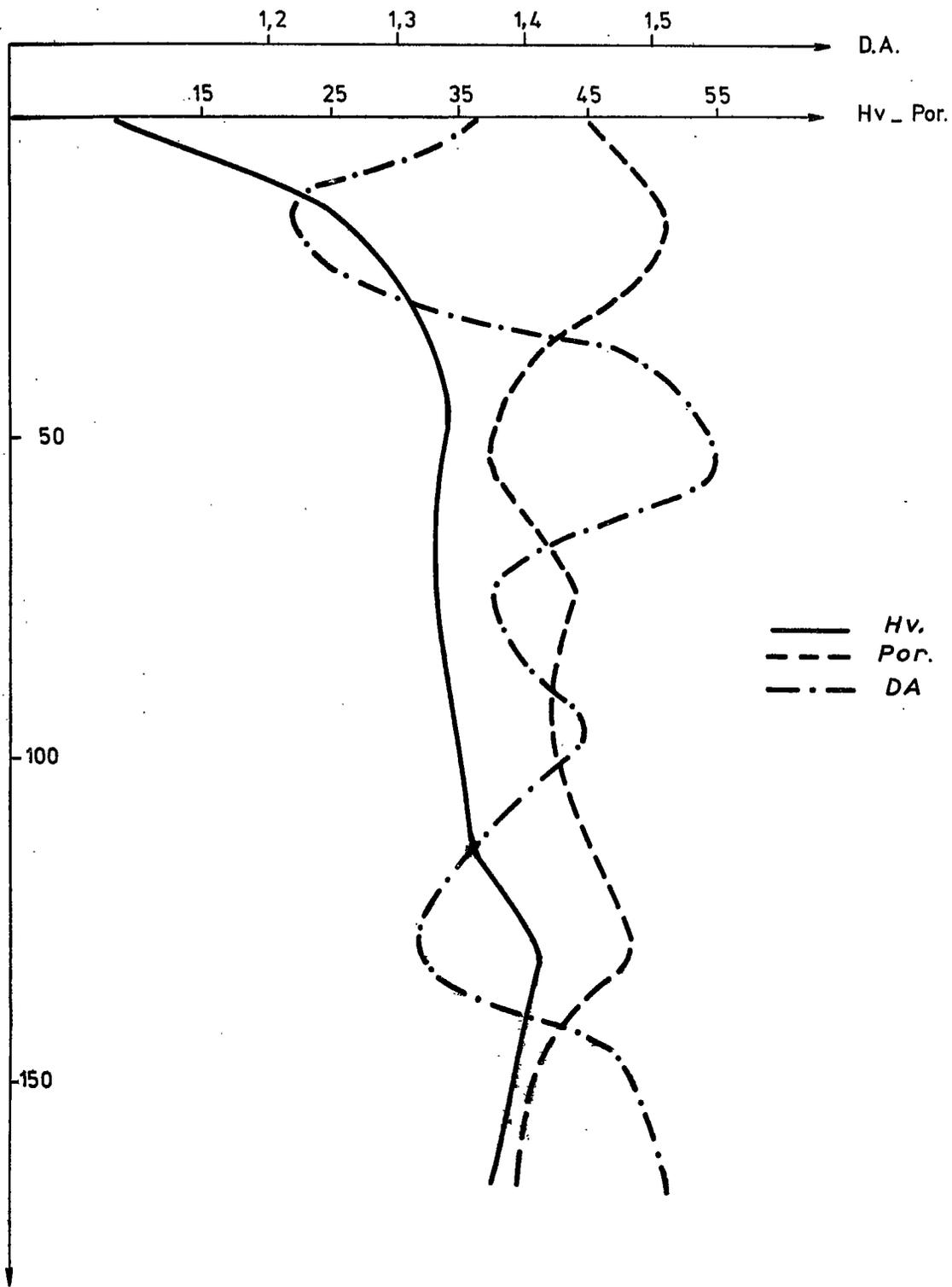


Figure 3 - Profils caractéristiques du site du monolithe au prélèvement (Humidité volumique, porosité, densité apparente)

Tableau I

Equations d'étalonnage neutronique

Profondeur	Humidité volumique
0 - 10 cm	HV % = 0,091 N - 5,3
10 - 20	0,092 N - 4,3
20 - 30	0,092 N - 4,7
30 - 40	0,089 N - 4,2
40 - 50	0,088 N - 4,8
50 - 60	0,088 N - 4,9
60 - 70	0,088 N - 4,9
70 - 80	0,089 N - 3,8
80 - 90	0,089 N - 3,8
90 - 100	0,089 N - 4,0
100 - 110	0,089 N - 4,0
110 - 120	0,090 N - 3,4
120 - 130	0,090 N - 3,1
130 - 140	0,090 N - 3,1
140 - 150	0,089 N - 4,1

Le fonctionnement de la sonde la plus couramment utilisée (SOLO 10) a été resté par une série de mesures en temps court (20 sec) et en temps long (60 sec). Les résultats portés dans le tableau II montrent que la variance est beaucoup plus faible en temps long, et aussi que la valeur moyenne y est généralement plus élevée.

Par ailleurs, si l'on compare la première mesure en temps long à la moyenne des 10 mesures effectuées pour la comparaison, on voit que ce premier résultat s'écarte généralement assez peu de la valeur moyenne. Par exemple, sur un profil complet de 10 en 10 cms, la moyenne des premiers comptages s'établit à 491,2 contre 490,07 pour la moyenne générale des 15 séries de 10 mesures, ce qui représenterait un écart de $1,13 \times 0,09 = 0,1$ % sur l'humidité volumique moyenne.

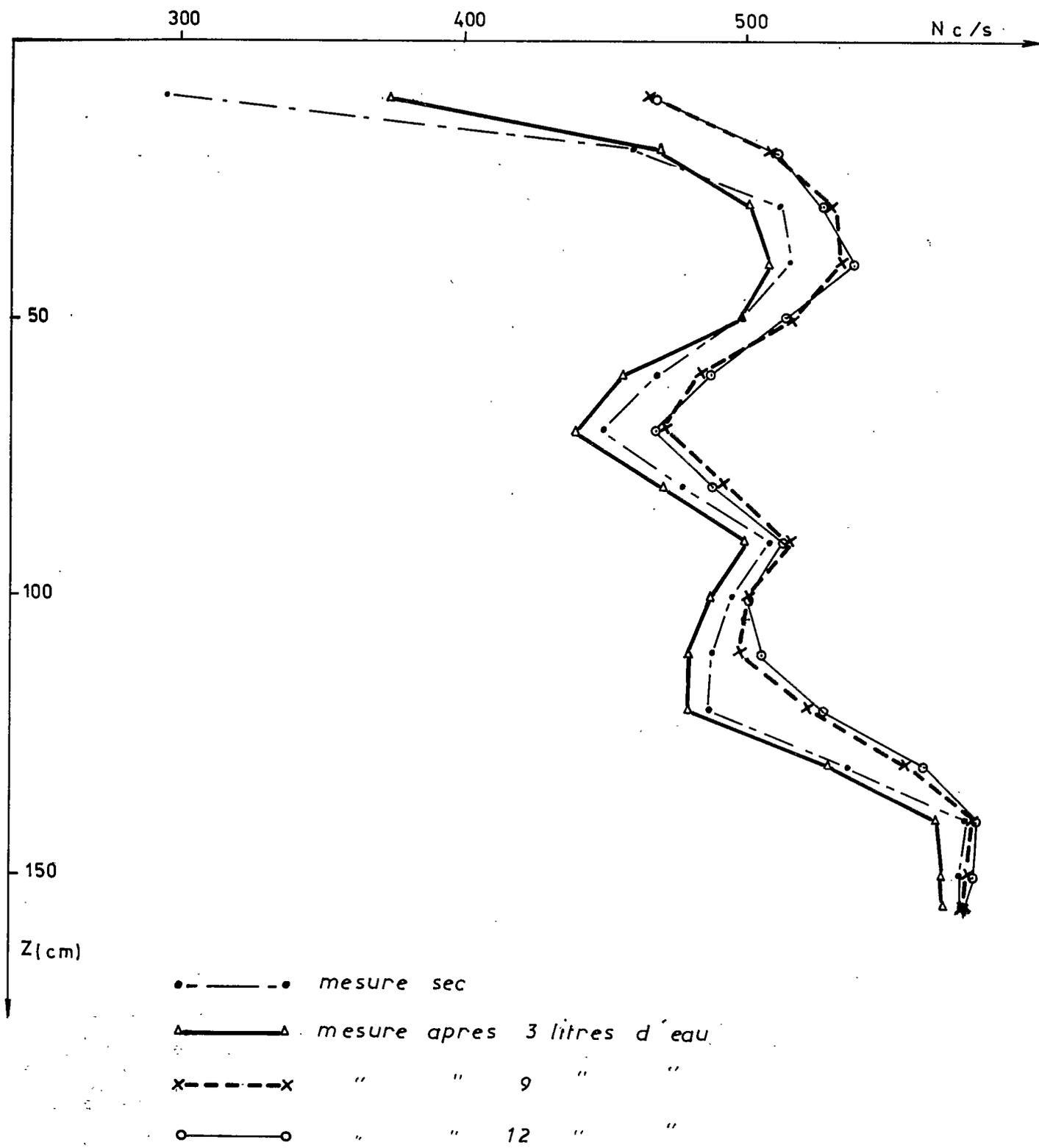


Figure 4

Evolution du profil neutronique du monolithe sous irrigation

Compte tenu de ces résultats, la plupart des mesures ont été faites en temps long, sauf au cours d'essais de cinétique rapide, et, pour plus de sûreté, on a fait systématiquement deux mesures au moins à chaque niveau, trois ou plus si l'écart entre deux mesures consécutives était supérieur à 5 c/s.

Suivant le mode de calcul de la porosité totale (environ 47 ou 43 %) cela représenterait un volume de 147,6 ou 135 litres. On verra que les mesures d'infiltration et de traçage nous amèneront à considérer que la valeur la plus faible est sans doute la plus vraisemblable; bien qu'elle laisse encore une faible différence avec le volume d'eau admis en saturation. On sait en effet qu'il ne faut pas exclure une certaine porosité fermée, apparemment variable d'ailleurs.

B. Résultats des premiers essais

Les essais préliminaires ont été effectués en 1979-1980, en utilisant à cet effet divers types de sondes à neutrons (SOLO 10, SOLO 20 et NEMO bis).

1° / Première mise en eau

Après diverses mesures en sec (cf étalonnage) on a arrosé lentement le monolithe par fractions de 3 litres (12 litres au total)

Le profil d'humidité calculé en fonction des données d'étalonnage du CEA montre une assez forte hétérogénéité (figure 4); on notera en particulier la couche compacte entre 50 et 90 cms où les variations de teneurs en eau semblent plus faibles qu'au dessous. A l'humectation, le profil s'enrichit en eau surtout dans les horizons supérieurs (0 à 50 cms), moins de 50 à 110, mais un peu plus de 120 à 150.

2° / Restitution des arrosages

Lors des premiers arrosages effectués en novembre 1979 et février 1980 la comparaison du bilan irrigation-drainage avec la variation de stock d'eau dans le monolithe montre une différence importante, atteignant 33 à 36 %, qui ne peut être mise au compte de l'évaporation, le monolithe restant couvert entre les arrosages quotidiens. Compte tenu des incertitudes des mesures effectuées dans les horizons de surface et même de moyenne profondeur (30 à 50 cms), l'étalonnage

Tableau II

Comparaison des temps de comptage sur le monolithe

(10 mesures consécutives)

Prof.	temps long			Temps court					\bar{X} des 2 premières valeurs	Δ
	Gamme	\bar{x}	S	Gamme	\bar{x}	S	1 ^o val. temps long. Δ	$\bar{\Delta}$		
10 cm	292-296	294	1,7	281-301	292	7,7	292	2	292,5	1,5
20	458-461	460	1,5	444-459	453	6,1	459	1	460	0
30	511-513	512	1,0	500-511	504	4,4	511	1	511	1
40	512-519	515	3,0	502-516	508	5,6	514	1	515	0
50	492-505	498	5,3	486-511	497	10,4	505	7	498,5	0,5
60	466-470	468	1,7	455-474	463	7,7	470	2	469,5	1,5
70	442-458	450	6,7	433-450	442	7,9	458	8	450	0
80	474-483	477	4,2	467-482	472	6,1	475	2	474,5	2,5
90	504-514	509	4,1	498-516	506	6,1	509	0	509	0
100	493-501	496	3,5	487-499	492	5,0	493	3	497	1
110	486-491	488	2,2	478-505	489	9,9	488	1	489,5	0,5
120	484-491	488	3,2	471-498	486	10,5	490	2	490,5	2,5
130	535-539	537	2,1	528-543	536	5,4	539	2	539	2
140	570-583	581	2,1	567-580	573	5,1	583	2	580,5	0,5
150	574-582	577	3,3	575-585	579	4,1	582	5	579,5	2,5
		\bar{S}			\bar{S}		$\bar{\Delta}$			$\bar{\Delta}$
			3,0			6,5		2,6		1,0

 \bar{x} = moyenne de 10 valeurs \underline{S} = variance S = variance moyenne du profil Δ = écart à la moyenne en temps long $\bar{\Delta}$ = écart moyen du profil

a été une première fois modifié pour les horizons supérieurs. Par ailleurs la mesure de 10 cms a été ramené à la couche 0-10. Notons que lors de ces essais la teneur moyenne en eau ne dépassait pas 40 % en volume.

Les essais ultérieurs de saturation complète, préalables à des mesures plus fines des caractéristiques hydrodynamiques, ont par contre montré une bonne concordance entre les mesures neutroniques et le bilan d'eau. Ainsi la quantité d'eau admise au maximum (134 litres) correspond à une teneur des eaux moyenne de 42,87 %, soit très près de la porosité calculée. La saturation lente par la base et la surface, amenant le niveau du repère extérieur du monolithe au droit de la surface, toute la porosité ouverte s'est trouvée comblée, tandis que la porosité vésiculaire semblait avoir regressé par gonflement (tableau III).

Il est donc probable que dans les essais préliminaires, où la saturation complète est loin d'être atteinte, les intervalles de mesures (10 cms) peuvent ne pas prendre suffisamment en compte des irrégularités de la répartition de l'eau bien que la sphère d'influence de la sonde soit d'un diamètre plus grand (~30 cm).

Suite à la saturation complète réalisée en juillet 1981, des mesures après drainage partiel permettent de retrouver à peu près les volumes d'eau drainés. Le premier, après deux heures, n'est que de 1,5 litre pour 2 l drainés, par suite de la rapidité du drainage. Après 24 heures, 48 heures et 4 jours, la correspondance est meilleure :

respectivement 3,36 l pour 3,28 après 24 heures

6,31 l pour 7 l après 48 heures

6,73 l pour 7,5 l après 4 jours

soit une erreur variant de 1,8 à 10,4 %, ce qui est acceptable.

Par ailleurs le drainage rapide après saturation atteint 22 litres en environ 3 heures. Ce volume représente 7 % du monolithe soit environ 16 % de la porosité calculée. Ce fait sera utile pour expliquer certaines particularités de l'essai de traçage isotopique.

Tableau III

Teneur en eau à saturation par couches de 10 cms

Prof.	N c/s maximum	HV saturé %
0-10	525	45,1
10-20	522	43,7
20-30	520	43,1
30-40	518	41,9
40-50	504	39,6
50-60	491	38,3
60-70	506	39,6
70-80	510	41,6
80-90	511	41,7
90-100	506	41,05
100-110	518	42,1
110-120	542	45,4
120-130	563	47,6
130-140	558	47,1
140-150	554	45,2

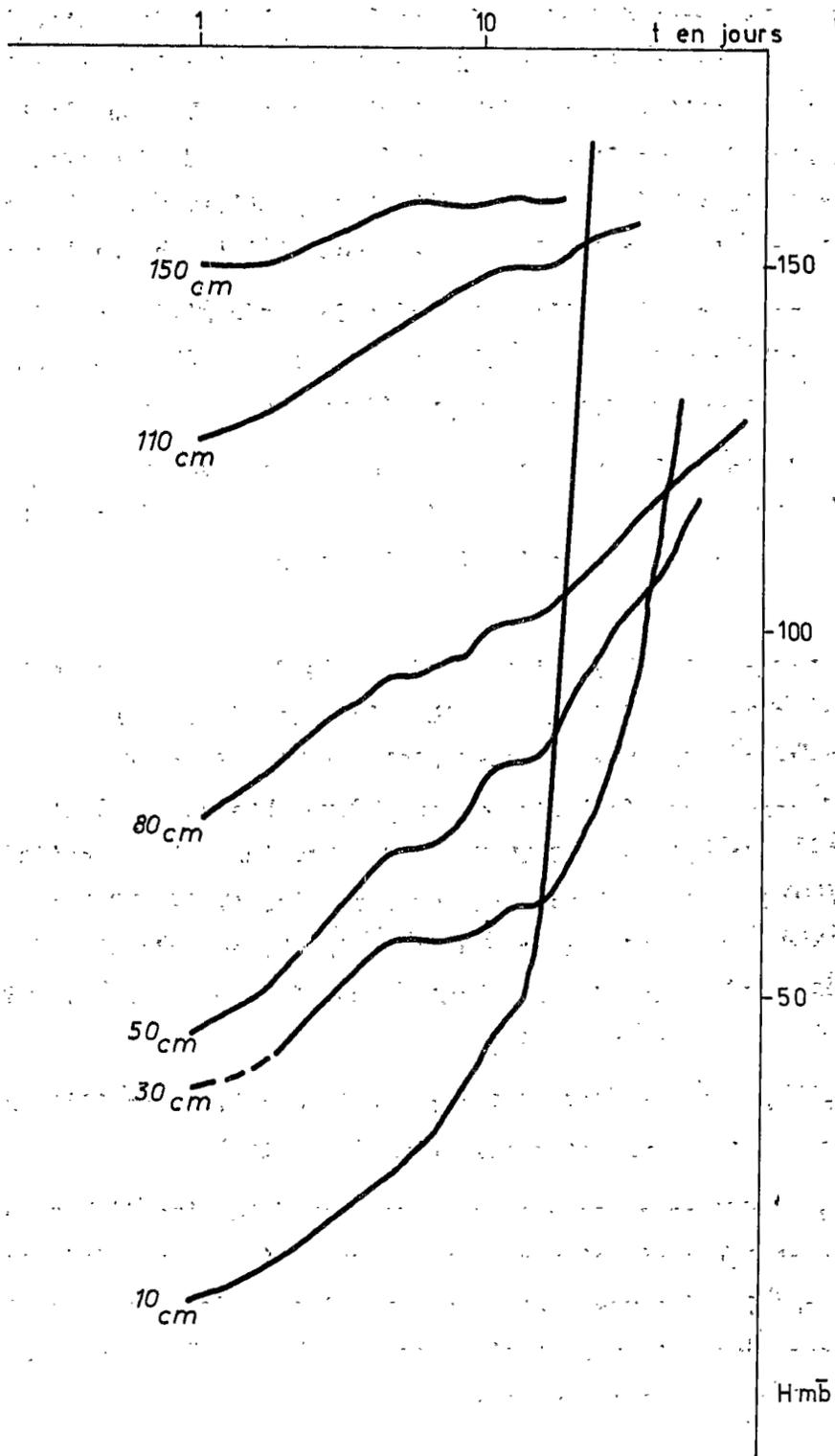


Figure 6

Evolution de la charge hydraulique en fonction du temps

3°/ Essai de caractérisation hydrodynamique

Le monolithe ayant été réalisé dans le double but de tester les capteurs de l'eau et des sels et d'élaborer des modèles de circulation de l'eau et des solutés, tout en utilisant une méthodologie transposable sur le terrain, il était nécessaire de connaître ses caractéristiques hydrodynamiques, en particulier les relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$ reliant respectivement, à la teneur en eau volumique, la succion matricielle et la conductibilité hydraulique.

Nous avons pour cela utilisé les méthodes préconisées par VACHAUD et al (op. cité) basées sur des essais d'infiltration contrôlés par tensiométrie et humidimétrie neutronique selon deux procédures successives :

- méthode du drainage interne en sol couvert, sans évaporation,
- méthode du bilan, mettant en jeu l'évaporation et l'enfoncement progressif d'un plan de flux nul séparant les flux inverses de l'évaporation et du drainage.

Ces méthodes, mises au point sur des sols drainés et de texture homogène relativement légère ont été une première fois testés sur un sol argileux à nappe peu profonde du périmètre irrigué d'El Habibia, dans la Basse Vallée de la Medjerda. D'assez bons résultats ont pu y être obtenus par l'étude des seules précipitations naturelles (MECHERGUI 1980). Utilisant la propriété remarquée antérieurement lors d'infiltrations sur parcelles (VIEILLEFON et ZANTE 1981), les variations des taux de comptages et de la charge hydraulique aux différentes profondeurs de mesure de ces données, ont été corrélées avec le temps, suivant une loi de la forme $y = a \cdot \log t + b$.

Les mêmes essais ont été réalisés sur le monolithe en 1980, avant l'essai de traçage isotopique qui est décrit plus loin (III).

Pour les différentes couches ou cotes, on détermine d'abord graphiquement les périodes où les coefficients a et b peuvent être considérés comme constants. On trouvera sur les figures 5 et 6 des exemples de droites et portions de droites des régressions obtenues et ci-dessous (tableau IV), les équations de ces droites pour les comptages neutroniques.

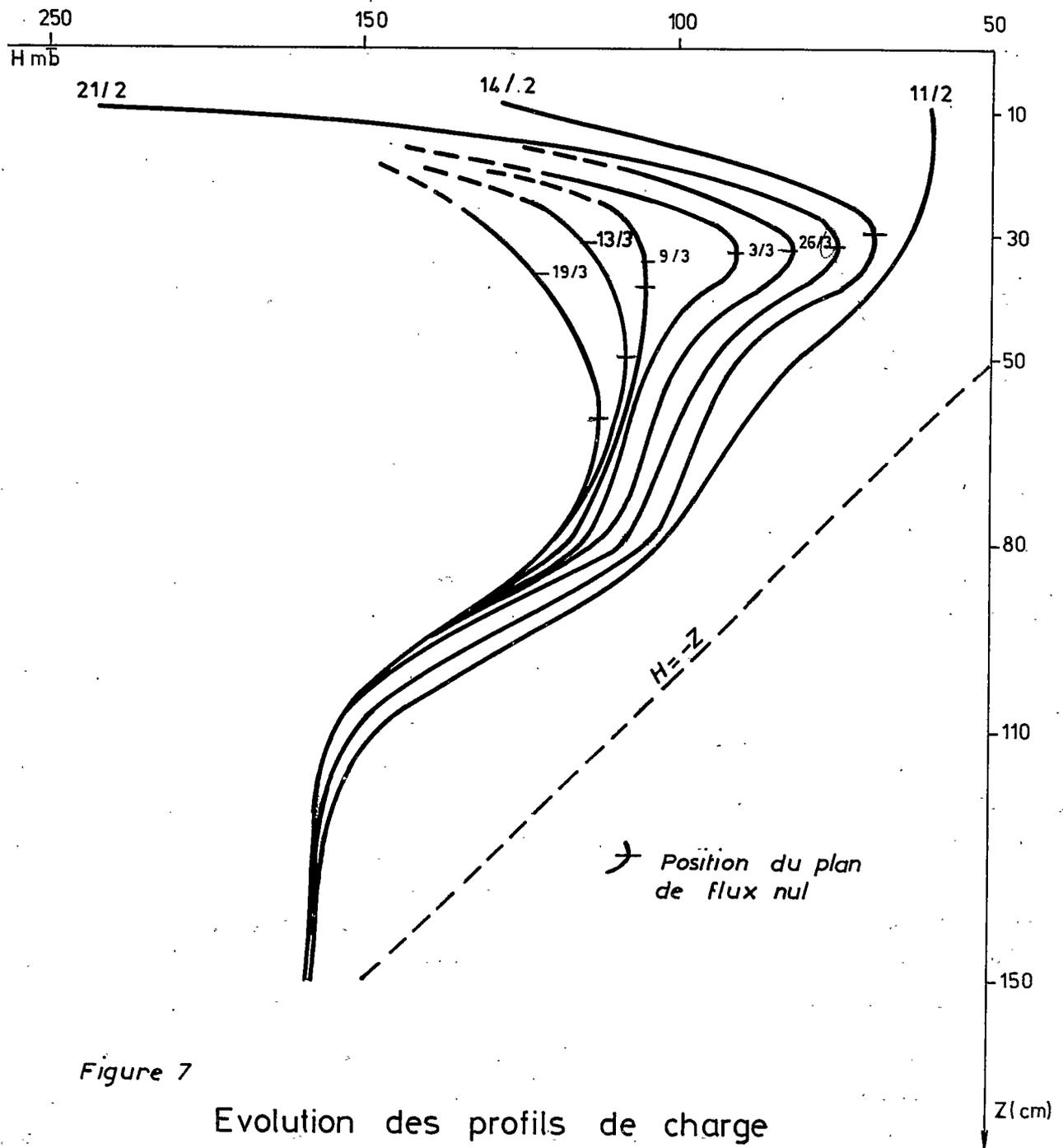


Figure 7

Evolution des profils de charge
au cours d'une infiltration

Tableau IV

Evolution des comptages au cours de l'essai d'infiltration de février 1980

Prof.	Période (t)	Equation de régression		
5 cms	1 à 8 j	503,7 - 29,6	log t	r = 0,960
	9 à 37 j	602,1 - 134,1	log t	r = 0,978
15 cms	1 à 9 j	535,3 - 10,8	log t	r = 0,725
	10 à 37 j	574,4 - 48,2	log t	r = 0,890
25 cms	1 à 9 j	536,3 - 11,3	log t	r = 0,900
	10 à 37 j	543,8 - 17,4	log t	r = 0,707
45 cms	1 à 37 j	513,5 - 9,78	log t	r = 0,745

Cependant ces relations sont rapidement peu fiables, pour l'étude des variations de N, dès que l'on dépasse 50 cms de profondeur, par suite de la grande variabilité aléatoire des comptages vis à vis de faibles variations pondérales, mais aussi du fait que l'on a employé classiquement un comptage "eau" constant, ce qui s'est révélé inexact par la suite.

Par contre ces relations sont de bien meilleure qualité pour les variations de la charge hydraulique, et sur une plus longue période (tableau V).

Mais les difficultés grandissent au niveau de l'utilisation de ces données ajustées pour le calcul de $K(\theta)$. En effet, si la relation $N = a \log t + b$ permet de calculer aisément le flux instantané dS/dt assimilé à la variation instantanée des stocks d'eau cumulés pour les couches intéressées par des flux d'évaporation ou de drainage, il est plus délicat de calculer la pente motrice dH/dz aux mêmes profondeurs, faute d'une répartition plus serrée des points de mesure de H (tensiomètres), en relation avec les variations structurales du monolithe.

La figure 7 montre que l'estimation de cette donnée est très délicate, même en utilisant pour lisser les variations des graphiques semi-logarithmiques. On ne peut en effet être certain de sa variation continue eu égard aux anomalies citées plus haut.

On a cependant tenté de calculer les relations $K(\theta)$ pour les différentes couches (figure 8 et tableau VI).

Tableau V

Evolution de la charge hydraulique en fonction du temps

Prof	Période	Equation de régression
10 cms	1 à 7 j	$3 + 31,5 \log t$
	8 à 15 j	$-21 + 60,5 \log t$
	16 à 20 j	$- 538 + 500,2 \log t$
	21 à 28 j	$-93 + 684,3 \log t$
	29 à 50 j	$- 608 + 1836,7 \log t$
30 cms	1 à 5 j	$30 + 45 \log t$
	6 à 17 j	$50,5 + 10 \log t$ (amortissement)
	18 à 26 j	$- 17 + 65 \log t$
.....		
50 cms	1 à 5 j	$38,5 + 45 \log t$
	6 à 16 j	$52 + 25 \log t$
.....		

Figure 8 - Première estimation de la conductivité hydraulique par couche

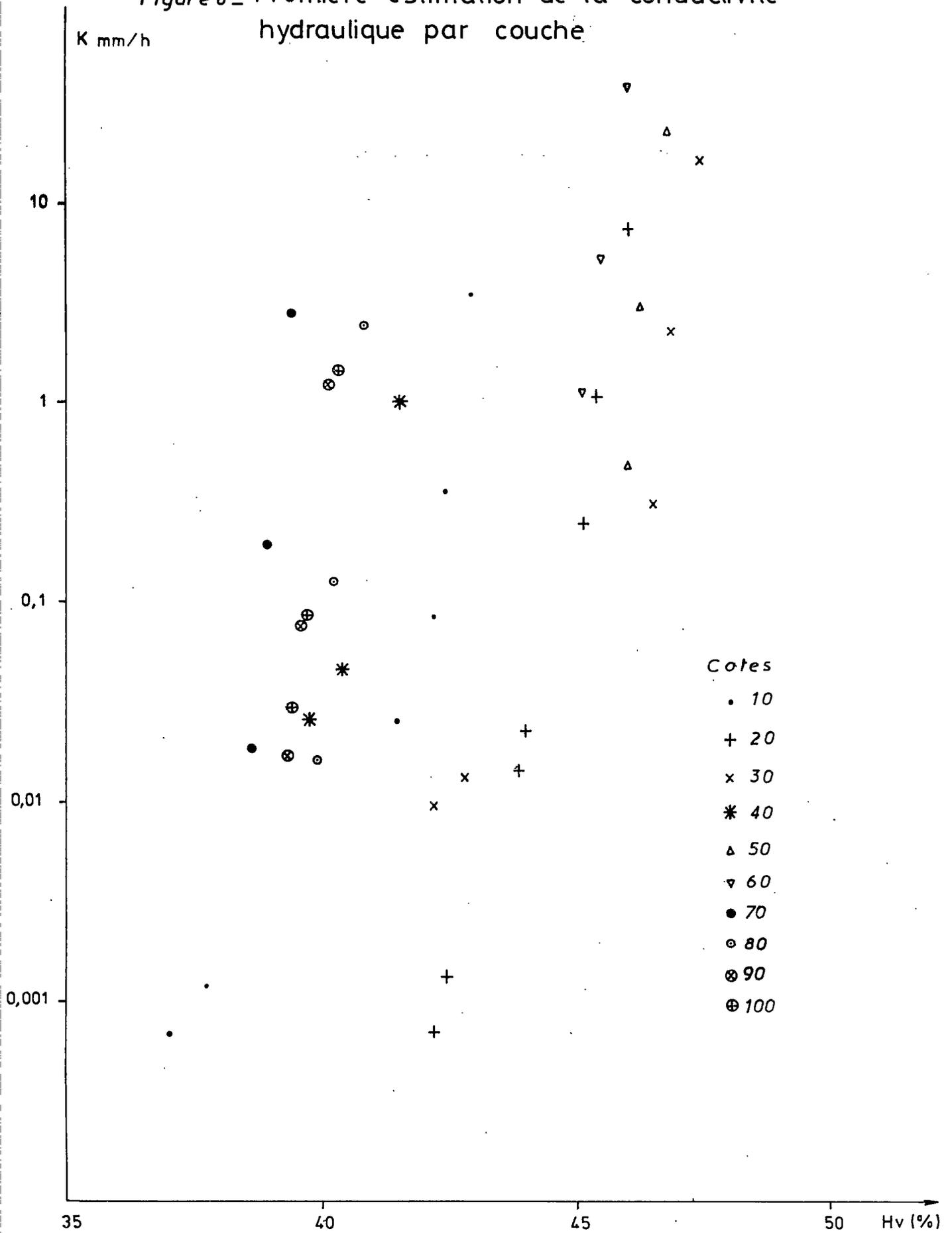


Tableau VI

Coefficients de la conductibilité hydraulique par couches

Prof.	Equation
10 et 20 cms	$\log K = 0,222 \theta - 11,32 \text{ mm/j}$
30 et 40 cms	$0,277 \theta - 13,5$
50 cms	$0,500 \theta - 22,55$
60 cms	$1,538 \theta - 64,85$
70 cms	$\theta - 43,1$
80 cms	$1,538 \theta - 69,52$
90 cms	$0,909 \theta - 40,64$
100 cms	$0,952 \theta - 42,67$
110 cms	$1,250 \theta - 51,75$
120 cms	$1,667 \theta - 73,50$
130 à 150 cms	$1,333 \theta - 61,73$

Si l'on peut remarquer que dans l'ensemble, les pentes se regroupent assez bien en trois ou quatre ensembles, les droites elles-mêmes sont assez éloignées les unes des autres.

Ajoutant à cela que dans de nombreux cas, en particulier pour les couches profondes, il n'a pas été possible de calculer plus de 3 ou 4 points, et ce sur un intervalle de teneur en eau assez réduit, il devient évident que les données nécessaires au calcul des relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$ demandent à la fois des mesures plus fournies dans le temps et dans l'espace, et des procédures plus rigoureuses pour les obtenir.

Des déterminations plus précises de ces caractéristiques, ayant permis d'aboutir à l'élaboration d'un modèle de transferts d'eau, doivent faire l'objet de la seconde partie de ce rapport (E-S 199).

III. Expérience de traçage isotopique par le tritium et modélisation

Etant donné la nature du sol du monolithe, plutôt argileux et plus ou moins structuré suivant la profondeur, une étude de la porosité était rendue nécessaire en vue d'expliquer les flux mesurés précédemment.

Nous avons fait appel au marquage de l'eau par le tritium (^3H), isotope de l'hydrogène, qui a la particularité, étant intégré à la molécule d'eau, de suivre très exactement son, ou ses cheminements, sans échange notable ni absorption par la matrice solide du sol, à la différence d'autres traceurs, de nature chimique.

A. Compte rendu d'expérience

1°/ Procédure expérimentale

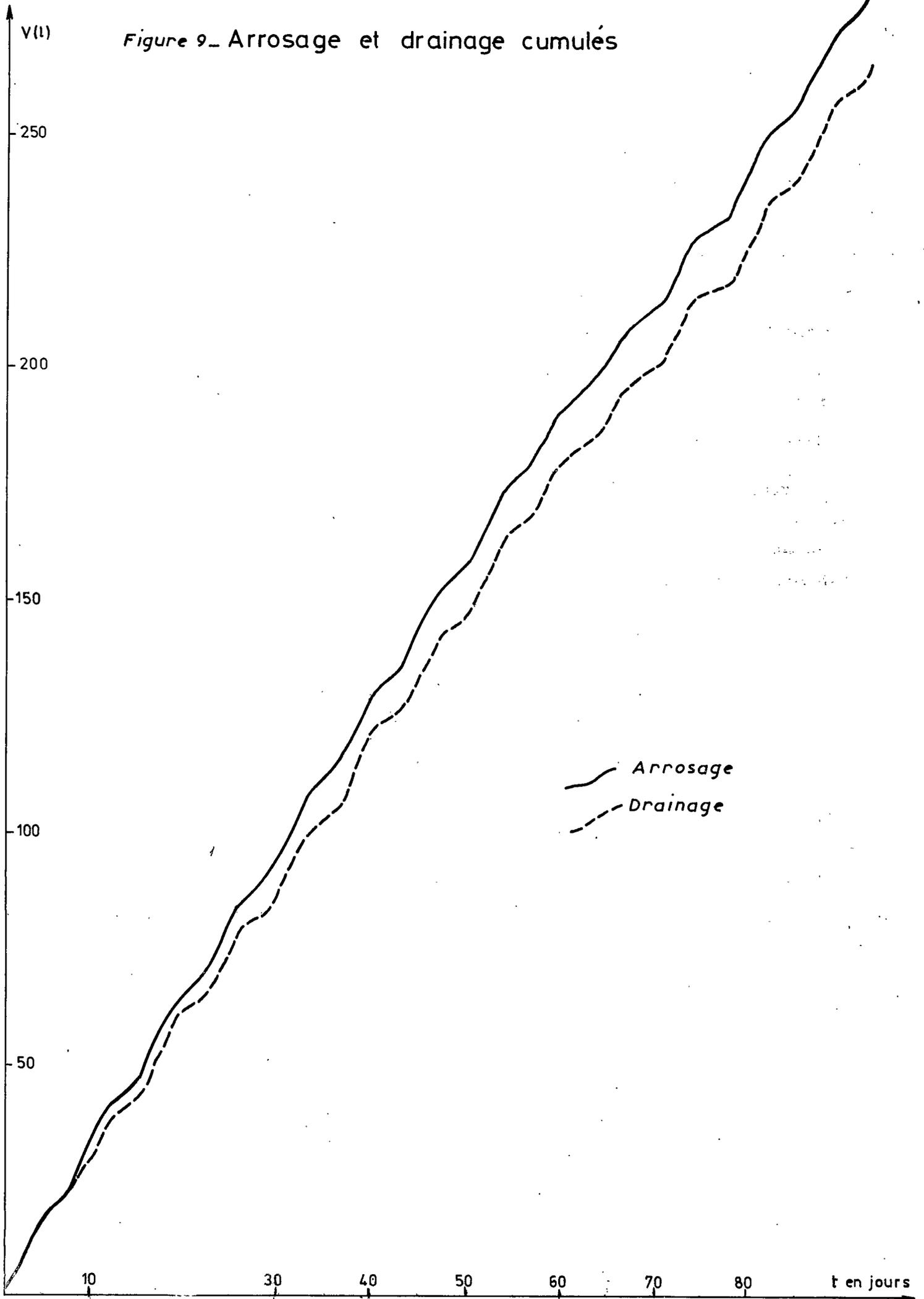
Afin d'appréhender la porosité dans son ensemble, l'expérience a été conduite en conditions saturées. Après une mise en saturation de 5 jours pour arriver au régime semi-permanent d'arrosage de 4,5 litres récupérés en drainage en 24 heures, on a apporté 3 litres d'eau tritiée à 83.850 UT (une UT, ou "unité tritium", correspondant à la proportion de 1 atome de ^3H pour 10^{18} atomes d'hydrogène). On a ensuite "poussé" cette solution par des apports quasi-journaliers de 4,5 litres entre lesquels le sol était couvert pour limiter l'évaporation.

Chaque matin le volume drainé était recueilli et mesuré, et une partie aliquote conservée pour dosage du tritium. De même de l'eau était prélevée deux fois par semaine dans les bougies poreuses situées à 10 et 110 cms, celle de 50 cms n'ayant pas convenablement fonctionné. Sur chaque prélèvement, on a ensuite effectué des dosages de tritium et d'oxygène 18 (^{18}O).

2°/ Résultats

On rappelle que la mise en saturation, qui a eu lieu du 23 au 27/10/80, a nécessité l'emploi de 17 l d'eau de la Medjerda (stock prélevé dans le réseau d'irrigation d'El Habibia). La même eau a été utilisée pour le lessivage du 28/10/80 au 27/1/81.

Figure 9 - Arrosage et drainage cumulés



Le tableau VII contient l'ensemble des résultats, soit respectivement :

- volume d'arrosage journalier (4,5 l en général sauf les 18/11; 10/12 et 21/1 où on a mis seulement 4 l).
- volume drainé correspondant (recueilli le lendemain matin ou le lundi pour les arrosages du vendredi)
- teneur en ^3H et ^{18}O des eaux des bougies poreuses
- teneur en ^3H de l'eau de drainage
- concentration journalière (en UT) et quantité cumulée de tritium drainé (en nanocuries)
- teneur en ^{18}O du drainage (mesurée par rapport au standard SMOW).*

Avant de passer à un examen complet de ces résultats on remarquera que dès le lendemain de l'envoi de l'impulsion de tritium, l'eau de drainage titre 439 UT (4,84 nCi), soit 0,6 % de la quantité injectée la veille. L'existence d'une circulation rapide, malgré les conditions saturées, est ainsi démontrée.

a) Comparaison des volumes apportés et drainés

Le bilan général montre un déficit du drainage. Pour 282 litres d'arrosage, on a récupéré 264,02 litres, plus deux litres qui se sont écoulés en 17 jours après l'arrêt de l'arrosage, le sol étant couvert. La différence en régime saturé se monte donc à 17,98 l, soit environ 6,4 % qui serait à mettre sur le compte de l'évaporation. Si l'on retranche cependant les prélèvements dans les bougies (pour un total de 1,31 l), la différence arrosage-drainage n'est plus que de 16,67 l soit environ 5,9 %. Finalement on peut retenir le chiffre approximatif de 6 % pour l'évaporation en cours d'arrosage. Mais on va voir que cette dernière a évolué au cours du temps, en raison des conditions régnant dans le laboratoire.

Les courbes cumulatives des arrosages et du drainage évoluent parallèlement en s'écartant progressivement (figure 9). On remarque cependant des accidents :

- le volume drainé pour un arrosage de 4,50 l peut passer de 1,60 à 7,08 (les 6 et 7/11/80), de 1,81 à 6,66 (les 11 et 12/11/80), de 1,89 à 7,40 (les 13 et 14/11/80) de 1,79 à 6,79 (les 2 et 3/12/80). Il s'agit sans doute d'une accumulation transitoire à la base du monolithe.

* Ces données sont fournies à titre indicatif, n'étant pas exploitées dans ce rapport.

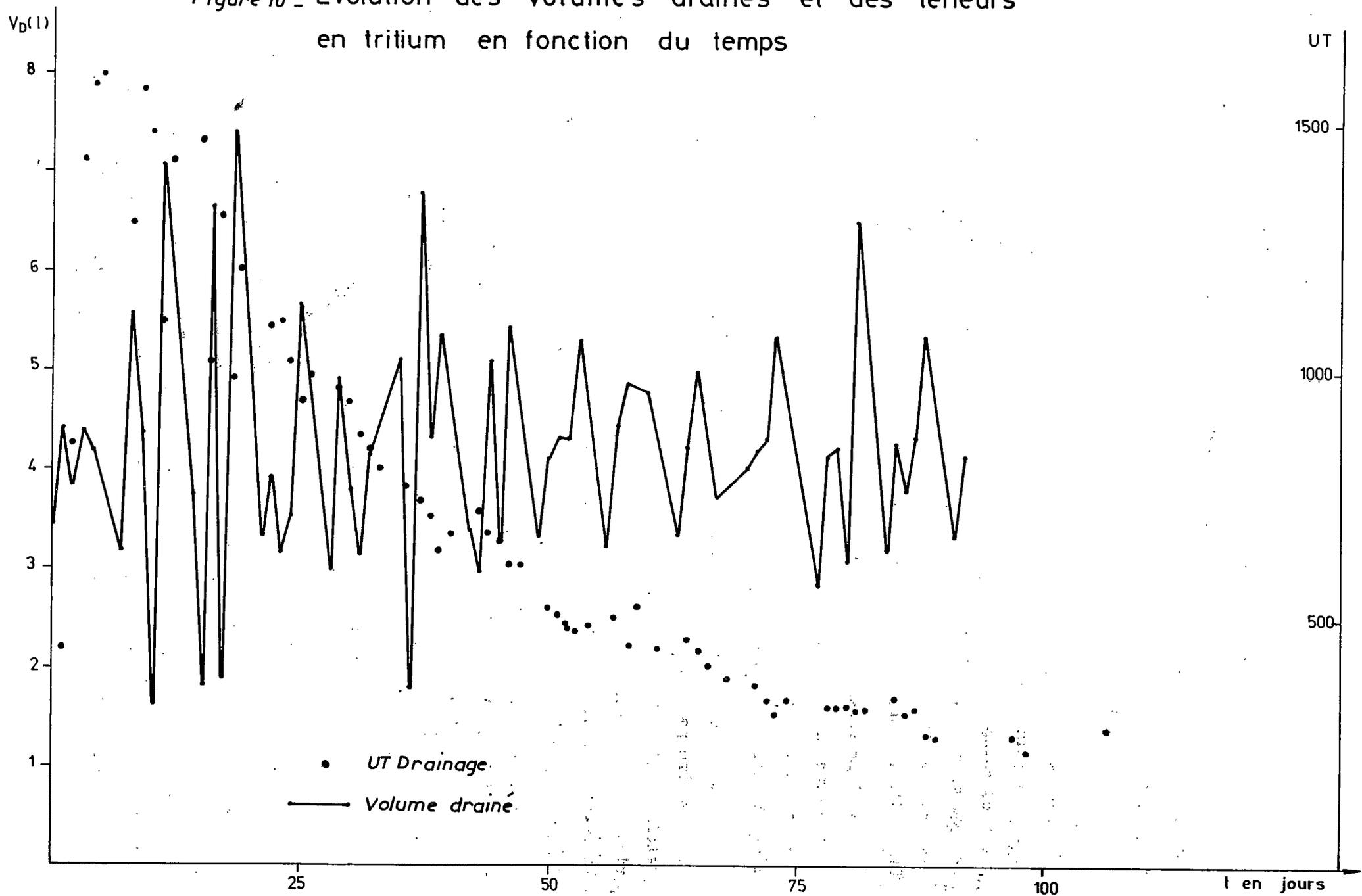
Tableau VII

Temps (j)	Arrosage (Σ en l)	Bougies poreuses				Eau (Σ en l)	Drainage			
		à 0,10 m		à 1,10 m			3H			100 (%/oo)
		3H (UT)	180 (°/oo)	3H (UT)	180 (°/oo)		UT	Σ en nCi	% recueilli	
0		≤ 26	- 2,2	< 26	- 3,8	3,450	439 ± 12	4,84	0,6	- 4,2
1	4,5	16 430 ± 50	- 4,2	35 ± 9	- 3,7	7,870	848 ± 14	16,80	2,1	- 4,2
2	9,0					11,710	1 415 ± 17	34,15	4,25	- 4,3
3	13,5					16,110	1 573 ± 17	56,25	7,00	- 3,7
4	18,0	3 115 ± 24	- 4,9	57 ± 9	- 3,5	20,290	1 591 ± 18	77,49	9,65	- 3,6
7	22,5	2 252 ± 20	- 4,5	234 ± 10	- 3,2	23,460	1 292 ± 17	90,56	11,27	- 3,5
8	27,0					28,515	1 560 ± 18	115,74	14,41	- 3,8
9	31,5					32,895	1 476 ± 17	136,99	17,05	- 3,7
10	36,0					34,495	1 096 ± 15	141,98	17,68	- 3,6
11	40,5	152 ± 10	- 3,7	525 ± 12	- 3,9	41,580	1 418 ± 17	174,06	21,67	- 3,9
14	45,0	195 ± 10	- 4,3	705 ± 13	- 3,4	45,330	1 465 ± 17	191,60	23,85	- 4,2
15	49,5					47,140	1 014 ± 15	197,46	24,58	- 4,9
16	54,0					53,800	1 309 ± 16	225,30	28,02	- 4,4
17	58,5					55,690	985 ± 15	231,24	28,76	- 4,1
18	63,0	65 ± 9	- 4,2	866 ± 14	- 3,3	63,090	1 205 ± 16	259,71	32,30	- 4,0
21	67,5	82 ± 9	- 4,9	971 ± 15	- 3,2	66,440	1 091 ± 16	271,38	33,76	- 3,3
22	71,5					70,380	1 099 ± 16	285,21	35,48	- 4,0
23	76,0					73,570	1 019 ± 15	295,59	36,77	- 4,1
24	80,5					77,110	938 ± 14	306,19	38,09	- 3,8
25	85,0	35 ± 9	- 4,2	1 029 ± 14	- 3,6	82,780	988 ± 14	324,08	40,32	- 3,6
28	89,5	73 ± 9	- 4,1	1 078 ± 15	- 3,3	85,770	967 ± 14	332,31	41,34	- 3,9
29	94,0					90,670	934 ± 14	347,92	43,28	- 3,6
30	98,5					94,480	871 ± 14	358,52	44,60	- 3,6
31	103,0					97,650	840 ± 13	367,02	45,66	- 3,7
32	107,5	52 ± 9	- 4,4	1 075 ± 15		101,820	804 ± 14	377,73	47,00	- 3,6
35	112,0	48 ± 9	- 4,3	1 012 ± 14		106,935	767 ± 14	390,25	48,55	- 3,8
36	116,5					108,725	736 ± 13	394,46	49,08	- 3,8
37	121,0					115,515	706 ± 13	409,77	50,99	- 3,9
38	125,5					119,855	638 ± 13	418,61	52,09	- 3,9
39	130,0	30 ± 9	- 4,1	973 ± 14		125,205	670 ± 13	430,05	53,50	- 3,8
42	134,5	51 ± 9	- 4,3	858 ± 14		128,585	717 ± 14	437,79	54,47	- 4,0
43	139,0					131,555	671 ± 13	444,15	55,27	- 4,2
44	143,0					136,660	657 ± 13	454,86	56,60	- 4,1
45	147,5					139,910	605 ± 13	461,14	57,38	- 4,0
46	152,0	32 ± 9	- 4,1	879 ± 14	- 4,0	145,350	603 ± 13	471,61	58,68	- 4,1
49	156,5	31 ± 9	- 4,1	828 ± 14		148,670	521 ± 13	477,14	59,37	- 4,1
50	161,0					152,790	504 ± 13	483,77	60,20	- 4,1
51	165,5					157,110	492 ± 13	490,55	61,04	- 3,8
52	170,0					161,440	474 ± 13	497,11	61,86	- 4,0
53	174,5	≤ 26	- 4,2	717 ± 14	- 4,0	166,740	487 ± 13	505,35	62,88	- 3,9
56	179,0	≤ 26	- 3,9	731 ± 14	- 3,9	169,920	501 ± 13	510,44	63,52	- 4,3
57	183,5					174,350	442 ± 12	516,69	64,30	- 4,0
58	188,0					179,225	522 ± 13	524,81	65,30	- 3,8
60	192,5	40 ± 9	- 4,3	676 ± 13	- 4,1	183,995	438 ± 12	531,49	66,14	- 3,9
63	197,0	28 ± 9	- 4,1	628 ± 13	- 3,8	187,360	456 ± 12	536,38	66,75	- 4,1
64	201,5					191,590	430 ± 12	542,19	67,47	- 4,3
65	206,0					196,580	402 ± 12	548,59	68,27	- 3,8
67	210,5	28 ± 10	- 4,2	619 ± 14	- 3,9	200,330	378 ± 12	553,12	68,83	- 4,2
70	215,0	40 ± 10	- 4,3	582 ± 13	- 3,7	204,355	367 ± 11	557,84	69,42	- 4,0
71	219,5					208,570	336 ± 11	562,77	70,03	- 4,4
72	224,0					212,900	308 ± 12	567,02	70,59	- 3,6

Tableau VII

Arrosage (Σ en l)	Bougies poreuses				Eau (Σ en l)	Drainage			
	à 0,10 m		à 1,10 m			3H			180 (%/..)
	3H (UT)	180 (%/..)	3H (UT)	180 (%/..)		UT	Σ en nCl	% recueilli	
233,0	49 ± 10	- 4,3	546 ± 13	- 3,6	271,105	322 ± 12	575,77	71,68	- 4,5
237,5					275,255	320 ± 12	580,01	72,71	- 4,2
242,0					279,465	324 ± 12	584,27	72,74	- 4,0
246,5					232,565	317 ± 12	587,41	73,13	- 4,5
251,0	31 ± 10	- 4,1			239,075	316 ± 12	593,98	73,95	- 4,3
255,5	27 ± 10	- 4,2	511 ± 13	- 4,0	242,290	342 ± 12	597,49	74,38	- 3,7
260,0					240,560	305 ± 11	601,65	74,80	- 4,0
264,0					250,340	314 ± 11	605,44	75,37	- 4,2
268,5					254,660	269 ± 11	609,15	75,84	- 4,0
273,0	↙ 26	- 4,1	493 ± 12	- 3,9	260,000	262 ± 11	613,62	76,39	- 4,0
277,5	↙ 26	- 4,2	483 ± 12	- 3,9	263,330	265 ± 11	616,43	76,74	- 4,2
282,0					267,470	227 ± 11	619,44	77,17	- 4,1
					268,270	259 ± 11	620,10	77,20	
					268,565	255 ± 11	620,34	77,23	- 4,4
					268,685				- 4,3
					268,895	290 ± 11	620,53	77,25	- 4,2
					269,095	272 ± 11	620,70	77,28	- 4,1
	35 ± 9		454 ± 12	- 3,9	269,155	210 ± 11			
	34 ± 9	- 4,2	463 ± 12	- 3,8	269,266	247 ± 11			- 4,1
	33 ± 9	- 4,1	456 ± 12	- 3,7	269,338	232 ± 11			
					269,371	225 ± 11			- 4,1
					269,415	232 ± 13			- 4,2
	↙ 33	- 4,0	414 ± 15	- 3,8					
			416 ± 15	- 3,9					
	47 ± 11	- 4,2	409 ± 15	- 3,9					
		- 4,0	415 ± 15	- 3,8					
	36 ± 11	- 4,1	433 ± 15	- 3,9					
	↙ 33	- 4,1	409 ± 15	- 3,9					
		- 3,9	395 ± 12	- 3,9					
		- 4,0	394 ± 12	- 3,8	269,510	272 ± 13			- 3,9
		- 3,6	377 ± 12	- 3,4					
			369 ± 12	- 4,1					
		- 3,9	378 ± 12	- 3,9					
			383 ± 12	- 4,0					
			388 ± 12	- 3,9					
		- 3,9	325 ± 12	- 4,1					
			359 ± 12	- 4,0					
			362 ± 12	- 3,9					
			368 ± 12	- 4,2					
			335 ± 12	- 4,0					
			349 ± 12	- 4,0					
			340 ± 12	- 4,1					
			334 ± 12	- 3,7					

Figure 10 - Evolution des volumes drainés et des teneurs en tritium en fonction du temps



Ces phénomènes de rétention sont par ailleurs perceptibles par la variabilité des comptages correspondant à ces variations du volume drainé :

1432 puis 1065 UT les 6 et 7/11

1432 puis 991 UT les 11 et 12/11

1280 puis 963 UT les 13 et 14/11

Tout se passe comme si le retard à l'écoulement provoquait un affaiblissement de la concentration en tritium. En fait il est probable que l'écoulement le plus faible de chaque couple (associé à une plus forte concentration en tritium) correspond sensiblement au transit rapide, lessivant plus rapidement le traceur, tandis que l'autre représenterait un écoulement plus lent, par une porosité plus fine (?), comportant plus d'échanges avec la matrice solide (figure 10).

Si l'on construit la courbe de variation des déficits cumulés ($\Sigma A - \Sigma D$) on remarque que, indépendamment des fluctuations journalières dont on a parlé ci-dessus, il existe une fluctuation plus générale que met mieux en évidence l'utilisation de moyennes (figure 11).

On observe ainsi une pente générale plus forte du 28/10 au 10/12, qu'ensuite. Ce phénomène pourrait être dû à une variation tamponnée de la température du laboratoire, qui n'a effectivement pas été chauffé pendant toute la durée de l'expérience. Le refroidissement a donc entraîné une diminution de l'évaporation dans la seconde période. On notera qu'alors la moyenne des comptages d' ^{18}O passe de 3,9 à 4,1 δ par rapport au SMOW.

L'évaporation moyenne varierait ainsi de 1,67 mm/jour dans la première période à 1,16 mm/jour dans la seconde, en ne tenant compte que des jours où il y a arrosage. Ramené à l'ensemble de la période de lessivage, les corrélations obtenues donnent 1,15 mm/j et 0,79 mm/j.

b) Analyse des restitutions

1°) Drainage

- comme on l'a vu plus haut, on observe un écoulement très rapide d'une partie de l'eau tritiée dès le lendemain de l'injection. On retrouve en effet, après l'injection de 3 litres d'eau tritiée à environ 80.000 UT le 27/10 de 15 heures à 17 heures 45, un drainage après 15 heures de 3,45 l à 439 UT, et ce, sans que l'on ait encore ajouté d'eau non tritiée pour pousser le signal. Cette arrivée

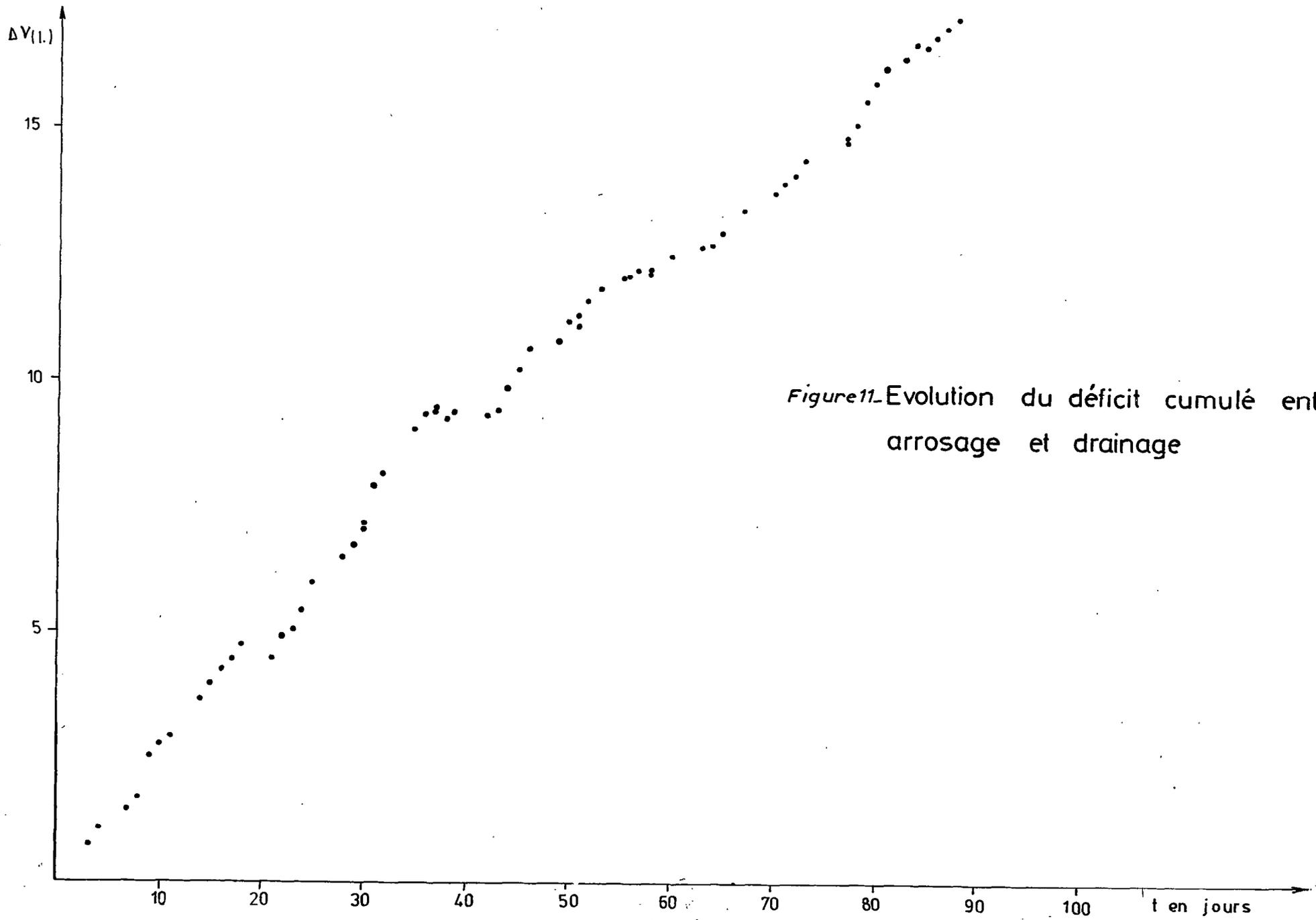
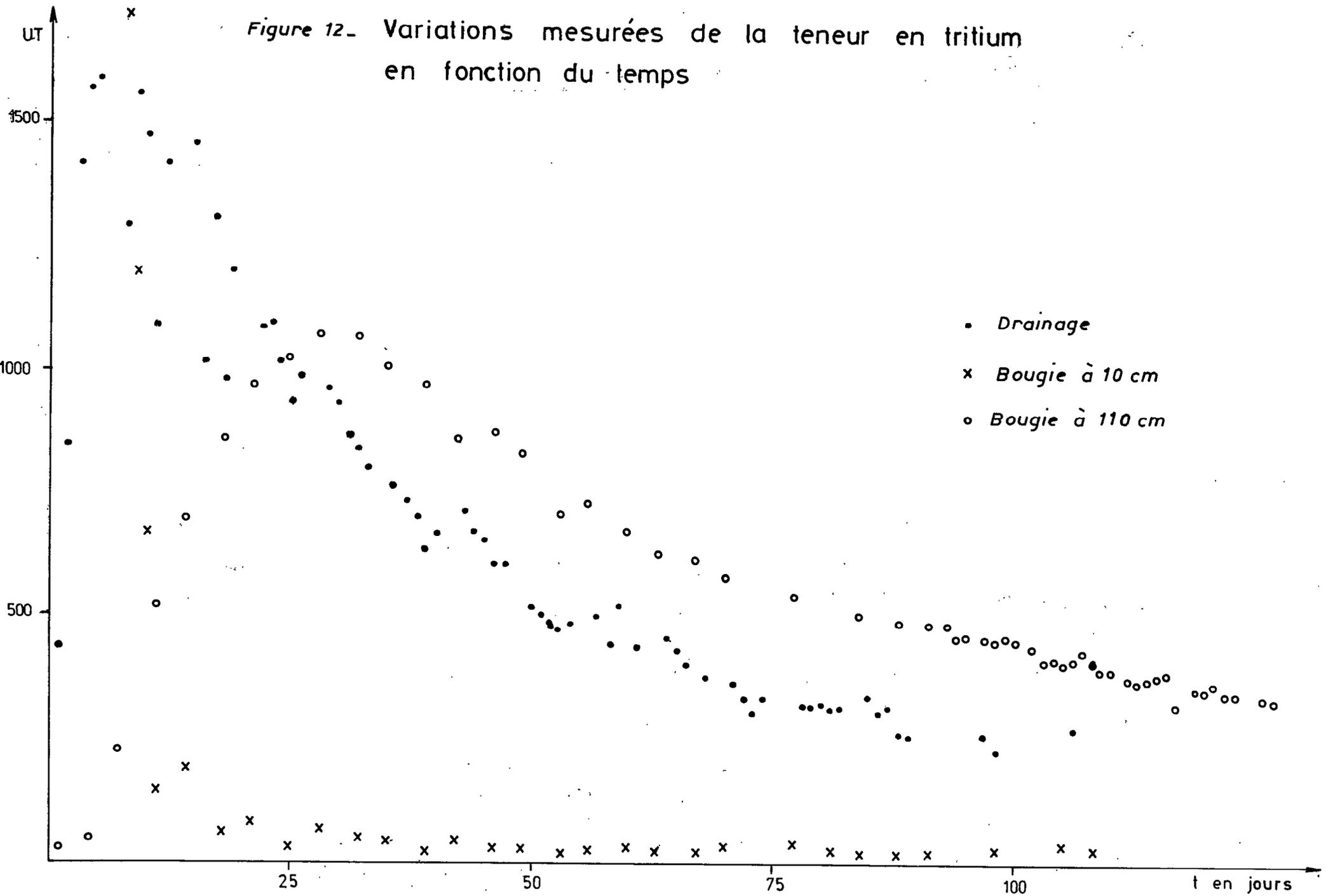


Figure 11 - Evolution du déficit cumulé entre arrosage et drainage

Figure 12 - Variations mesurées de la teneur en tritium en fonction du temps



Rapide correspond à 18 cc de la solution versée, qui se sont donc mélangés à 3432 cc de l'eau du monolithe naturellement peu marquée (moins de 26 UT pour les prélèvements en bougies poreuses avant l'injection, moins de 12 UT pour l'eau d'irrigation utilisée pour mettre le monolithe à saturation, 29 UT dans l'eau de drainage du 27/10)

- au bout de 4 jours d'arrosage (18 l) près de 10 % de la quantité injectée est ressortie
- la moitié de la dose d'impulsion est restituée après environ 120 l d'arrosage, ce qui correspond à 112 l drainés
- quand l'expérience a été arrêtée au bout de 92 jours, après un arrosage cumulé de 282 l pour un drainage de 267,47 l, la restitution atteint 77 à 78 %.

Si l'on tient compte de l'allure de la courbe de restitution, (voir plus loin et figure 13), on peut estimer que le renouvellement de 90% de l'eau du monolithe nécessiterait un arrosage de 600 litres, soit 3000 mm. On notera que ce résultat est très supérieur à celui qui a été mesuré par FRESLON (1980), sur un loess du Vaucluse.

Sur la figure 12, on remarque que la restitution du tritium au drainage, très rapide dès les premiers jours (teneur maximum après 4 jours et seulement 18 l d'arrosage non tritié), s'amortit ensuite lentement, donnant une courbe de restitution très dissymétrique. Ce résultat peut s'interpréter comme l'indice d'une circulation comportant un mélange dispersif, à l'exclusion d'effet "piston". On notera par ailleurs que le maximum mesuré n'atteint pas 1600 UT, soit 2,65 % seulement de la concentration de l'eau injectée.

Avant d'aborder la discussion de ces données il faut signaler que des résultats similaires ont déjà été obtenus sur des colonnes de sol non perturbées de dimensions beaucoup plus réduites (TYLER & THOMAS-1981). Ces auteurs, qui ont utilisé le chlore, sous forme KCl, comme traceur, montrent en effet que si la courbe de restitution du traceur affecte une allure symétrique dans un sol sableux non structuré, la forme en est très dissymétrique pour des sols plus lourds. Ils supposent que dans ce dernier cas une importante part du traceur est évacuée rapidement par les pores de grand diamètre, voire des fissures, le reste diffusant ensuite de la "microporosité" vers la "macroporosité", ce qui expliquerait le retard observé. L'explication physique de ces phénomènes repose sur le concept de la dispersion hydrodynamique et nécessite donc de

tenir compte de différentes classes de porosité où l'eau circule à des vitesses différentes. C'est ce que l'on tentera plus loin à partir des mesures faites sur les prélèvements en bougies poreuses à 10 et 110 cms de profondeur.

2°) Bougies B-1 (10 cms)

Le signal obtenu le lendemain de l'injection est naturellement nettement plus fort que celui du drainage (16.430 UT après 15 heures). Compte tenu de la porosité estimée précédemment, on peut considérer que les 10 cms supérieurs contiennent environ 8 litres d'eau. Après l'injection de 3 l à 80.000 UT se mélange à 5 l à 26 UT, cela donnerait, si le mélange est homogène, 8 l à 10.000 UT.

Comme le premier prélèvement dans cette bougie se termine alors que l'on a déjà ajouté un litre d'eau non tritiée en surface, il est probable qu'une partie de cet apport est passé dans la macroporosité, ce qui explique que la bougie ait prélevé une solution plus riche. Il n'en reste pas moins que dans ce matériau argileux la diffusion moléculaire est le phénomène prépondérant. Après cette phase de dilution de l'injection dans la tranche supérieure, le lessivage dispersif s'établit.

Trois jours après (lessivage par 15 l), le prélèvement indique 3115 UT. Une part importante de l'injection, que l'on peut évaluer à 10 %, reste donc encore dans la tranche supérieure, alors que le stock d'eau a été théoriquement renouvelé deux fois. On peut y voir une nouvelle preuve de l'absence d'effet piston.

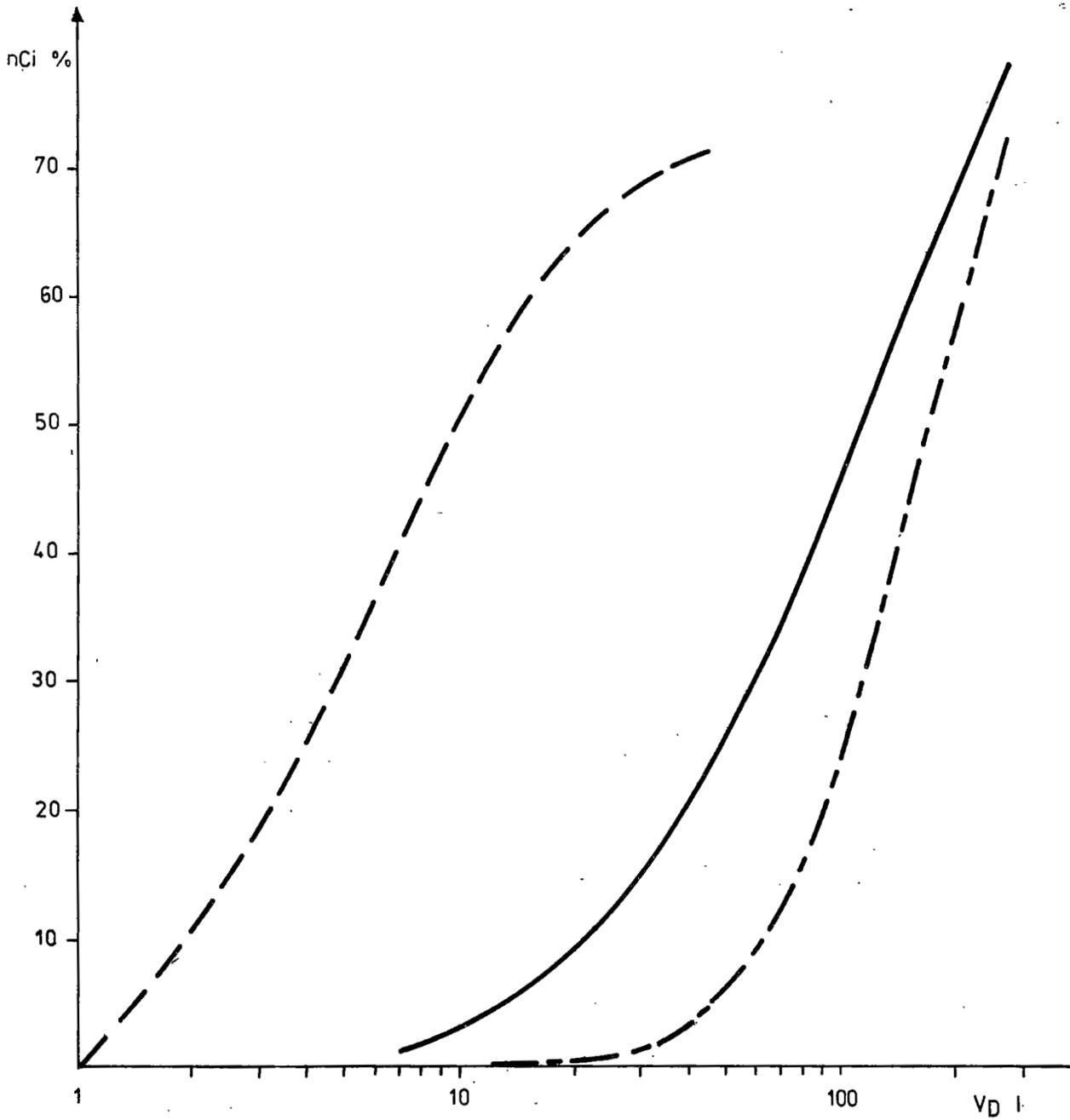
Après 50 jours, soit un lessivage par 160 l d'eau, le signal est revenu au plancher, avec quelques oscillations ultérieures entre 28 et 49 UT. Cependant, si l'on tient compte des 35 UT mesurés le 25^{ème} jour, on peut considérer qu'après 80 litres toute l'eau des 10 cms supérieurs est remplacée, ce qui demanderait donc au moins 10 fois le volume poral, chiffre nettement plus élevé que celui qu'indiquent les mesures en drainage (environ 4 fois). Des mesures plus rapprochées au cours des premiers jours auraient sans doute permis d'y voir plus clair.

3°) Bougie B-3 (110 cms)

Là le signal se transmet plus lentement que dans le drainage : 57 UT seulement après 13,5 l, 234 UT après 18 l. Le maximum de 1078 UT est obtenu après 85 l d'arrosage, alors que la teneur en tritium dans le drainage est déjà très diminuée. On observe donc un effet retardateur sur l'eau extraite par les bougies.

Figure 13 - Evolution du tritium (nCi) en fonction du log du volume drainé (*drainage et bougie*)

— Drainage
- - - B_{III}
- - - B_I



Si l'on affecte aux teneurs en tritium de la bougie B-3 les volumes drainés correspondants, on remarque que si l'épuisement du tritium est retardé, il s'effectue ensuite à une vitesse plus grande (figure 13).

Pour le drainage on a en effet la relation

$$\Sigma nCi = 584,8 \log V_D - 796,5 \quad V_D = \text{volume drainé}$$

et pour la bougie B-3

$$\Sigma nCi = 877,2 \log V_D - 1554,4$$

En extrapolant, on trouve que 390 l de drainage sont nécessaires pour aboutir à la même restitution de tritium en drainage et au niveau de la bougie.

L'ensemble de ces informations de caractère qualitatif suffit amplement à montrer que la circulation de l'eau dans le monolithe, en régime saturé, se fait par la combinaison de plusieurs vitesses à l'intérieur de plusieurs volumes poreux distincts, mais non encore identifiés.

Le volume poral total peut être apprécié à partir de la courbe de sortie du traceur au drainage. La moitié de la quantité injectée est ainsi restituée après environ 112 litres de drainage (tableau VII et figure 13). Ce chiffre est donc inférieur à la porosité calculée précédemment en saturation complète (135 l) mais assez voisin de celui que l'on peut déduire des mesures neutroniques effectuées au cours de l'essai de traçage (teneur en eau de 40 % soit environ 118 l).

Il est clair d'autre part que l'eau recueillie en drainage et l'eau extraite par les bougies appartiennent à deux catégories différentes. On peut dès lors supposer que l'eau recueillie en drainage est constituée dans sa plus grande partie de celle qui circule dans la macroporosité, tandis que les bougies poreuses recueilleraient de l'eau circulant plutôt dans la microporosité.

B. Discussion

1° / Rappel des connaissances acquises

De nombreuses expériences ont été réalisées dans le but d'étudier les modalités d'infiltration de l'eau dans les sols à l'aide de traceurs.

Il revient notamment à BIGGAR & NIELSEN (1962) d'avoir proposé une classi-

fication des types d'écoulement caractérisés par leurs "courbes de sortie" (breakthrough-curves). La forme de ces courbes, établies à l'origine par le remplacement total de la solution originelle par une solution marquée, chimiquement ou isotopiquement, devrait, dans l'esprit des auteurs, différencier ce qui revient.

- à la dispersion longitudinale (hydrodynamic dispersion)
- au caractère multidimensionnel de la porosité
- aux échanges avec la matrice solide
- aux phénomènes de précipitation-dissolution, au sein de la solution en déplacement.

Par la suite, les travaux de SIWERTZ (1973), s'appuyant sur ceux de DAY & FORSYTHE (1957), ont permis de caractériser "in situ" cette dispersion hydrodynamique. Ainsi, sur un lysimètre de sol représentatif de la couverture morainique chablaisienne, il a étudié le lessivage d'un "échelon" de tritium par les pluies naturelles.

Bien que l'on puisse faire quelques réserves (cf plus haut JOURDAN & al. 1979) sur la représentativité des circulations de l'eau au sein du lysimètre, par rapport au milieu dit "infini", sans fond ni parois, cette expérience en vraie grandeur a apporté quelques enseignements précieux.

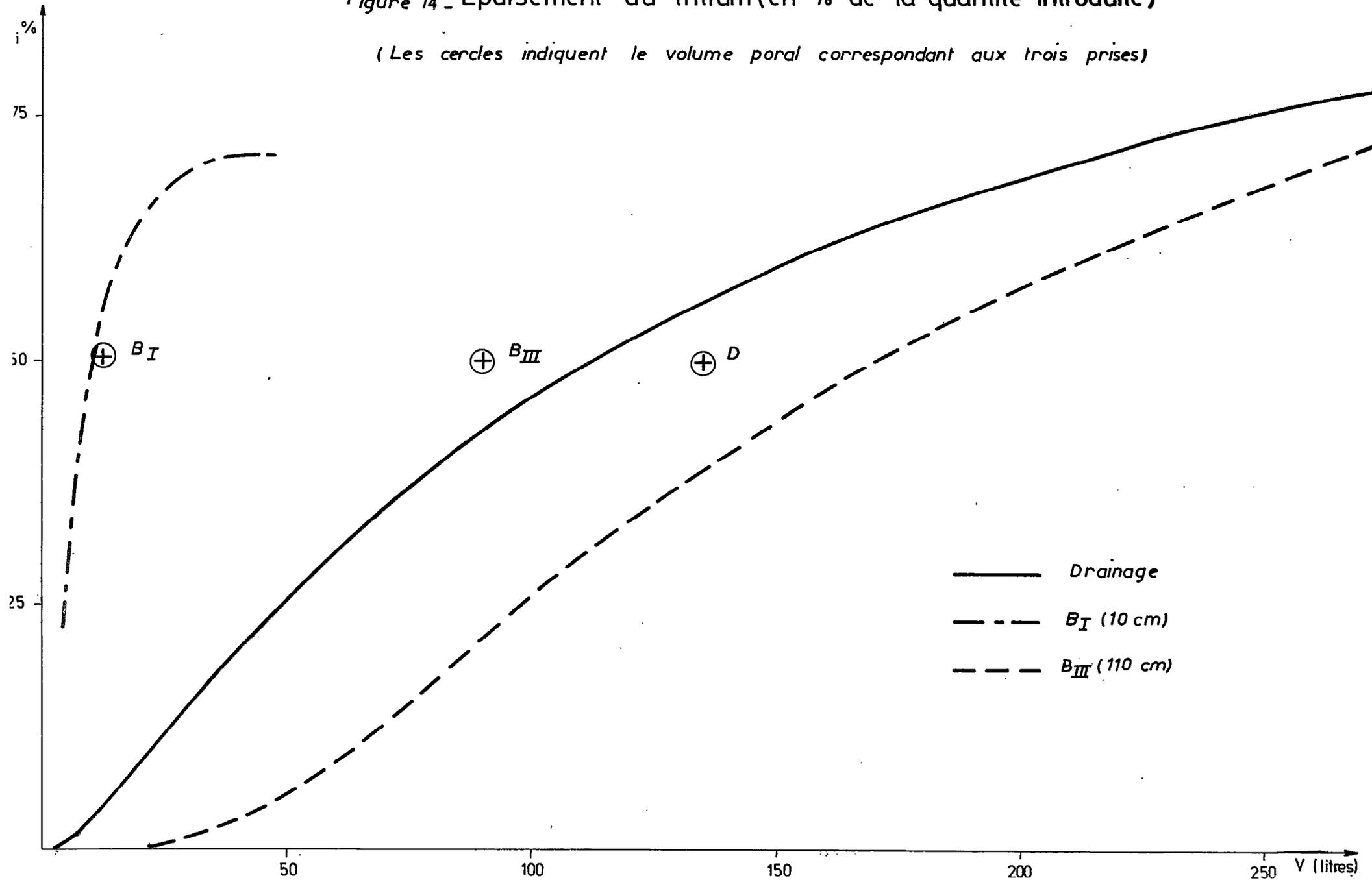
La forme de la courbe de restitution obtenue par SIWERTZ s'apparente à celle d'une courbe de GAUSS, indice, selon l'auteur, "d'un régime de mélange caractérisé par la dispersion des molécules d'eau". Ce "modèle" est valable une grande partie de l'année pendant laquelle le sol est proche de la saturation (hiver-printemps), mais compliqué d'un mécanisme de circulation plus rapide, à mélange réduit, propre à l'état non saturé (été-automne). Notons que cette courbe de restitution "gaussienne" est en fonction directe du volume d'arrosage (pluie).

A l'aide de ce résultat, SIWERTZ a pu calculer le coefficient de dispersion de l'eau traversant le lysimètre et son temps de résidence.

Un point doit être immédiatement souligné : ces résultats homogènes ont été obtenus sur des résines ou des sols présentant une faible hétérogénéité, à matrice relativement grossière. Dans le cas où le sol est plus structuré, avec une matrice fine susceptible de retenir une part importante de l'eau contenue dans le sol, divers auteurs ont fait appel à la partition de l'eau du sol en deux domaines, dont l'un serait plus ou moins stagnant (eau "immobile"), mais susceptible d'échanger solutés, et donc traceurs, avec l'eau dite "mobile".

Figure 14 - Epuisement du tritium (en % de la quantité introduite)

(Les cercles indiquent le volume poral correspondant aux trois prises)



C'est ce qu'a utilisé GAUDET (1978), tout en remarquant que si ce concept permettait assez bien d'interpréter les courbes de sortie de ses expériences, il n'était pas suffisant dans le cas des mesures effectuées au sein de la colonne, confirmant ainsi les résultats de JEGAT (1975). La courbe de sortie intègre donc les différentes instabilités qui se produisent dans la colonne, en fournissant une moyenne donnant l'allure d'une dispersion relativement homogène.

Dans une expérience du même type que la nôtre mais légèrement différente dans son principe (monolithe sans fond, "in situ"), sur un sol sableux (sierozem) du Sud Tunisien, ARANIOSSY (1978), obtient dans une bougie poreuse implantée à 10 cms de profondeur, un signal précoce dont la valeur est très proche de la concentration de l'injection d'eau tritiée ($C/C_0=0,8$). Il en conclut qu'en se basant sur le seul tritium, le remplacement de l'eau de l'horizon supérieur est quasi-total. Obtenant cependant un résultat différent avec l'oxygène 18, cet auteur en conclut que le tritium se déplacerait en restant concentré dans la phase mobile qui serait justement captée en priorité par la bougie poreuse (!).

On voit donc encore s'enrichir l'éventail des porosités à définir pour obtenir un modèle acceptable de la circulation de l'eau. L'effluent recueilli au drainage et l'eau des bougies poreuses ne seraient donc que des mélanges complexes d'eaux circulant dans deux, trois ou plus, classes de porosité.

2°/ Analyse de l'expérience

Nous disposons (tableau VII) de la variation de concentration en tritium (UT), dans le drainage et deux des bougies de prélèvement, et nous pouvons calculer, pour le premier les quantités cumulées de tritium lessivées par l'arrosage à l'eau de la Medjerda, en nanocuries, obtenues par le produit de la teneur en UT par le volume drainé en litres par la formule

$$\Sigma nCi = 3,193 \cdot 10^{-3} \int_0^t X_{UT} \cdot V_{D1} \cdot dt$$

a. Restitution cumulée du tritium

La figure 14 présente les courbes obtenues directement par le calcul ci-dessus pour le drainage et pour les bougies, en affectant arbitrairement à la bougie située à 10 cms (B-1) un volume drainé constant égal au volume d'arrosage unitaire diminué de l'évaporation calculée, soit 4,230 l, et à l'autre bougie (B-3), le volume effectivement drainé à la base du monolithe.

D'après les courbes de NIELSON & BIGGAR, la courbe de drainage (D) évoque une dispersion longitudinale liée à une large distribution des vitesses. En effet la courbe passe au-dessus du point représentant la restitution de 50 % du traceur pour un volume poral. La courbe se trouve donc décalée à gauche, que l'on prenne d'ailleurs 135 ou 147 l de volume poral total.

Il en est de même pour la bougie B-I, quoique l'épuisement y soit nettement plus rapide. Mais si l'on tient compte du volume réel de la porosité de la tranche concernée, soit environ 9 l pour 0-10 cms, la courbe passe très près de ce point, ce qui prouverait que dans cette tranche la dispersion est prépondérante.

Pour la bougie B-3, au contraire, la courbe est très fortement décalée à droite, ce qui, pour NIELSEN & BIGGAR, correspondrait à une perte de soluté par échange ou précipitation, ce qui est pratiquement exclu pour le tritium qui reste intégré à la molécule d'eau. On observe par ailleurs que l'allure des courbes du drainage et des bougies conduirait vraisemblablement à une restitution complète du traceur, défalquée de la quantité évaporée au début du lessivage. (voir plus loin III-C-2-b) si on avait suffisamment prolongé l'expérience.

Néanmoins, on a vu que des différences de comportement entre effluent et mesure ponctuelle au sein de la colonne de sol ont déjà été notées (JEGAT, op. cité).

b. Variation de la concentration en fonction du volume drainé

L'examen des courbes de la figure 12 appelle plusieurs remarques :

- tout d'abord elles apparaissent toutes trois très dissymétriques; faute de prélèvements plus serrés en début d'expérience, nous n'observons que la branche descendante pour la bougie B-I,
- il serait possible de les interpréter comme le seul résultat de la dispersion hydrodynamique incluant plusieurs vitesses de pore comme dans les expériences de DAY & FORSYTHE sur colonnes de sols ou celle de SIWERTZ, sur lysimètre "in situ", mais cela conduirait à des valeurs aberrantes du nombre de Peclet.
- on observe aussi que si la bougie B-1 affiche très rapidement des concentrations assez élevées, qui ne dépassent pas cependant 20 % de la concentration de la solution tritiée injectée, la courbe de la bougie B-3, pourtant située à peu près aux 2/3 du monolithe, est fortement retardée par rapport à celle du drainage, situé plus bas, et ce nettement plus dans le temps (30 jours au lieu de 7 pour le maximum) que dans la valeur de ce maximum (1100 UT contre 1600).

Figure 14B - Evolution du tritium (UT) en fonction du log du volume drainé

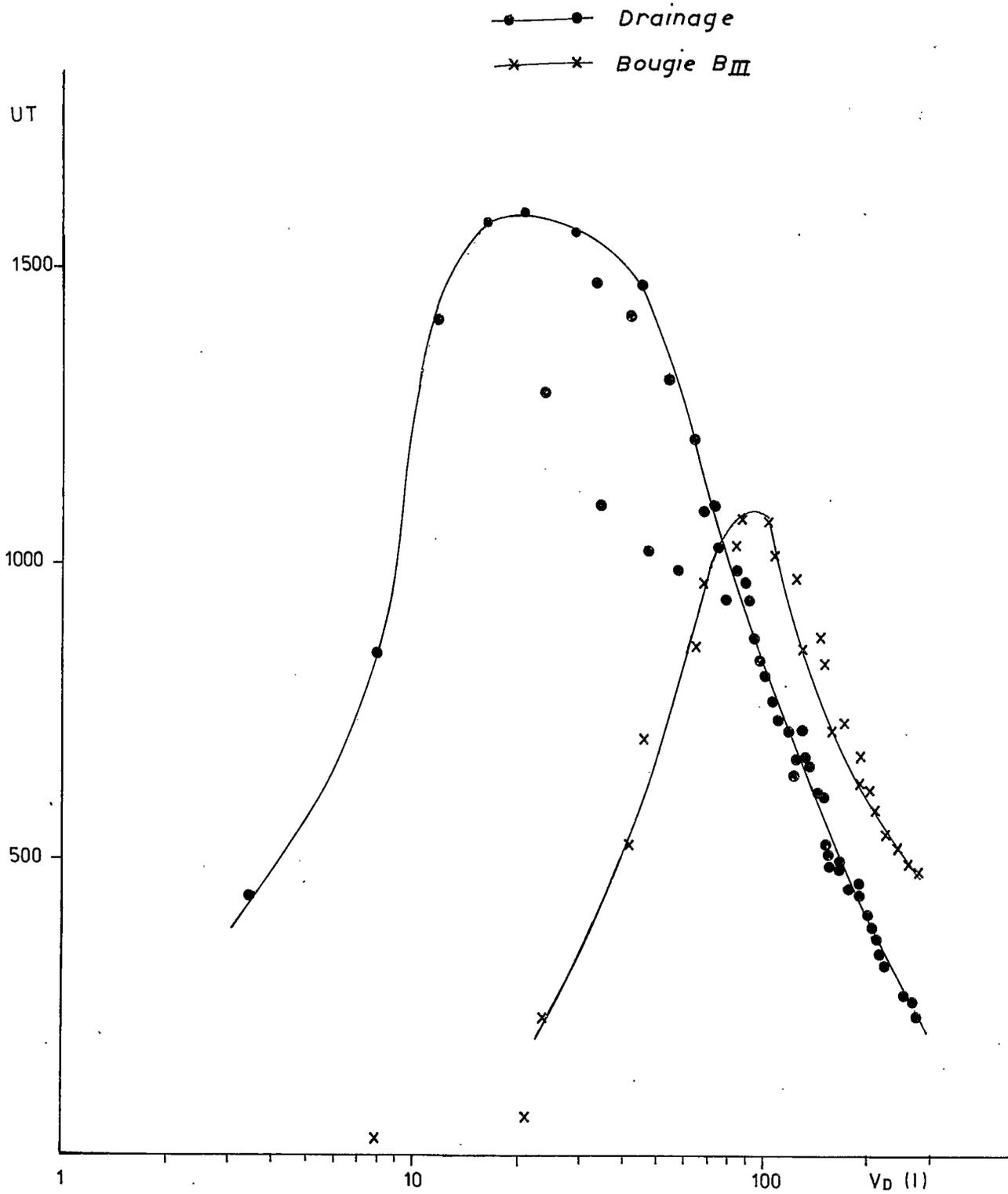
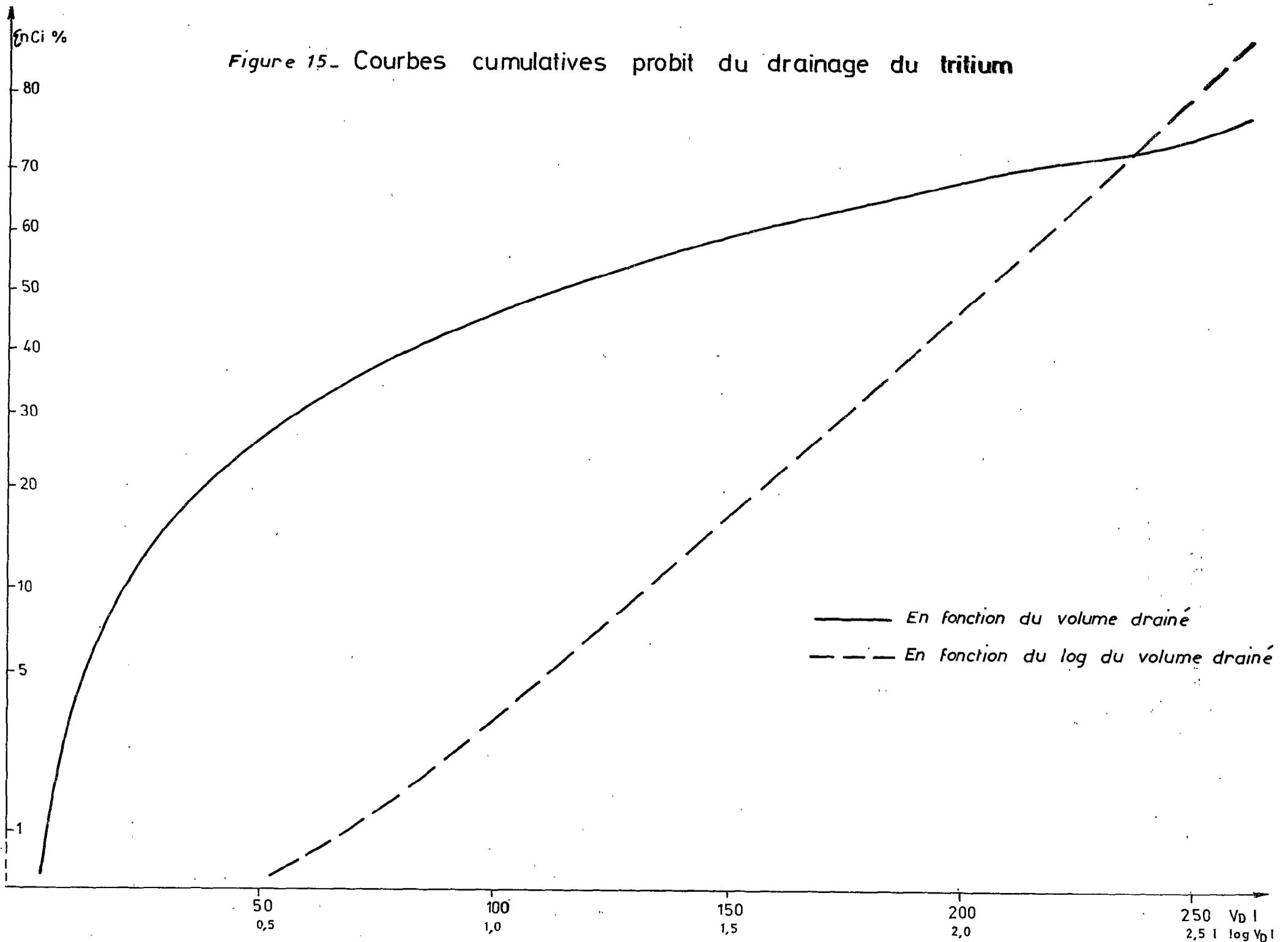


Figure 15. Courbes cumulatives probit du drainage du tritium



Pour le premier point, si l'on se reporte aux études citées, les auteurs ont obtenu des courbes de sortie d'allure "gaussienne" expliquées par un phénomène dominant de dispersion longitudinale, la "vague" de traceur se diluant d'autant plus fortement que le trajet parcouru est plus long. Notons que ce résultat est assez semblable à celui que l'on obtient en faisant l'hypothèse d'un mélange homogène par couche (voir plus loin).

L'intérêt de la courbe de GAUSS en fonction linéaire du volume ou du temps est de permettre le calcul d'un coefficient de dispersion ou d'un index caractéristique du type de sol, et, semble-t-il, indépendant du débit de circulation de l'eau (DAY & FORSYTHE, op. cité).

On soulignera cependant une nouvelle fois que ces résultats n'ont été obtenus que sur des résines monodimensionnelles ou des sols légers.

Dans notre cas on peut également obtenir une courbe "gaussienne", mais seulement en prenant comme abcisse le logarithme du volume arrosé ou drainé (figure 14-B), ce qui est confirmé par la droite de probabilité de la figure 15.

L'interprétation de nos résultats nécessite donc de faire certaines hypothèses :

- partition de l'eau du sol en eau "mobile" et en "immobile",
- existence de plusieurs domaines de vitesses de pore très différentes,
- influence de la diffusion moléculaire,

ce qui pourrait se ramener au cas général d'un modèle à deux régions avec interaction faible (SKOPP & al. 1981).

En effet, les courbes cumulatives théoriques calculées par ces auteurs peuvent être comparées aux nôtres. Ce rapprochement montrerait que l'interaction est nettement plus forte dans la bougie B-3 que dans le drainage, mais existe encore dans ce dernier.

Tout se passerait donc comme si, l'eau du sol étant répartie en deux domaines distincts, l'un contenant l'eau libre qui peut circuler à des vitesses différentes suivant les dimensions des pores et la succion, l'autre contenant une eau plus ou moins liée qui échangerait du tritium avec la précédente.

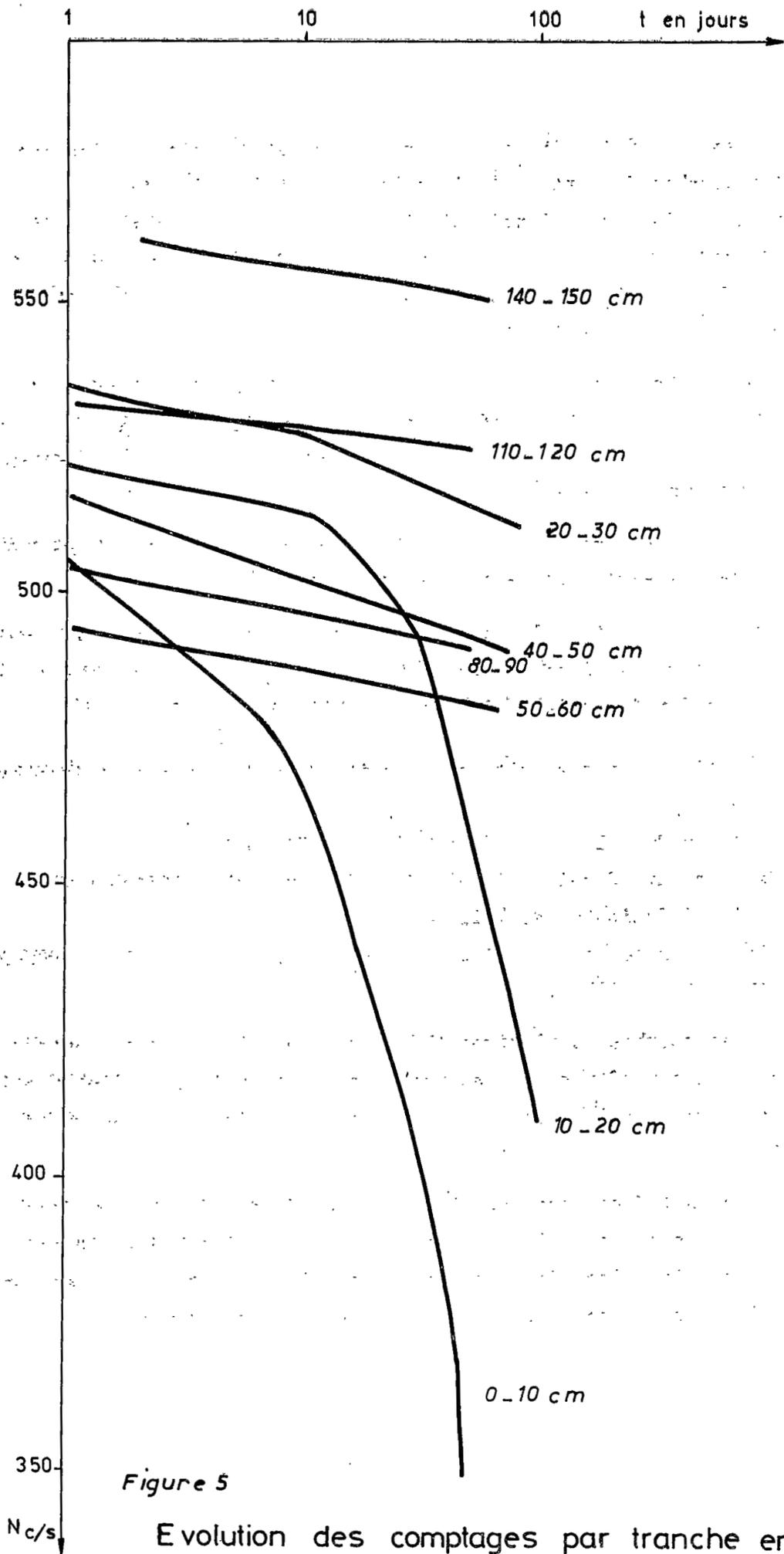


Figure 5

Evolution des comptages par tranche en fonction du temps

En tout lieu du monolithe, cette eau immobile s'enrichirait donc d'abord en tritium au contact de l'eau libre, puis le recèderait à cette dernière après qu'elle ait vu sa teneur diminuer sous l'effet de la dispersion, sous l'influence des arrosages à l'eau non tritiée. Il est donc probable que les prélèvements dans les bougies sont plus représentatifs que le drainage de cette fraction "immobile".

Une modélisation basée sur ces principes devrait donc permettre d'approcher une estimation des volumes respectifs de ces deux catégories d'eau.

On sait cependant que la contribution relative de ces deux domaines est sous la dépendance de la succion appliquée à la bougie de prélèvement (FRESLON 1980). Il ne paraît donc pas possible d'assigner à priori à la bougie poreuse un domaine bien défini. Dans le monolithe les prélèvements ont été généralement faits avec une dépression de 400 mbar, ce qui situerait la dimension minimum des pores concernés entre 3 et 5 microns selon la loi de JURIN.

Enfin, une troisième cause de déformation de la courbe de sortie pourrait résulter de l'hétérogénéité relative du monolithe. On a en effet remarqué (figure 4) qu'une zone de plus forte compacité, confirmée par les mesures de densité apparente du profil voisin, semble se situer aux environs de 50 cm de profondeur. Il est à cet égard regrettable que la bougie implantée à cette cote n'ait pas fonctionné.

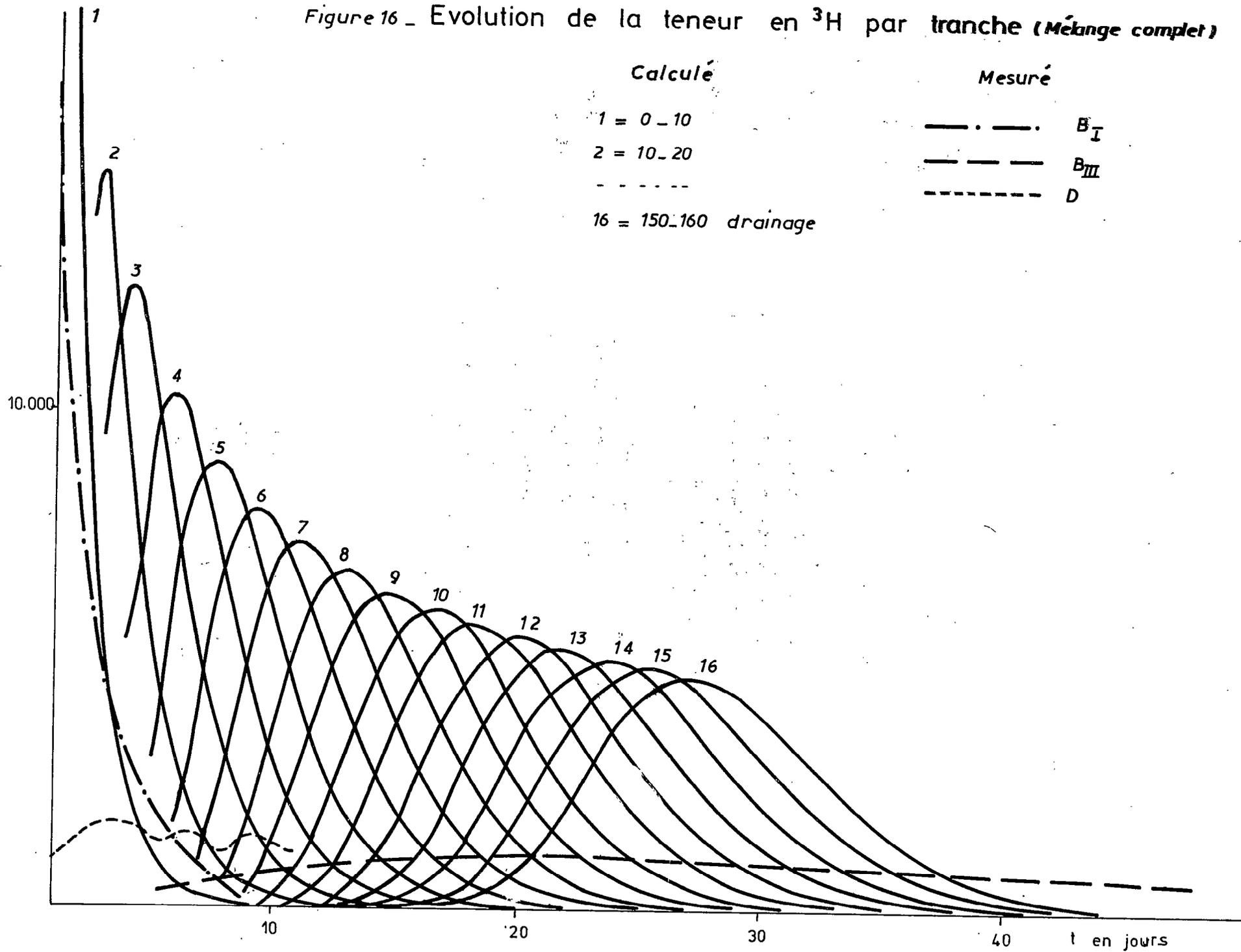
On peut espérer qu'une expérience similaire, mettant en jeu des prélèvements plus rapprochés dans le temps et dans l'espace, permettrait de mieux approcher des limites de ces deux domaines hydriques schématiques.

De plus, si l'on retient l'hypothèse d'une contribution de la diffusion moléculaire, on devra tenir compte des résultats de WANG & al. (1953) et NAKAYAMA & al. (1963), qui évaluent à $2,44 \cdot 10^{-5}$ cm²/s au maximum le coefficient de diffusion de l'eau tritiée dans l'eau pure.

C. Modélisation

La forme de la courbe de sortie de la figure 12 pour le drainage montre que l'on se trouve dans le domaine fixé par BIGGAR et NIELSEN dans lequel le phénomène prépondérant semble être la dispersion hydrodynamique, à l'exclusion de phénomènes d'échanges avec la matrice solide, ce qui serait peu probable avec le tritium.

Figure 16 - Evolution de la teneur en ^3H par tranche (Mélange complet)



1° / Modèles de mélange simples

Les expériences menées sur lysimètre avec des bougies poreuses implantées à différentes profondeurs, par exemple à 20, 40, 60, 100, 140 cm dans l'expérience de FRESLON (1980), ou sur des colonnes de sol découpées en fin d'expérience, pour lesquelles il existe de nombreuses références, permettent généralement de mettre en évidence l'effet d'amortissement du traceur chimique ou isotopique injecté, à mesure qu'il traverse le milieu poreux sous l'influence de lessivages naturels ou d'irrigations.

Nous référant à ces résultats, on peut imaginer que le monolithe est le siège de phénomènes de dispersion identiques modulés par sa perméabilité plus faible en raison de sa texture très argileuse.

Si nous choisissons donc une épaisseur arbitraire de tranche unitaire de sol, ici 10 cm, on examinera ce que donneraient des mélanges plus ou moins parfaits entre l'eau d'arrosage, tritiée puis non tritiée, à l'eau du sol, le calcul étant fait à la sortie de chaque tranche et à la fin, pour le drainage. Nous comparerons ensuite ces valeurs aux mesures réalisées.

Avec l'hypothèse d'un mélange complet dans chaque tranche, compte tenu de l'alternance des phases d'arrosage diurne et de ressuyage nocturne, le signal se transmet bien de couche en couche en s'étalant (figure 16). On remarque cependant que les valeurs mesurées, tant à 10 et 110 cm dans les bougies qu'au drainage, sont très différentes des valeurs calculées, et que les maxima sont très décalés en temps. La combinaison d'un effet piston discontinu avec un mélange complet ne peut donc expliquer les résultats de l'expérience.

Si l'on tient compte de l'arrivée précoce du tritium dans le drainage (39 UT) alors que l'on n'a pas encore appliqué d'eau d'irrigation pour pousser le traceur, on doit tenir compte d'une circulation rapide, qui dans ce cas affecterait 0,018 l de la solution tritiée (439 UT x 3,45 l/80000 UT).

Figure 17 : Schéma de la circulation de l'eau par tranche.
(mélange partiel)

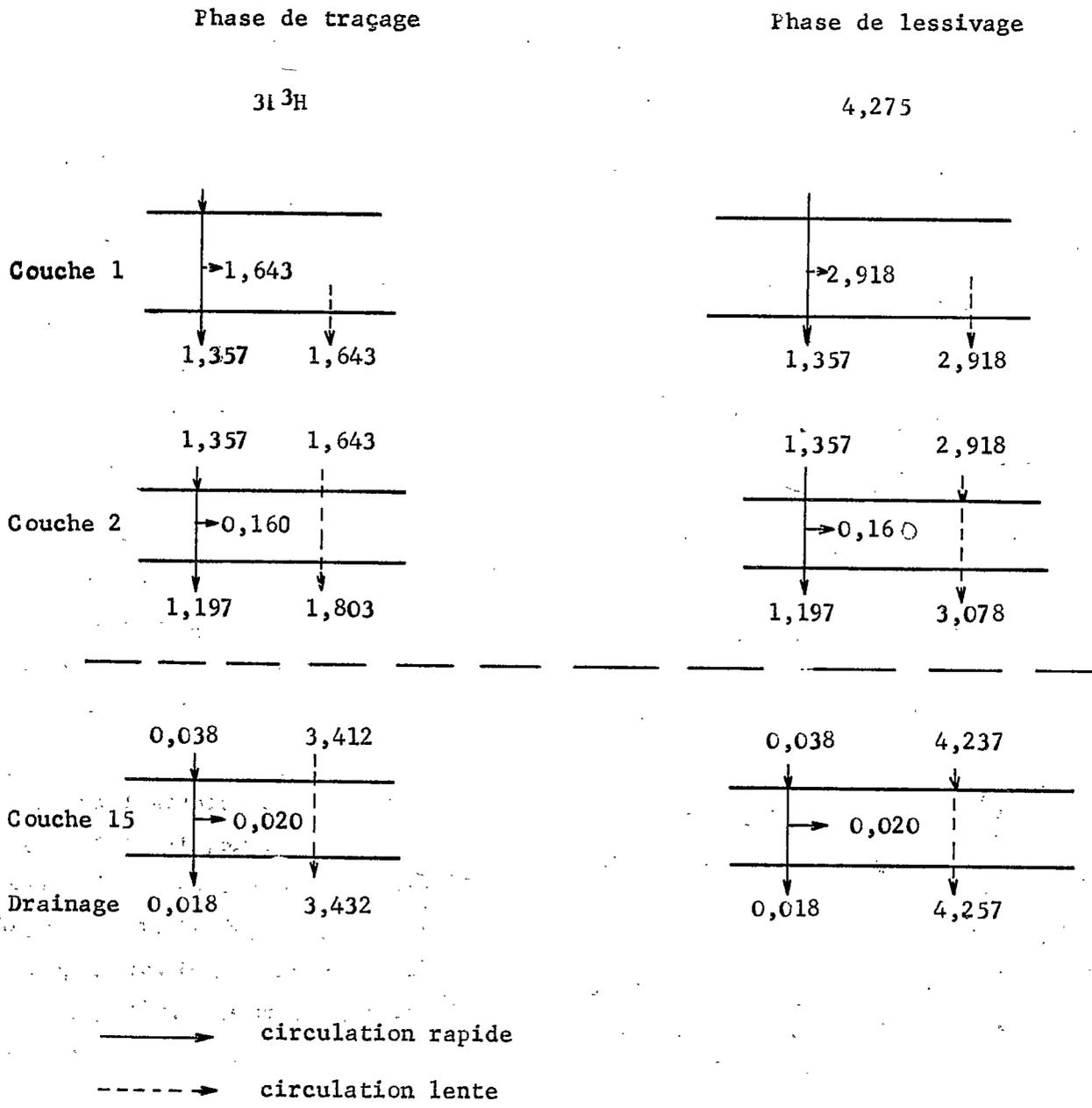
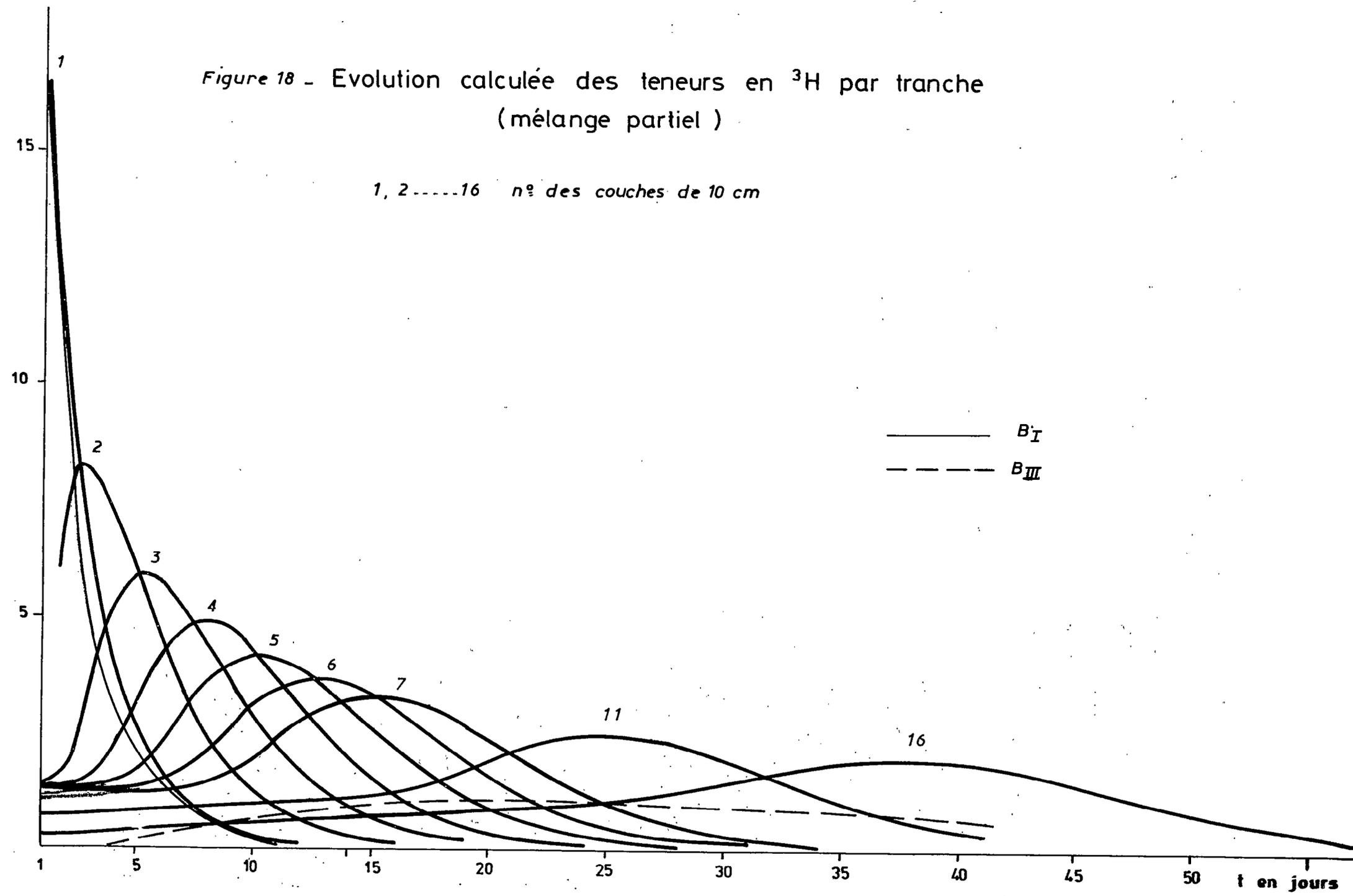


Figure 18 - Evolution calculée des teneurs en ^3H par tranche
(mélange partiel)

1, 2 16 n° des couches de 10 cm



On sait par ailleurs qu'au bout de 15 heures environ, la bougie située à 10 cms de profondeur a recueilli une solution à 16430 UT. Si l'on affecte cette valeur à la couche 0-10, on peut calculer que 1,643 l de la solution tritiée à 80000 UT s'est mélangée aux 8 l d'eau de cette couche et que 1,357 l se sont écoulés au-dessous. Compte tenu des 0,018 l écoulés dans le drainage et considérant que l'écoulement est proportionnel à la distance, le schéma serait le suivant (figure 17):

- dans la première phase (arrosage à l'eau tritiée), la couche 0-10 reçoit 1,643 l à 80000 UT qui se mélangent à 6,357 l à 26 UT; elle cède naturellement à la couche sous-jacente 1,643 l à 26 UT
- dans la seconde phase (arrosage à l'eau d'irrigation à 12 UT), cette couche reçoit 4,275 l (compte tenu d'une évaporation de 5 %) d'eau à 12 UT, dont 1,357 l passe dans les autres couches et 2,918 l se mélangent à 5,082 l de la solution obtenue le jour précédent, etc...
- la couche 10-20 reçoit dans la première phase 0,160 l d'eau à 80000 qui se mélangent à 7,840 l d'eau à 26 UT, et ensuite 0,160 l d'eau à 12 UT, 2,918 l provenant de la couche supérieure qui se mélangent à 4,922 l de la couche 10-20 cm.

Les résultats obtenus, bien que meilleurs que dans l'essai précédent, ne sont encore vraiment valables que pour la couche 0-10; pour la couche 100-110, le décalage dans le temps est plus faible (25 au lieu de 22 jours pour le maximum, 2450 UT au lieu de 1100) mais les formes de courbes sont dissemblables (figure 18).

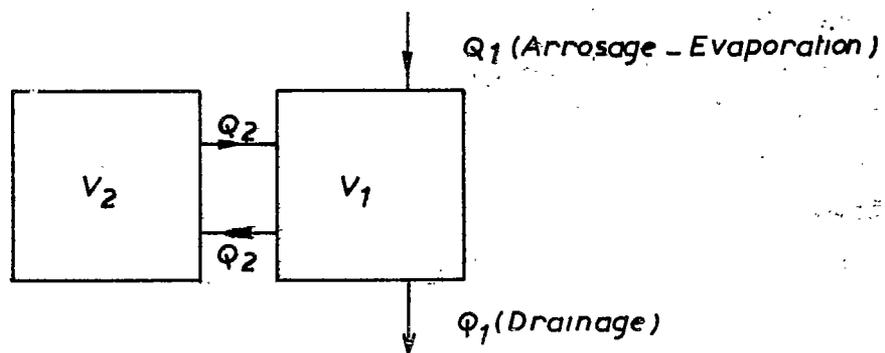
Quant au drainage, il apparaît encore très décalé surtout en temps, sinon en valeur. Il est donc probable que les mesures faites dans les bougies correspondent à un type de circulation différent de celui du drainage. Pour ce dernier, il est nécessaire de rechercher un modèle différent, comportant un temps de mélange beaucoup plus court que ce qui était proposé ci-dessus.

2°/ Essai d'un modèle à deux compartiments

a. Principe

Pour interpréter cette expérience, nous avons utilisé le modèle conceptuel suivant (figure 19). Le système est constitué de deux compartiments où les mélanges sont supposés parfaits et instantanés. Seul le compartiment 1 est en relation

Figure 19 - Schéma du modèle à 2 compartiments



avec l'extérieur pour l'alimentation et le drainage (de débit Q_1 en régime permanent). Le compartiment 2 échange un débit Q_2 avec le compartiment 1. Nous établirons d'abord l'expression de la réponse impulsionnelle de ce système.

Si $r = Q_1/(Q_1 + Q_2)$, une fraction r des molécules entrant dans le système le quittera définitivement après un passage dans le compartiment 1 et sans passer par le compartiment 2. La fraction restante $(1 - r)$ après un passage dans le compartiment 2 reviendra nécessairement dans le compartiment 1 et de nouveau une fraction r de cette fraction $(1-r)$ sortira définitivement du système après deux passages dans le compartiment 1 et un passage dans le compartiment 2. Plus généralement, une fraction $r(1 - r)^n$ quittera définitivement le système après $(n + 1)$ passages dans le compartiment 1 et n passages dans le compartiment 2. (On remarquera que

$$\sum_{i=0}^{i=\infty} r(1 - r)^i = 1$$

Dans un compartiment bien mélangé les temps de séjour des molécules sont distribués selon une loi exponentielle (Bolin et Rodhe, 1973). Pour le compartiment 1, c'est une loi de paramètre $\rho_1 = (Q_1 + Q_2)/V_1$. Le temps de séjour correspondant à n passages dans le compartiment 1 sera une variable aléatoire somme de n variables aléatoires distribuées selon une loi exponentielle de paramètre ρ_1 , donc distribuée selon une loi gamma (Haan 1977)

$$f(t) = \frac{\rho_1^n t^{n-1} e^{-\rho_1 t}}{(n-1)!}$$

Cette loi ne s'applique qu'à une fraction $r(1-r)^{n-1}$ des molécules. Globalement, la fonction densité de probabilité des temps de séjour dans le compartiment 1 sera donc

$$f_1(t) = \sum_{n=1}^{n=\infty} r(1 - r)^{n-1} \frac{\rho_1^n t^{n-1} e^{-\rho_1 t}}{(n-1)!} = r \rho_1 e^{-r \rho_1 t}$$

En ce qui concerne le compartiment 2 dont la constante est $\rho_2 = \frac{Q_2}{V_2}$, on raisonnera de la même façon pour les temps de séjour non nuls

$$f_2(t) = \sum_{n=2}^{n=\infty} r(1 - r)^{n-1} \frac{\rho_2^{n-1} t^{n-2} e^{-\rho_2 t}}{(n-2)!} = r(1 - r) \rho_2 e^{-r \rho_2 t}$$

mais on remarquera que la probabilité pour que le temps de séjour dans le compartiment 2 soit nul est égal à r (fraction des molécules quittant le système sans passer par le compartiment 2). La fonction de répartition des temps de séjour dans le compartiment 2 est donc égale à

$$F_2(t) = r + \int_0^t f_2(\tau) d\tau = 1 - (1 - r)e^{-r\rho_2 t}$$

La fonction de répartition des temps de séjour dans le système (compartiments 1 et 2) s'obtient alors par convolution :

$$F(t) = \int_0^t f_1(\tau) F_2(t - \tau) d\tau$$

et l'on peut en déduire, par dérivation, la fonction densité de probabilité des temps de séjour des molécules dans le système

$$f(t) = \frac{r\rho_1}{(\rho_1 - \rho_2)} \left[(\rho_1 r - \rho_2) e^{-r\rho_1 t} + \rho_2 (1 - r) e^{-r\rho_2 t} \right]$$

Cette fonction peut également être interprétée comme la réponse impulsionnelle du système. C'est, à un facteur multiplicatif près, la concentration en traceur à la sortie du système au temps t si l'injection instantanée de traceur a eu lieu au temps 0, le régime d'écoulement demeurant permanent.

b. Résultats

Nous avons ajusté cette courbe théorique aux valeurs expérimentales c'est-à-dire déterminé les paramètres r , ρ_1 et ρ_2 par une méthode de moindres carrés, d'une part en imposant l'évaporation mesurée (A) d'autre part en faisant également de l'évaporation un objet d'ajustement (B).

Dans le cas (A) il vient

$$\begin{aligned} r &= 0,0111 \\ &= 1,76 \text{ j}^{-1} \\ &= 48,8 \text{ j}^{-1} \end{aligned} \quad \text{soit} \quad \begin{aligned} Q_2/Q_1 &= 89,1 \\ V_2/V_1 &= 0,036 \end{aligned}$$

l'évaporation mesurée étant de 5 % environ.

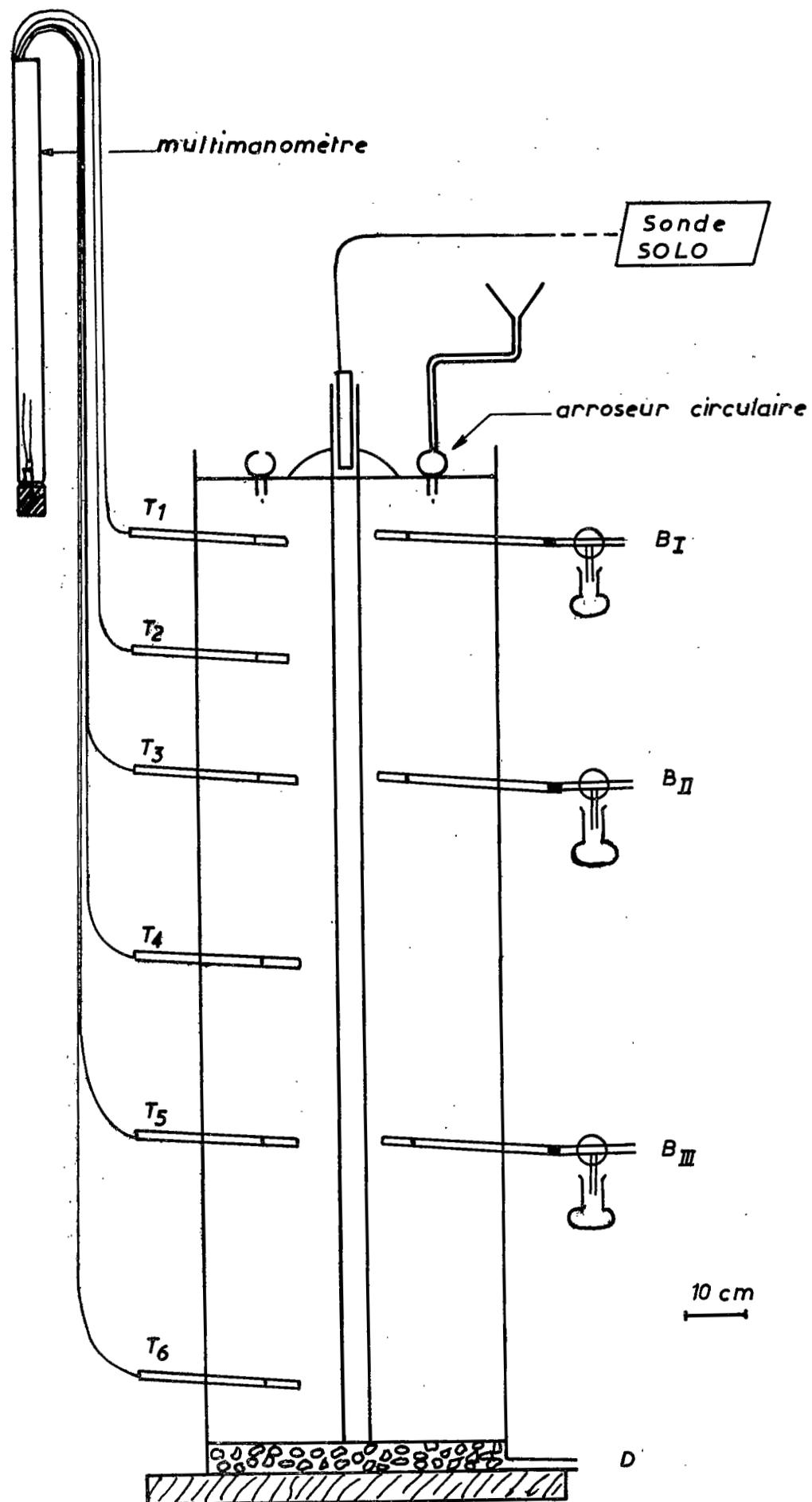


FIGURE 1. Schéma du monolithe
 T₁ à T₆ tensiomètres
 B_I à B_{III} bougies de prélèvement

Dans le cas (B) il vient

$$\begin{aligned} r &= 0,0109 \\ &= 2,08 \text{ j}^{-1} \\ &= 44,9 \text{ j}^{-1} \end{aligned} \quad \text{soit} \quad \begin{aligned} Q_2/Q_1 &= 90,7 \\ V_2/V_1 &= 0,046 \end{aligned}$$

l'évaporation calculée étant de 15 % environ.

L'ajustement (B) est meilleur que l'ajustement (A). La contradiction entre évaporation mesurée et calculée n'est qu'apparente puisque l'on mesure l'évaporation de l'eau pendant toute l'expérience alors que le calcul concerne le traceur qui a pu subir, en particulier au début de l'expérience, une évaporation plus intense.

Effectivement, si l'on retient comme évaporation moyenne 6 %, soit 0,270 l pour 4,5 l infiltrés, on peut calculer une estimation du tritium évaporé en début d'expérience, soit pendant la période où la couche supérieure est relativement riche, ce qui nous est indiqué par les prélèvements de la bougie B-1. Pour ce calcul on a interpolé des valeurs journalières entre les dates de mesures effectives.

On trouve ainsi que 46 nanocuries peuvent avoir été perdues le jour même du traçage, puis respectivement 14-8,6-5-2,7-1,9-0,9 et 0,5, en s'arrêtant au 7^{ème} jour, date à laquelle la concentration de la tranche supérieure s'abaisse au-dessous de 1000 UT. Le total estimé se monte ainsi à 80 nCi, soit environ 10 % de la quantité injectée, ce qui est loin d'être négligeable.

Notons que ceci permet d'estimer à 86 % ($620/(803 - 80)$), la quantité de tritium effectivement récupérée après un arrosage de 282 l, contre 77 % calculée précédemment.

Mais si ce bilan plus élevé que l'évaporation courante du monolithe, que l'on a examinée avant, est valable pour le traceur, il ne permet pas d'admettre à coup sûr une valeur de 15 % pour l'évaporation globale.

Ainsi pour un volume total estimé à 118 l, la zone à circulation rapide, que l'on appellera provisoirement "macroporosité", serait dans ce cas de 112 l, pour seulement 6 l pour la microporosité, ce qui dès l'abord semble paradoxal pour ce sol argileux.

Cependant, il faut remarquer que le modèle donne bien une réponse calculée très proche de ce qui a été mesuré (figure 20).

On notera que ces calculs sont basés sur les proportions de V_1 et V_2 données par l'ajustement, et que ce modèle ne vaut que pour le phénomène de dispersion longitudinale. Ce que l'on appelle ici "microporosité" ne correspondrait en fait qu'à la couche d'eau extérieure susceptible de se déplacer plus facilement que l'eau plus énergiquement liée à la matrice solide.

Ainsi, une autre partie de la microporosité, qui serait l'eau proprement "immobile", interviendrait par le biais de phénomènes d'échange avec la précédente.

Il s'avère donc que l'approche par le seul drainage, sans tenir compte de ce qui a été mesuré dans les bougies, ne saurait permettre une définition claire et précise des divers domaines de porosité du monolithe. On recourra donc ultérieurement à une fragmentation du modèle par couche en tenant compte des mesures effectuées dans les bougies.

CONCLUSIONS

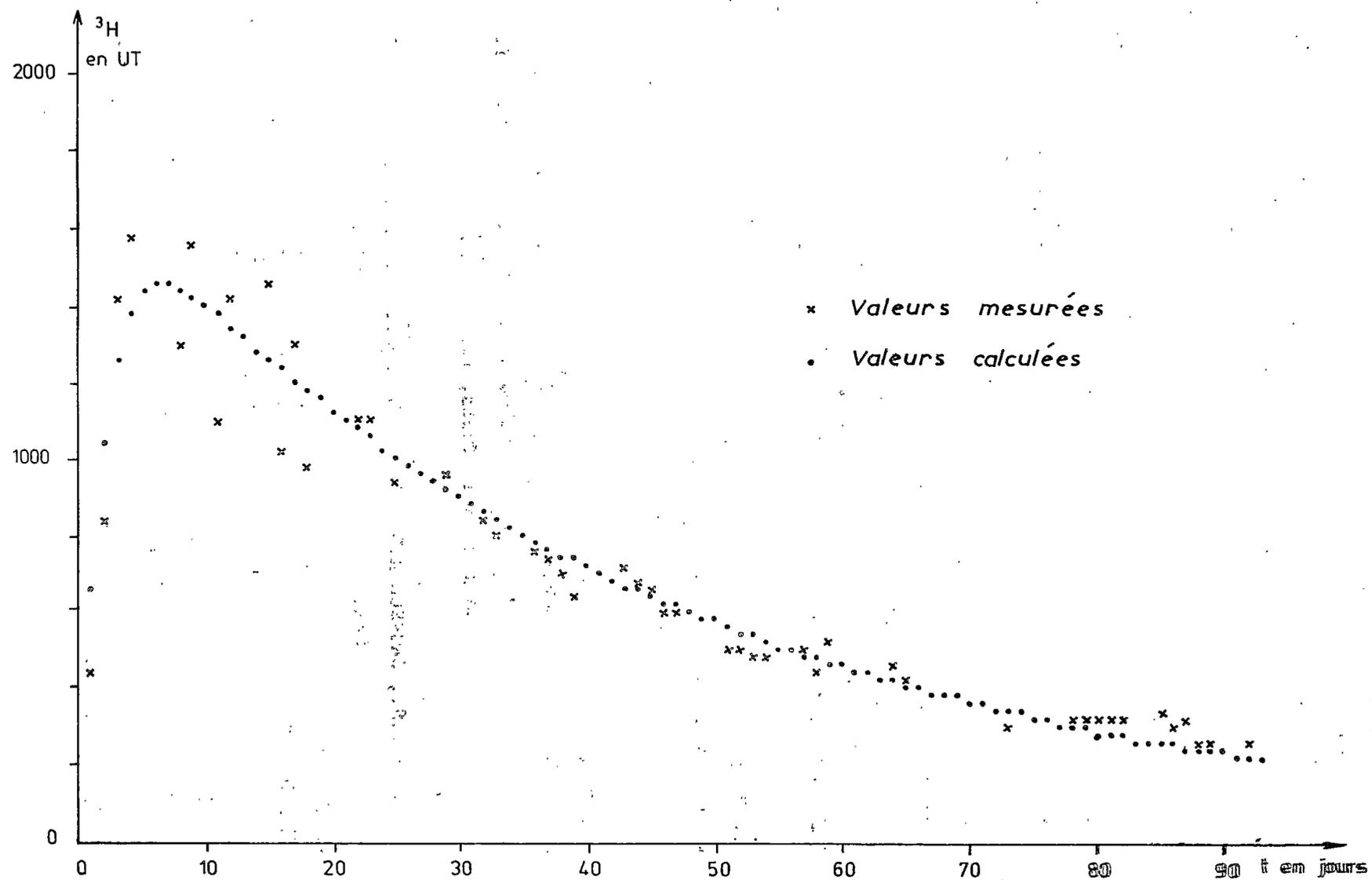
L'équipement neutrono-tensiométrique d'un monolithe de sol non perturbé d'échelle métrique se révèle un outil intéressant pour l'étude de la dynamique de l'eau et des solutions salines dans un contexte s'approchant d'aussi près que possible de la circulation "in situ".

La réalisation simple de bilans arrosage-drainage permet de caler avec plus de certitude les étalonnages neutroniques. L'équipement doit cependant être complété si l'on veut suivre avec précision les variations temporo-spatiales de la teneur en eau et des flux à différentes profondeurs.

Le traçage isotopique a mis en évidence l'existence de transits rapides liés à la porosité complexe de ce type de sol. Cependant la modélisation testée dans ce rapport bien que fournissent un bon accord entre concentrations mesurées et calculées, au niveau du drainage, ne permet pas encore de définir différentes classes de porosité caractérisées par des volumes et des flux acceptables.

Figure 20:

Comparaison des valeurs mesurées et calculées par le modèle



BIBLIOGRAPHIE

- ARANIOSSY J.F. 1978. - Contribution à l'étude des transferts d'eau et de solutés dans la zone non saturée par traçage cationique et isotopique. Thèse 3è cycle Univ. P. & M. CURIE, Paris VI, 132 p., ann.
- BOLIN B., RODHE H. 1973. - A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus*, 25, pp.53-62.
- FRESLON M. 1980. - Transferts d'eau et de solutés dans un loess sous climat méditerranéen. Thèse 3è cycle, Paris VI, 223 p.
- GAUDET J.P. 1978. - Transferts d'eau et de solutés dans les sols non saturés. Mesures et simulation. Thèse Etat, Grenoble, 246 p.
- HAAN C.T. 1977. - Statistical methods in hydrology. Iowa State Univ. Press. Ames, p. 76.
- JOURDAN O., MARINI P., VILLEMEN P. 1979. - Etude des conditions particulières de la migration de l'eau en lysimètre : application au type monolithique. *Bull. GFHN*, n° 6, pp.35-51.
- MECHERGUI M. 1980. - Etude dynamique de l'eau dans le sol dans les conditions naturelles par les méthodes tensiométriques et neutroniques. Mem. fin d'études INAT, Tunis, 129 p. ann.
- NAKAYAMA F.S., JACKSON R.D. 1963. - Diffusion of tritiated water in soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 26, pp.107-111.
- NIELSEN D.R., BIGGAR J.W. 1962. - Miscible displacement : III Theoretical consideration. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, 26, pp.216-221.
- RHOADES J.D., INGVALSON R.D. 1971. - Determining salinity in field soils with soil resistance measurements. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, 35, pp.54-60.

- RHOADES J.D., RAATS P.A.C., PRATHER R.J. 1976. - Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content and surface conductivity. Soil Sc. Soc. Amer. Proc. 40, pp.651-655.
- SIWERTZ E. 1973. - Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène 18 de l'infiltration sur lysimètre et le bassin de Thonon. Thèse 3^e cycle, Paris VI, 170 p. ann.
- SKOPP J., GARDNER W.R., TYLER E.J. 1981. - Solute movement in structured soils : two-region model with small interaction. Soil Sc. Soc. Amer. J. 45, pp.837-842.
- SUSINI J., LOYER J.Y. 1978. - Réalisation d'un ensemble automatique pour la mesure en continu et "in situ" du pH, de Eh et du pNa du sol. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., XVI, 4, pp. 425-438.
- TYLER D.D., THOMAS G.W. 1981. - Chloride movement in undisturbed soil columns. Soil Sc. Soc. Amer. J., 45, pp.459-461.
- UNESCO 1970. - Recherche et formation en matière d'irrigation à l'eau salée. Tunis, CRUESI.
- VACHAUD G., VAUCLIN M., COLOMBANI J. 1981. - Bilan hydrique dans le Sud Tunisien I. Caractérisation expérimentale des transferts dans la zone non saturée. J. Hydrol., 49, pp.31-52.
- VIEILLEFON J., ZANTE P. 1981. - Etude du régime hydrique et de la salure en périmètre irrigué sur sol gypseux salé. ORSTOM-DRES Tunis E-S190, 101 p.
- WANG J.A., ROBINSON C.V., EDELMAN I.S. 1953. - Self diffusion and structure of liquid water. J. Amer. Chem. Soc., 75, pp.466-470.