

ORSAY  
n° d'ordre : 127

*Δg Orsay (1986) 204*

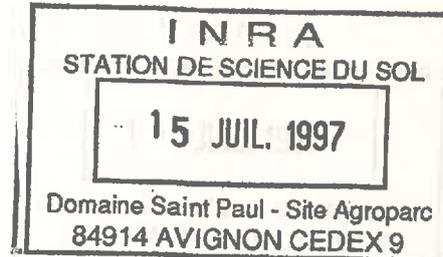
*Kourent B*

TH-HB37

UNIVERSITE DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

THESE



présentée  
Pour obtenir

le titre de DOCTEUR en Sciences

PAR

Claudine COLIN KACZALA



Sujet : PROFILS ISOTOPIQUES ( $^{18}\text{O}$  ET  $^2\text{H}$ ) DE FLUIDES (EAU LIQUIDE, VAPEUR ET  $\text{CO}_2$ ) DE LA ZONE NON SATURÉE SOUS CLIMAT DESERTIQUE : APPLICATION A L'EVALUATION DE L'EVAPORATION DES NAPPES LIBRES AU SAHARA NORD-OCCIDENTAL.

soutenue le 1<sup>er</sup> juillet 1986 devant la Commission d'examen

MM. R. BROUSSE    Président  
J.C. FONTES  
G.B. ALLISON  
J.F. ARANYOSSY  
B. ITIER

## Summary

This work presents isotope profiles ( $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$ ) of liquid water, water vapour and  $\text{CO}_2$  established on five boreholes made in the unsaturated zone at Béni-Abbès (Algeria).

One preparation line of water microquantities for deuterium and oxygen 18 analyses was built, and special devices for soil gases and very dry sands sampling were utilized.

The results allowed the study of :

- relationships between the  $^{18}\text{O}$  contents in liquid  $\text{H}_2\text{O}$ , water vapor and  $\text{CO}_2$ ,
- relationships between  $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$  for liquid water and vapour,
- Application of isotopic model for evaporation of Barnes et al. (1984) to three profiles,
- One chloride profile.

As a conclusion, some assessments were made about isotopic equilibrium between the different fluids in soil and about recharge water and evaporation rates calculated in three locations.

## AVANT-PROPOS

Je tiens à remercier vivement, au terme de ce travail, tous ceux qui m'ont aidée pendant sa réalisation ainsi que ceux qui ont accepté de le juger :

- Monsieur le Professeur R. Brousse, directeur du laboratoire de "Pétrologie Volcanologie" à l'Université de Paris-Sud, qui m'a fait l'honneur de présider le jury.

- Monsieur le Professeur J.Ch. Fontes, directeur du laboratoire d'"Hydrologie et Géochimie Isotopique" à l'Université de Paris-Sud. Il m'a confié ce sujet et en a attentivement dirigé l'étude sur le terrain et dans son laboratoire. Ses conseils ont beaucoup stimulé l'avancement de mon raisonnement scientifique.

- Monsieur G.B. Allison, *Senior Principal Research Scientist*, au CSIRO (*Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation*), Glen Osmond, Australie. Spécialiste des isotopes de l'eau en milieu non saturé, il a passé pendant l'année universitaire 1984-1985 une grande partie de son congé sabbatique au laboratoire d'"Hydrologie et Géochimie Isotopique". Il a dirigé en partie le démarrage des expériences de laboratoire et les prélèvements sur le terrain où chacun a pu apprécier sa compétence et son sympathique dynamisme.

- Monsieur J.F. Aranyossy, officier en charge de l'"Agence Internationale de l'Energie Atomique" à Vienne, Autriche. Lui aussi spécialiste de la zone non saturée et des isotopes de l'eau, il participé activement aux sondages de Béni-Abbès.

- Monsieur B. Itier, Directeur de Recherche à l'INRA (Institut National de la Recherche Agronomique), Grignon, spécialiste de l'évaporation, qui a bien voulu juger ce travail.

Je veux exprimer ici toute ma chaleureuse reconnaissance à Mademoiselle Annick Filly qui m'a initiée aux techniques isotopiques. Jour après jour, elle m'a dirigée et activement conseillée pour la mise au point de la ligne de préparation à l'analyse isotopique des microquantités d'eau, base technique de cette étude. Elle a aussi assuré la plupart des prélèvements de gaz des sols sur le terrain.

Je remercie aussi tous les membres du laboratoire d'"Hydrologie et Géochimie Isotopique", qui m'ont facilité la réalisation de cette étude :

- Messieurs L. Dever, J.M. Garnier, J.L. Michelot pour leur disponibilité et leurs conseils pratiques,

- Mesdemoiselles L. Chery, C. Dubar, A. Gasparini, S. Soreau, Madame M. Bariac-Roussin, Messieurs C. Eberschweiler, H. Gendouz, P. Hales, D. Louvat, M. Massault, M. Muqbel, G. Salomé, K. Zouari, pour leur comportement sympathique,

ainsi que Mesdames K. Ho et E. Lallier-Vergès.

Je remercie le Ministère de l'Industrie et de la Recherche pour l'allocation DGRST dont j'ai bénéficié pendant trois années.

Je tiens aussi à remercier Monsieur B. Kébir, responsable du "Centre National de Recherche sur les Zones Arides" à Béni-Abbès, Algérie, pour la qualité de l'accueil qui nous fut réservé en décembre 1984 lors de la campagne de prélèvements, ainsi que Monsieur C. Khamar, du ministère de l'Hydraulique algérien, qui nous a guidé, et Monsieur M. Yousfi, dont la connaissance de la région de Béni-Abbès et la collaboration pleine de gentillesse ont bien éclairé le début de mon travail de terrain.

Je remercie également Madame C. Colin pour la frappe de ce travail.

Et je n'oublie pas tous ceux, qui, à Orsay ou ailleurs, m'ont donné un peu de leur technique, de leur temps, ou un simple sourire encourageant ...

... et mon époux, pour tout .



## Table des matières

<u>Glossaire</u>	p.1
<u>Introduction</u>	p.6
<b><u>Chapitre I : Ligne de préparation pour l'analyse (<math>^2\text{H}</math>, <math>^{18}\text{O}</math>) de vapeur et de microéchantillons d'eau.</u></b>	p.9
- Quelques rappels sur les isotopes.	p.11
- Mise au point de la ligne de préparation.	p.14
<b><u>Chapitre II : Le fractionnement <math>\alpha^{18}\text{O}</math> eau - vapeur et les propriétés du sol.</u></b>	p.19
- Rappels sur les propriétés hydrodynamiques des sols non saturés.	p.21
- Influence des propriétés du sol sur le fractionnement $\alpha^{18}\text{O}$ entre eau liquide et vapeur.	p.25
<b><u>Chapitre III : Les sondages dans la zone non saturée en milieu aride (Béni-Abbès).</u></b>	p.31
- Rappels sur les transferts d'humidités dans le sol.	p.33
- Techniques d'échantillonnage.	p.43
- Rappels sur la vallée de la Saoura et Béni-Abbès.	p.48
- Sites d'échantillonnages et nature des terrains.	p.56
- Paramètres physiques des sondages.	p.60
<b><u>Chapitre IV : Les profils isotopiques.</u></b>	p.69
- Rappels sur le comportement isotopique d'un sol soumis à l'évaporation.	p.71
- Profils isotopiques.	p.75

- Corrélation des teneurs isotopiques en oxygène 18 dans le système ( $H_2O$  liquide -  $H_2O$  vapeur -  $CO_2$ ). p.65
- Relation  $^2H - ^{18}O$ . p.95

Chapitre V : Modélisation. p.105

- Rappels sur le modèle de Barnes et Allison (1983, 1984). p.107
- Résultats sur l'application aux profils de Béni-Abbès. p.112

Chapitre VI : Chlorures. p.123

Conclusion. p.131

Bibliographie. p.137

Annexes. p.145



## GLOSSAIRE

Liste des paramètres utilisés (symboles, valeurs numériques des constantes).

L'indice  $i$  se réfère à l'oxygène 18 ( $H_2^{18}O$ ) ou au deutérium ( $^1H^2H^{16}O$ ).

$D^l$  : diffusivité de l'eau dans elle-même en  $m^2.s^{-1}$  (dim.  $L^2.T^{-1}$ ).

$D_i^l$  : diffusivité de l'isotope  $i$  en phase liquide dans l'eau en  $m^2.s^{-1}$  (dim.  $L^2.T^{-1}$ ).

$D^v$  : diffusivité de la vapeur d'eau dans l'air en  $m^2.s^{-1}$  (dim.  $L^2.T^{-1}$ ).

$D_i^v$  : diffusivité de l'espèce isotopique  $i$  en phase vapeur dans l'air en  $m^2.s^{-1}$  (dim.  $L^2.T^{-1}$ ).

$E$  : taux d'évaporation en  $m.s^{-1}$  (dim.  $L.T^{-1}$ ).

$h$  : humidité relative (sans dimension).

$N$  : densité de vapeur d'eau dans l'air en  $kg\ d'eau.m^{-3}\ d'air$  (dim.  $M.L^{-3}$ ).

$p$  : porosité (sans dimension).

$R_i^{(v)}$  : rapport isotopique de l'espèce  $i$  (en phase vapeur) (sans dimension).

$z$  : profondeur en  $m$  (dim.  $L$ ).

$z^{ef}$  : profondeur du front d'évaporation en  $m$  (dim.  $L$ ).

$\mathbb{Z}_i$  : longueur de pénétration en  $m$  (dim.  $L$ ).

$z^l, z^v$  : longueurs caractéristiques des phases liquide et vapeur en  $m$  (dim.  $L$ ).

$\alpha_i$  : facteur de fractionnement de l'espèce  $i$  à l'équilibre, =  $R_i^l / R_i^v$  (sans dimension).

$\alpha_i^* = 1 / \alpha_i = R_i^v / R_i^l$  (sans dimension).

$\varepsilon_i$  = enrichissement à l'équilibre =  $\alpha_i - 1$  (sans dimension).

$\varepsilon_i^*$  = enrichissement à l'équilibre =  $1 - \alpha_i^*$  (sans dimension).

$\Delta \varepsilon_i$  = enrichissement cinétique (sans dimension).

$\delta_i^a$  = teneur isotopique de la vapeur atmosphérique (en ‰) (sans dimension).

$\delta_i^{res}$  = teneur isotopique de l'eau d'alimentation (en ‰) (sans dimension).

$\delta_i^{ef}$  = teneur isotopique du front d'alimentation (en ‰) (sans dimension).

$\theta, (\bar{\theta})$  = teneur en eau volumique, (moyenne) ; (sans dimension).

$\tau$  = tortuosité (sans dimension).

$\rho$  = masse volumique de l'eau liquide en  $\text{kg.m}^{-3}$  (dim.  $\text{M.L}^{-3}$ ).

$\eta_i$  = excès du taux de diffusion =  $(D^y / D_i^y) - 1$  (sans dimension).

$\eta_{18} = 0,0285$  (Merlivat, 1978)

$\eta_2 = 0,0251$  (Merlivat, 1978)

$\sigma_i$  = taux de diffusion =  $D^y / D_i^y$  (sans dimension).

**Valeurs numériques utilisées pour les coefficients de diffusion.**

a) diffusivité de la vapeur d'eau dans l'air :

$$D^V = 0,217 (P_0/P) (T/T_0)^{1,88} \text{ cm}^2.\text{s}^{-1} \text{ (de Vries et Krüger, 1967).}$$

où  $P_0 = 1 \text{ atm.}$

$P =$  pression (en atm).

$T_0 = 273 \text{ K}$

$T =$  température en K.

b) diffusivité de la phase liquide dans l'eau :

$D^l (10^{-9} \text{ m}^2.\text{s}^{-1})$	$T (^\circ\text{C})$	$T (\text{K})$	$D_2^l (10^{-9} \text{ m}^2.\text{s}^{-1})$
	1	274	1,128
	5	278	1,295
1,55	10	283	
2,30	25	298	2,272
3,55	40	313	
	45	318	3,532

(Harris et Woolf, 1980) (Mills et Harris, 1976)

## INTRODUCTION

## INTRODUCTION

L'étude isotopique de l'évaporation dans la zone non saturée nécessite l'extraction de plusieurs millilitres d'eau sur des tranches fines de sol, pour effectuer l'analyse de l'oxygène 18 de l'eau par la méthode classique d'équilibration avec  $\text{CO}_2$ . Cela pose problème quand les terrains deviennent très secs, comme c'est le cas en milieu aride.

Pour remédier à cela, une ligne de préparation des microquantités d'eau pour l'analyse de l'oxygène 18 et du deutérium a été mise au point. Elle permet aussi l'analyse d'échantillons de vapeur d'eau de l'atmosphère et du sol préparés à partir de prélèvements de 200 à 500 ml d'air.

Dans les sols très secs où le transfert d'humidité s'effectue en grande partie en phase vapeur, il est intéressant d'étudier les profils isotopiques de cette vapeur parallèlement à ceux de l'eau, afin de savoir si les informations issues de la phase vapeur peuvent suffire à donner des renseignements exploitables pour l'estimation de l'évaporation.

Dans ce but, des sondages ont été effectués en milieu aride dans le sud de l'Algérie à Béni-Abbès, site où Yousfi (1984) avait commencé à étudier l'évaporation dans la zone non saturée. Les sites de sondage ont été choisis de façon à représenter différentes situations hydrodynamiques de sols soumis à l'évaporation : sables dunaires plus ou moins secs (dunes du Grand Erg), sédiments plus fins et plus humides au dessus d'une nappe relativement proche (terrasses de l'oued Saoura). Des profils isotopiques de l'eau liquide et vapeur ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ) ont été établis. En outre, les prélèvements de gaz du sol ont permis d'établir des profils de teneurs en  $^{18}\text{O}$  du  $\text{CO}_2$ .

Des dispositifs spéciaux ont été mis au point pour échantillonner les gaz du sol et les sédiments dans les sables dunaires très secs.

Après une étude préliminaire au laboratoire de l'influence des paramètres hydrodynamiques des sols non saturés sur le fractionnement  $\alpha^{18}\text{O}$  entre eau et vapeur, les relations isotopiques dans le système (eau, vapeur,  $\text{CO}_2$ ) du sol ont été examinées pour les différents sites.

Les relations  $^{18}\text{O} - ^2\text{H}$ , importantes en tant qu'indices de l'évaporation, ont été étudiées pour l'eau liquide et vapeur.

Le modèle isotopique d'évaporation de Barnes *et al* (1984) a été appliqué à trois sites de Béni-Abbès en vue de quantifier l'évaporation à travers la zone non saturée et de tirer des conclusions sur la source d'humidité du sol dans chacun des sites.

Enfin un profil de chlorures a été établi sur un site où le sondage avait atteint la nappe, afin d'estimer l'âge de début de fonctionnement du processus d'évaporation dans cette région.

## CHAPITRE I

Ligne de préparation pour l'analyse ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) de vapeur et de microéchantillons d'eau.

## QUELQUES RAPPELS SUR LES ISOTOPES

### 1- Notations isotopiques :

Cette étude est fondée sur les analyses isotopiques de l'oxygène 18 et du deutérium dans H<sub>2</sub>O sous forme liquide et vapeur. Ces isotopes, atomes du même élément mais comportant un nombre variable de neutrons, sont stables et existent dans la nature dans les proportions suivantes :

oxygène 16 : 99,76%  
oxygène 18 : 0,20%

hydrogène 1 : 99,985%  
deutérium : 0,005%

Les isotopes d'un même élément ont des vitesses de réaction très légèrement différentes, c'est pourquoi il existe un fractionnement isotopique pour chaque équilibre de changement de phase. Ainsi, pour l'équilibre liquide-vapeur de l'eau, les variétés isotopiques de H<sub>2</sub>O ont des tensions de vapeur saturante légèrement différentes. Pour l'oxygène 18 :



Le **facteur de fractionnement**  $\alpha^{18}O$  est homologue à la constante d'équilibre de cette réaction :

$$\alpha^{18}O = ({}^{18}O/{}^{16}O)_{\text{liquide}} / ({}^{18}O/{}^{16}O)_{\text{vapeur}}$$

Il est très légèrement supérieur à 1 et traduit l'enrichissement de la phase liquide en isotopes lourds par rapport à la phase vapeur. Il en va de même pour le deutérium.

En général, les mesures concernant les isotopes stables portent sur les variations relatives de l'espèce isotopique rare par rapport à un étalon. Le **rapport isotopique** R (=  ${}^{18}O/{}^{16}O$  ou  ${}^2H/{}^1H$ ) correspond à la concentration de l'espèce isotopique rare. La notation de la mesure isotopique est l'unité **delta** ( $\delta$ ) qui s'exprime en parts pour mille (‰) :

$$\delta_{\text{éch./étalon}} = 1000 \cdot ((R_{\text{éch.}}/R_{\text{étalon}}) - 1)$$

Dans le cas des eaux, l'étalon est le **SMOW** (Standard Mean Ocean Water) qui représente la composition isotopique moyenne mondiale des eaux océaniques.

Le fractionnement isotopique  $\alpha = R_{\text{liquide}}/R_{\text{vapeur}}$  peut s'exprimer en fonction de  $\delta$  :

$$\alpha = (\delta_{\text{liquide}} + 1000)/(\delta_{\text{vapeur}} + 1000)$$

Le fractionnement est aussi parfois exprimé par le **facteur d'enrichissement  $\epsilon$**  :

$$\epsilon = (\alpha - 1) \cdot 1000 \quad (\text{exprimé en } \text{‰}).$$

Il est possible d'exprimer ce facteur d'enrichissement en fonction de  $\delta$  :

$$\epsilon = ((\delta_{\text{liquide}} - \delta_{\text{vapeur}})/(1000 - \delta_{\text{vapeur}})) \cdot 1000$$

(exprimé en ‰)

$$\epsilon \approx \delta_{\text{liquide}} - \delta_{\text{vapeur}}$$

## 2- Relations oxygène 18 - deutérium :

Les **eaux de précipitation** montrent une corrélation linéaire de pente 8 entre les teneurs en deutérium et en oxygène 18 :

$$\delta_2 = 8 \delta_{18} + d$$

Cette bonne corrélation est due au fait que les teneurs en  $^2\text{H}$  et en  $^{18}\text{O}$  sont toutes deux corrélées linéairement à la température de condensation, phénomène d'équilibre à saturation. La valeur  $d$ , ou "excès en deutérium", est voisine de 10 (Craig, 1961) pour les précipitations issues de perturbations océaniques, mais augmente pour les précipitations provenant de vapeur formée au-dessus de mers fermées. Pour la Méditerranée, la corrélation est :

$$\delta_2 = 8 \delta_{18} + 22 \quad (\text{Nir, 1967})$$

Les eaux subissant une **évaporation** montrent aussi une corrélation linéaire, mais de pente variable :

$$\delta_2 = a \delta_{18} + b \quad \text{où } 3 \leq a \leq 5$$

Les pentes variables reflètent le fait que l'évaporation, contrairement à la condensation, est un phénomène hors d'équilibre. Sur un diagramme oxygène 18 - deutérium, les droites d'évaporation se situent au-dessous de la droite des eaux météoriques, l'intersection donnant les teneurs isotopiques de l'eau avant évaporation.

Des notions plus précises sur la vapeur (valeurs et variations du facteur de fractionnement) et sur l'évaporation (notion d'enrichissement cinétique) seront développées au cours des chapitres suivants.

## LIGNE DE PREPARATION DES ECHANTILLONS POUR L'ANALYSE ISOTOPIQUE ( $^2\text{H}$ , $^{18}\text{O}$ ) DE LA VAPEUR D'EAU.

### 1- Présentation :

La ligne de préparation des échantillons très réduits (vapeur et micro-échantillons) a été mise au point d'après la ligne élaborée par Ferhi (1980) pour la mesure des teneurs en oxygène 18 de la matière organique et adaptée pour l'eau du sol et la vapeur (Bariac, 1980). Elle permet de déterminer la composition isotopique de très faibles quantités d'eau (quelques microlitres suffisent), alors que 3 millilitres (1000 fois plus) sont nécessaires pour la méthode classique d'analyse des teneurs en  $^{18}\text{O}$  de l'eau par équilibration avec  $\text{CO}_2$ .

Une partie supplémentaire de la ligne a été prévue pour recueillir l'hydrogène et déterminer la teneur en deutérium de la vapeur d'eau sur le même échantillon. L'ensemble représente un dispositif inédit.

### 2- Principe de l'analyse de l'oxygène 18 et du deutérium de la vapeur d'eau :

Le principe de l'analyse de l'oxygène 18 est inspiré de la méthode de Hardcastle et Friedman (1974). Les problèmes posés par cette méthode ont été étudiés par Ferhi (1980) qui y a apporté d'importantes améliorations.

Le principe de l'analyse de  $^2\text{H}$  est la formation d'un hydrure d'uranium à  $60^\circ\text{C}$ , réaction de surface réversible à  $800^\circ\text{C}$ .

La vapeur d'eau subit d'abord une pyrolyse sur du diamant industriel à une température de  $1150^\circ\text{C}$ . La réduction de la vapeur par le diamant produit essentiellement du monoxyde de carbone, et de l'hydrogène :



Le CO est adsorbé sur du silicagel à la température de l'azote liquide ( $-196^\circ\text{C}$ ), puis l'hydrogène est adsorbé sur de l'uranium à  $60^\circ\text{C}$ .

Après désorption du CO à température ambiante, celui-ci est converti en  $\text{CO}_2$  dans un champ d'induction électrique à haute tension (2500 V) à basse pression.

Simultanément, dans une autre partie de la ligne, l'hydrogène est libéré de l'uranium à  $800^\circ\text{C}$ .

$\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2$  ainsi obtenus sont analysés ensuite par spectrométrie de masse (VG 602D et 602C respectivement).

### 3- Echantillonnage et préparation :

L'échantillon de gaz atmosphérique ou de gaz du sol est recueilli sur le terrain dans une ampoule préalablement vidée à une pression d'environ 1 Pa au laboratoire. Avant de passer l'échantillon sur la ligne d'analyse, il est donc nécessaire de le traiter pour ne conserver que la vapeur d'eau. L'ampoule, placée sur une ligne d'extraction, est plongée dans un mélange carboglace+acétone (-77 °C) pendant un temps suffisamment long (environ une heure) pour que le piégeage statique soit efficace. Les autres gaz, non condensés à cette température peuvent ensuite être pompés. Pour cette étude, CO<sub>2</sub> a été aussi piégé par de l'azote liquide placé en aval de l'ampoule (fig.1), puis repiégé dans un porte-échantillon (PE) après pompage des incondensables. En outre, la plus grande partie des ampoules utilisées sur le terrain n'ayant pas de robinet, tous les échantillons de vapeur ont été transférés dans des PE plus petits à robinet à vis en téflon (fig.2) : après repiégeage du CO<sub>2</sub> dans un PE, le pompage est fermé, le piège acétone+carboglace éloigné de l'ampoule, et après le réchauffement de celle-ci à la température ambiante, un piège à azote liquide est placé sur le PE à robinet à vis dans lequel on récupère ainsi la vapeur d'eau de l'échantillon. On chauffe légèrement l'ampoule au sèche-cheveux pour éviter que des fractions d'eau ne restent condensées sur le verre.

### 4- Résultats des essais :

#### \* reproductibilité :

Les essais ont été effectués avec plusieurs étalons de travail, dont principalement l'eau du robinet d'Orsay. D'autres eaux connues, de teneurs isotopiques assez faibles, c'est à dire proches des vapeurs analysées dans les études ultérieures, ont été aussi testées. Des quantités variées d'échantillons (3 à 7 µl) ont été analysées.

Pour les échantillons de 5 à 7 µl, les tests de répétitivité ont donné un écart-type d'environ 0,3 % sur les teneurs en <sup>18</sup>O et un écart-type d'environ 2 % sur les teneurs en <sup>2</sup>H. Pour les échantillons de 3 à 5 µl, les écarts-type sont plus grands : 0,5 % sur <sup>18</sup>O et 5 % sur <sup>2</sup>H (cf tableau 11 en annexe).

A titre de comparaison, Bariac (1982) donne une déviation standard de 0,4 % pour des mesures de teneurs en <sup>18</sup>O de vapeur d'eau, et les teneurs en <sup>2</sup>H de l'eau par la méthode utilisant l'uranium sont données avec une incertitude de ± 2 %.

fig. 1 Préparation des échantillons de vapeur d'eau

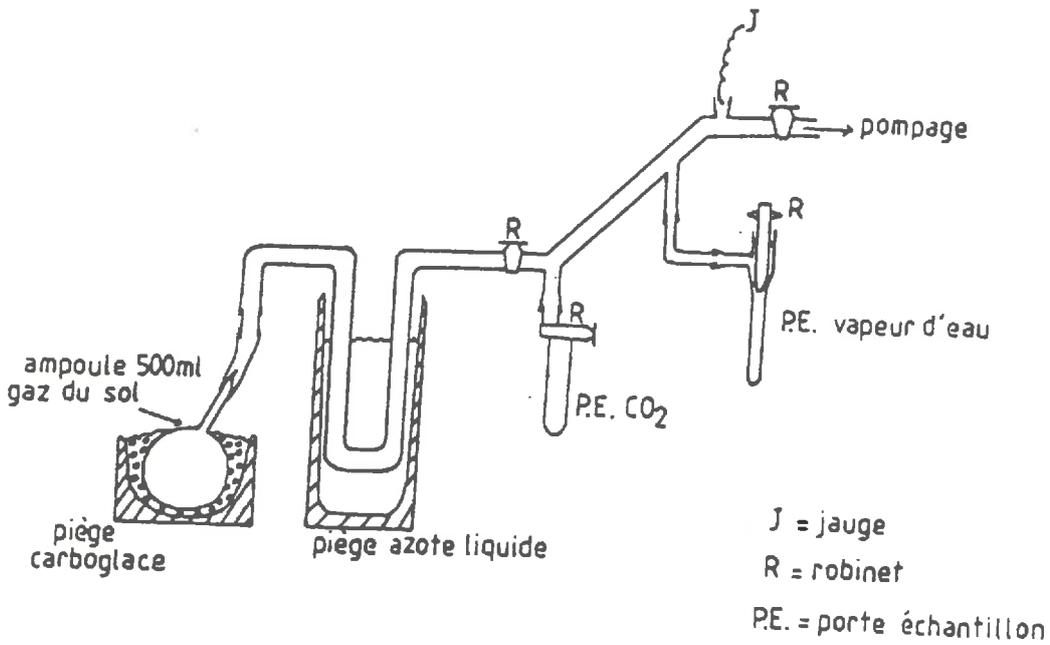
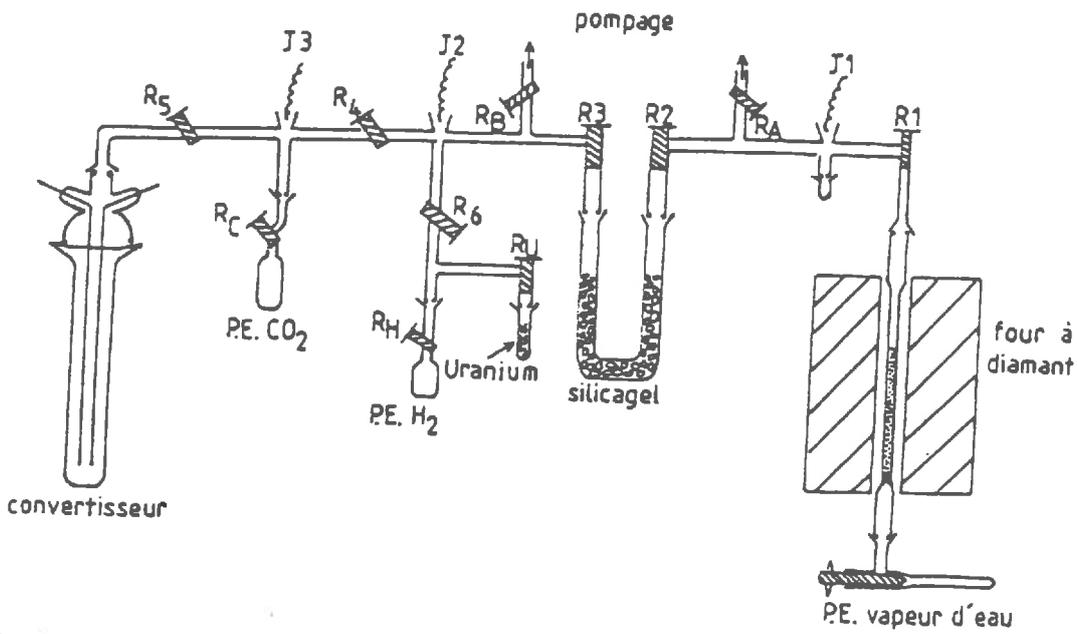
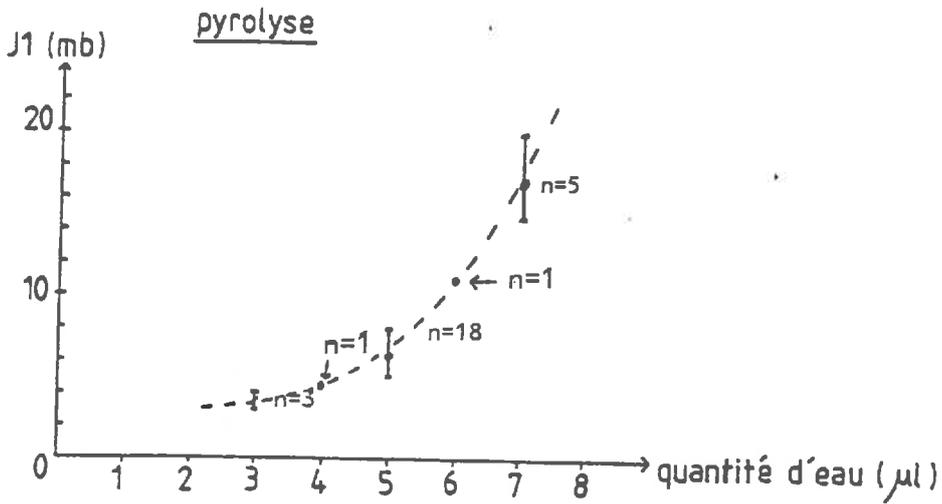


fig.2 Schéma de la ligne d'analyse isotopique de la vapeur d'eau.



J = jauge  
R = robinet  
PE. = porte échantillon

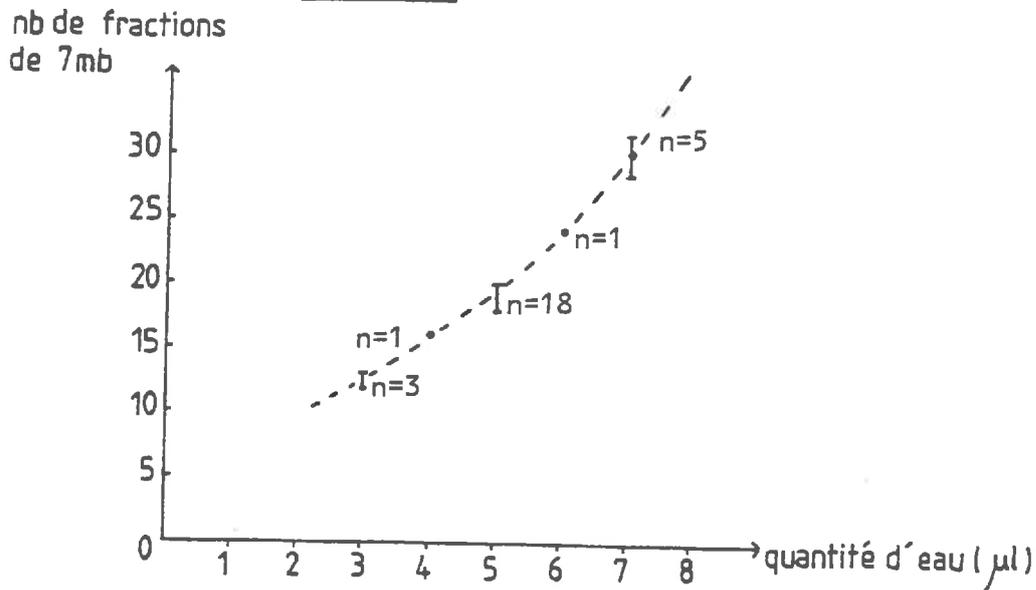
fig. 3 Estimation de la quantité d'eau analysée



n = nombre d'essais

Les pressions sont les indications données en mb par les jauges.

conversion



La longueur de chaque analyse (5 heures environ en comptant les dégazages préliminaires et les nettoyages succédant à l'analyse, voir en annexe) a rendu le nombre d'essais "fructueux" assez limité : une vingtaine au total, ce qui explique un certain manque de précision sur l'estimation des incertitudes.

\*estimation de la quantité d'eau :

Les tests de reproductibilité sur des échantillons de quantités d'eau variées ont permis de constater que pour une quantité d'eau donnée, certains paramètres notés pendant l'analyse étaient relativement constants, et variaient avec la quantité d'eau. Ces paramètres sont principalement : la pression indiquée par la jauge J1 en fin de pyrolyse, et d'une manière encore plus précise, le nombre de fractions de 700 Pa de CO introduites dans le convertisseur (fig.3) (cf annexe).

Ces paramètres permettent de déterminer à environ 0,3  $\mu$ l près la quantité d'eau contenue dans un échantillon de vapeur de l'atmosphère ou du sol. Connaissant le volume de l'ampoule et la température lors de l'échantillonnage, on calcule ainsi l'humidité relative de l'air au-dessus et dans le sol avec une précision acceptable, de l'ordre de 5 %, pour une température repérée à 0,5 °C près.

La variation de différents paramètres permet aussi de connaître les limites de la ligne en ce qui concerne la quantité d'eau analysée :

-l'augmentation de l'erreur quand la quantité d'eau diminue ne permet pas de donner des résultats dignes de confiance au-dessous d'une prise d'essai de 2  $\mu$ l.

-l'augmentation des temps de pyrolyse et de conversion rend les analyses problématiques au-delà de 8  $\mu$ l.

Il faut donc sur le terrain, par une estimation préliminaire de l'humidité du sol et de sa température, choisir judicieusement le volume des ampoules de prélèvement.

## CHAPITRE II

Le fractionnement eau-vapeur et les propriétés du sol.

## RAPPELS SUR LES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES SOLS NON SATURES

Dans un sol non saturé, coexistent trois phases : solide (la matrice), liquide (l'eau du sol) et gaz (l'air et la vapeur d'eau du sol). Pour définir les principaux paramètres qui caractérisent le sol non saturé, on considère un volume  $V_t$  de sédiment de masse  $M_t$  :

air	volume $V_a$ , masse $M_a$
eau	volume $V_w$ , masse $M_w$
matrice	volume $V_s$ , masse $M_s$

$$M_a + M_w + M_s = M_t$$

$$V_a + V_w + V_s = V_t$$

### -Porosité :

C'est le rapport du volume des vides au volume total du sédiment.

$$p = (V_a + V_w) / V_t = (V_t - V_s) / V_t$$

### -Humidité pondérale :

C'est le rapport de la masse d'eau contenue dans le sédiment à la masse totale du sédiment.

$$\omega = M_w / M_t$$

### -Densité :

Il y a plusieurs définitions selon que l'on considère la matrice seule ou le sédiment humide.

\*densité sèche : c'est le rapport de la masse de la matrice seule au volume du sédiment.

$$d_s = M_s / V_t$$

\*densité apparente humide : c'est le rapport de la masse totale du sédiment à son volume.

$$d_a = M_t / V_t = (M_w + M_s) / V_t$$

-Humidité volumique :

C'est le rapport du volume d'eau au volume total du sédiment.

$$\theta = V_w / V_t$$

Si on considère la densité de l'eau  $d_w = M_w / V_w = 1$ , on peut écrire :

$$\theta = M_w / V_t = (M_w / M_t) \cdot d_a = \omega \cdot d_a$$

C'est par cette formule qu'on estime au laboratoire l'humidité volumique à l'aide des mesures d'humidité pondérale et de densité apparente.

-Potentiel de l'eau :

C'est une grandeur, de dimension L, proportionnelle à la différence entre la pression effective de l'eau  $P_w$  et une pression de référence égale à la pression atmosphérique  $P_a$ .

$$\Psi = (P_w - P_a) / \rho_w \cdot g$$

où  $g$  = accélération de la pesanteur (dimension  $L.T^{-2}$ )

$\rho_w$  = masse volumique de l'eau (dimension  $M.L^{-3}$ )

Si  $P_w < P_a$ , ce qui est le cas dans la zone non saturée,  $\Psi < 0$  ; elle est alors nommée "**suction matricielle**", liée à l'ensemble des forces de rétention de l'eau du sol par la matrice solide.

-Les caractères propres à la matrice :

\*texture (fig.4) : Elle est donnée par la granulométrie, suivant les proportions relatives de sables ( $> 0,02$  mm), de limons ( $> 0,002$  mm) et d'"argiles" ( $< 0,002$  mm).

\*structure : Elle est caractérisée par l'arrangement des particules dans le sédiment. On distingue des structures - à particules isolées

- massives
- en agrégats.

\*surface spécifique : C'est le rapport de la surface totale des particules par unité de masse.

$$A_m = A_s / M_s \quad \text{en } m^2.kg^{-1} \quad (\text{dimension } L^2.M^{-1})$$

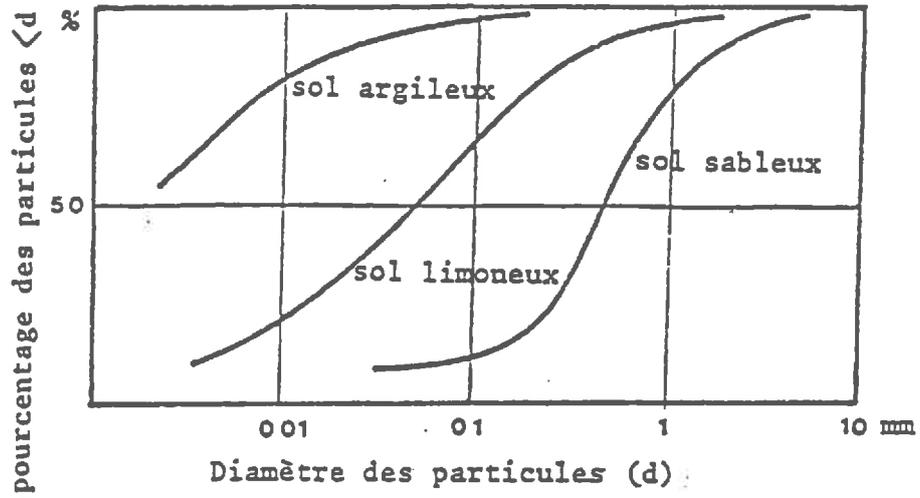


fig.4 : Texture des sols. (in Aranyossy, 1978)

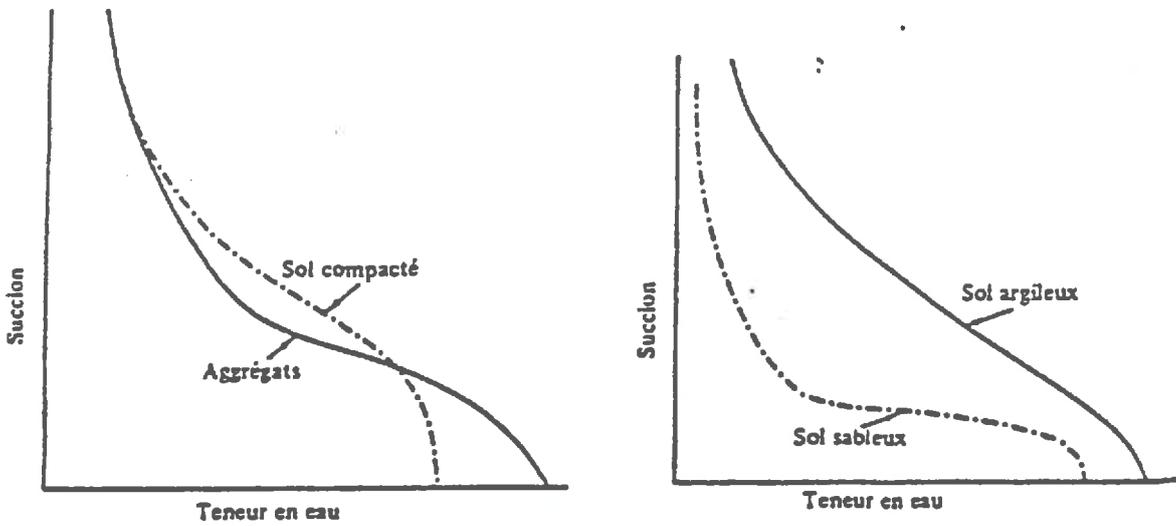


fig.5 : influence de la structure et de la texture sur la rétention d'eau dans les sols (d'après Hillel, 1974).

\*nature minéralogique et composition chimique.

Tous ces caractères propres à la matrice ont une influence sur l'état de l'eau dans le sol, et sont liés entre eux. Le potentiel de l'eau d'un sol varie avec la texture et la structure de celui-ci (fig. 5). La surface spécifique intervient sur tous les phénomènes d'interface (adsorption, etc...) et la nature minéralogique détermine en grande partie les paramètres précédents.

-Caractères propres à la phase gazeuse :

\*humidité relative : C'est le rapport de la teneur en eau de l'air, N (en kg d'eau par m<sup>3</sup> d'air), à la teneur en eau à saturation pour la même température.

$$h = N / N^{\text{sat}}$$

L'augmentation de la liaison entre l'eau et la matrice, c'est à dire de la succion, se traduit par une diminution de la pression de vapeur, comme le montre la loi de Kelvin :

$$\Psi = (R.T/M.g) . \text{Ln}(P/P^{\text{s}})$$

où  $\Psi$  = succion matricielle (<0, dimension L)

R = constante des gaz parfaits (dimension M.L<sup>2</sup>.T<sup>-2</sup>.K<sup>-1</sup>)

T = température absolue (K)

M = masse molaire de l'eau (dimension M)

g = accélération de la pesanteur (dimension L.T<sup>-2</sup>)

P = pression partielle réelle de la vapeur (dimension M.L<sup>-1</sup>.T<sup>-2</sup>)

P<sup>s</sup> = pression de vapeur saturante à la température T (dimension M.L<sup>-1</sup>.T<sup>-2</sup>)

## ETUDE DE L'INFLUENCE DES PROPRIETES DU SOL SUR LE FRACTIONNEMENT DE L'OXYGENE DE D'EAU ENTRE LIQUIDE ET VAPEUR DU SOL

Le facteur de fractionnement de l'oxygène 18 dans H<sub>2</sub>O pour l'équilibre liquide - vapeur est :

$$\alpha^{18O} = R_{18 \text{ liq.}} / R_{18 \text{ vap.}} \quad \text{très légèrement supérieur à 1.}$$

Il traduit l'appauvrissement de la vapeur en isotopes lourds par rapport à l'eau d'origine, et diminue quand la température augmente. Majoube (1971) donne à ce sujet la relation empirique suivante :

$$\ln(\alpha^{18O}) = (1137 / T^2) - (0,4156 / T) - 2,0667 \cdot 10^{-3}$$

où T est la température en Kelvin.

Pour étudier les relations liquide - vapeur de l'eau dans la zone non saturée (ZNS), il est nécessaire de savoir si, outre la température, le facteur de fractionnement est influencé par d'autres paramètres qui varient dans le sol, et en particulier par la succion matricielle qui régit l'humidité relative du milieu poreux.

Pour cette étude, un dispositif très simple a été installé (fig. 6) dans des bocaux à conserves avec des solutions diversement concentrées en CaCl<sub>2</sub>. En effet, pour une température donnée (ici 25°C), chaque concentration conduit à une activité chimique fixe de l'eau. Il est donc possible d'obtenir au-dessus des solutions une gamme d'humidités relatives allant de 0,35 à 1 (Robinson *et al.*, 1959 ; cf tableau 1). Chaque bocal contient une nacelle avec le sédiment séché initialement à l'étuve. Les essais ont été faits avec du sable de Fontainebleau et de la craie du Bassin Parisien. Les bocaux sont placés dans une "boîte à gants" thermostatée à 25°C (fig. 7). Au bout d'un temps (de quatre semaines à trois mois) jugé suffisamment long (cf tableau en annexe) pour permettre l'établissement de l'équilibre liquide - vapeur dans la nacelle de sédiment, on prélève la vapeur du bocal dans une ampoule et le sédiment de la nacelle dont on extrait l'eau par distillation sous vide.

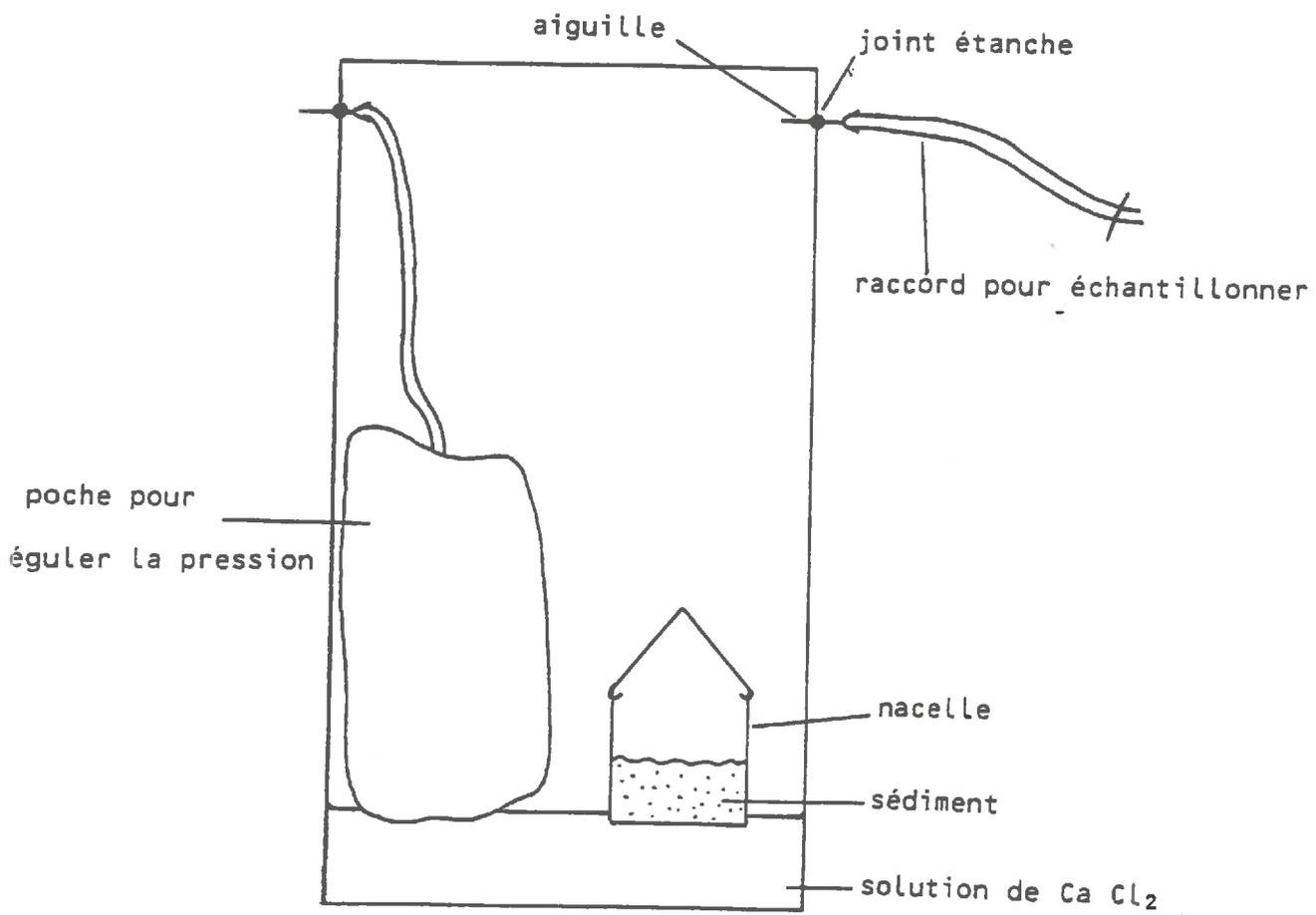


fig 6 : bocal étanche

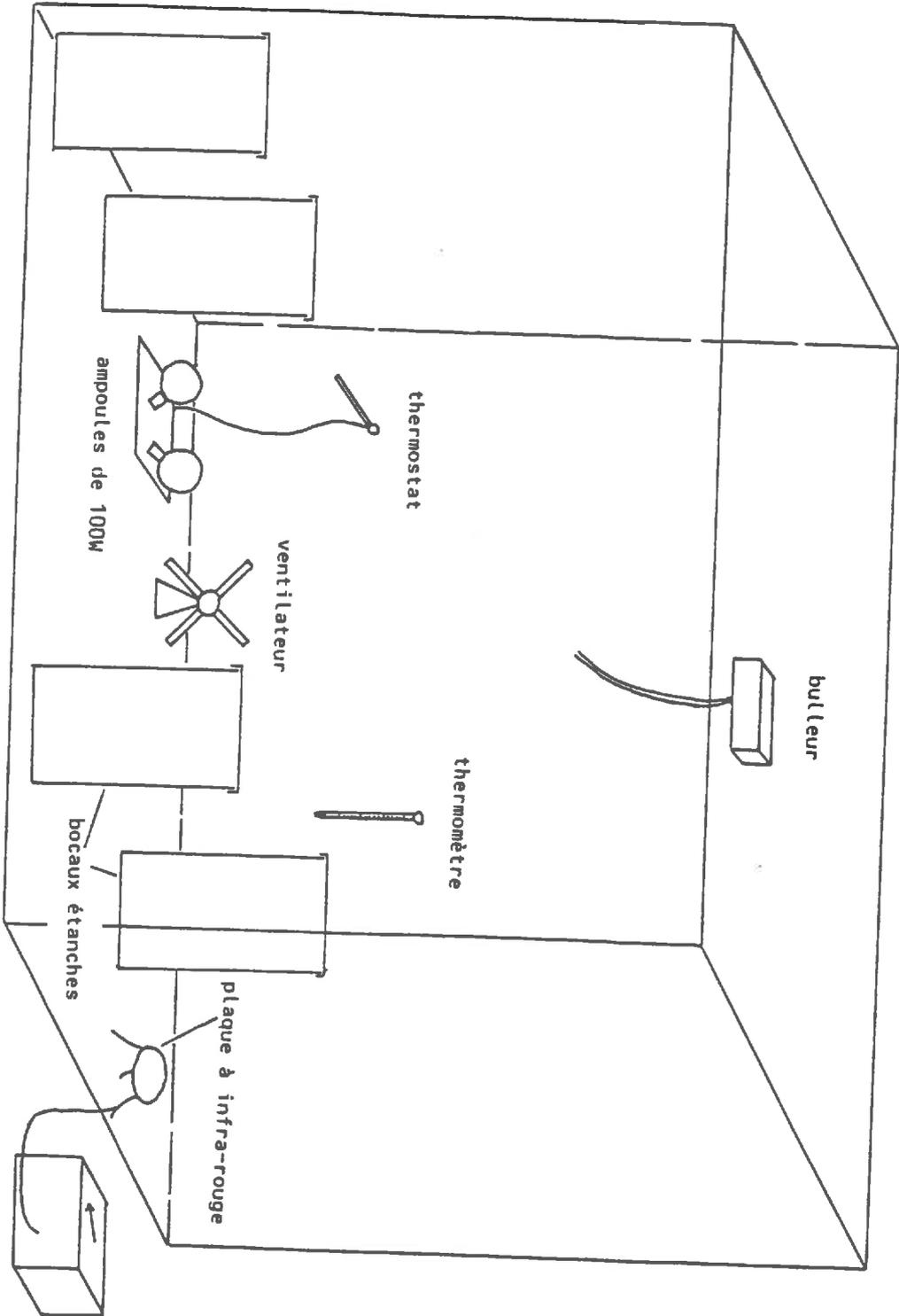


fig. 7 : boîte à gants (enceinte thermostatée)

alimentation variable

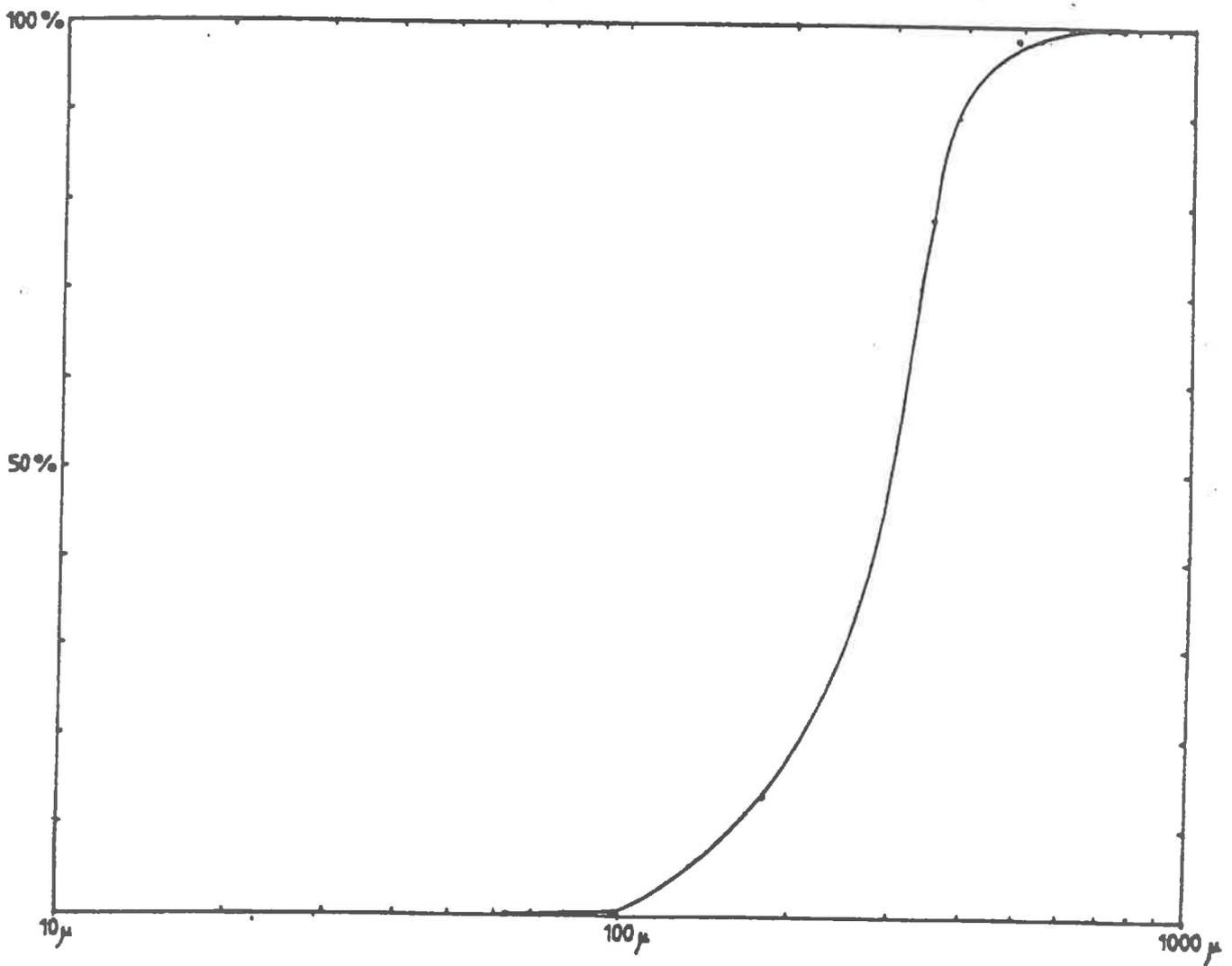
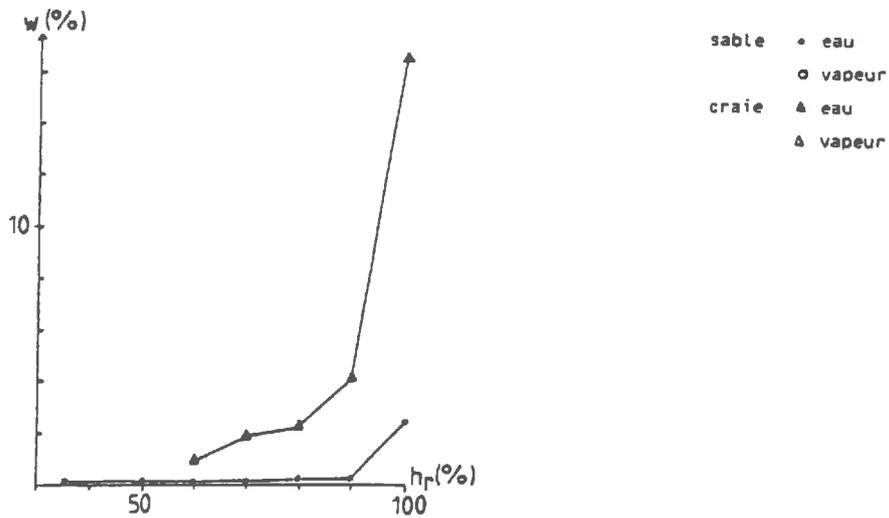
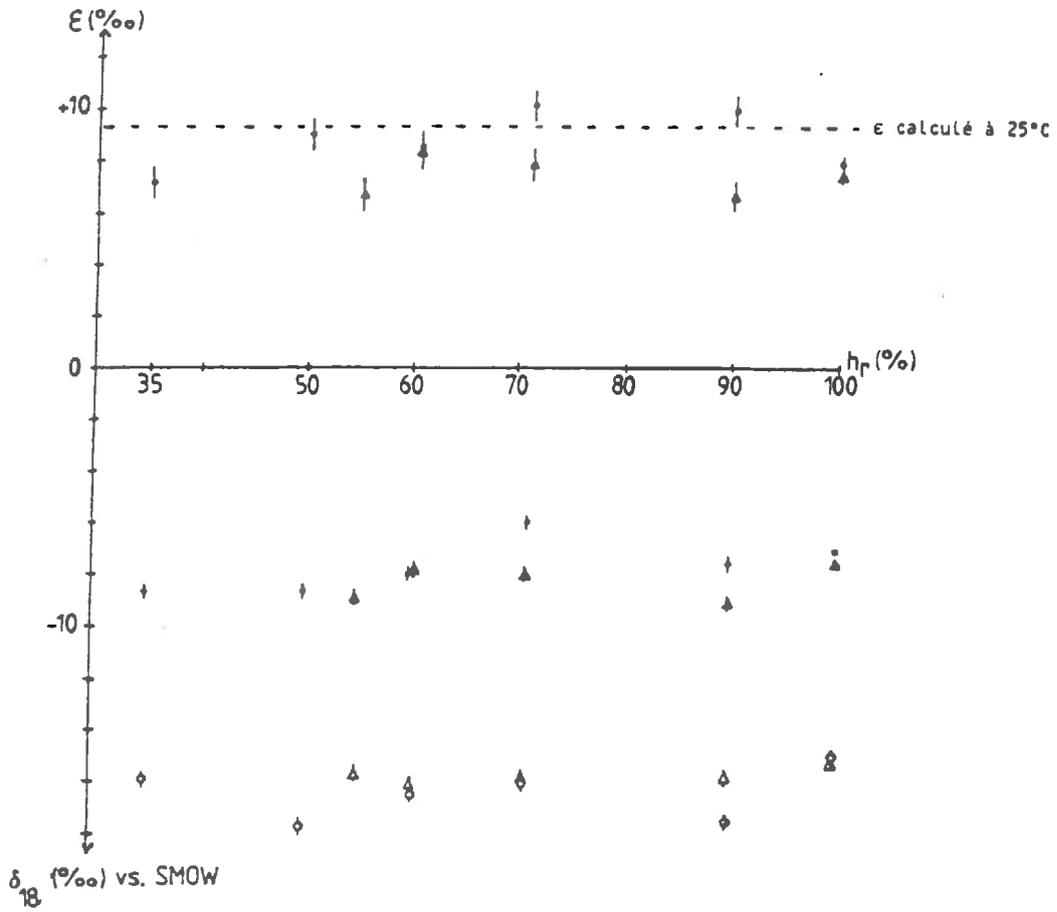


fig. 8 FONTAINEBLEAU : Courbe granulométrique du sable.

fig. 9 : Variations de  $\epsilon$  avec les paramètres du sol et l'humidité relative au-dessus du sol (température = 25°C).



On obtient au laboratoire les paramètres suivants :

- pour l'eau : \* humidité pondérale du sédiment  
\*  $\delta_{18}$  vs. SMOW
- pour la vapeur : \* humidité relative réelle  
\*  $\delta_{18}$  vs. SMOW
- pour le sédiment : \* granulométrie (tamisage)

L'humidité pondérale est calculée à partir de l'extraction de l'eau du sédiment.

L'analyse isotopique ( $^{18}\text{O}$ ) de l'eau se fait soit par équilibration avec  $\text{CO}_2$  si  $M_w > 1,5\text{g}$ , soit sur la ligne de préparation de la vapeur d'eau par analyse d'une partie aliquote de  $5 \mu\text{l}$ .

L'humidité relative réelle est calculée d'après la quantité d'eau estimée lors du passage de la vapeur sur la ligne de préparation (cf chapitre précédent).

Les sédiments employés donnent un exemple des différences de granulométrie et de nature minéralogique rencontrées sur le terrain. Le sable de Fontainebleau est un sable meuble bien homogène en taille, de médiane  $300 \mu\text{m}$  environ (fig.8). La craie a été broyée à partir d'un bloc compact et donne des agrégats de tailles variées, millimétriques.

L'eau d'extraction des sédiments montre la forte succion de la craie et celle très faible du sable (fig. 9).

La valeur théorique du facteur d'enrichissement à l'équilibre est de 9,3 ‰ à  $25^\circ\text{C}$  (Majoube, 1971). Les mesures de teneurs en oxygène 18 dans l'eau d'extraction et dans la vapeur ne montrent pas d'évolution nette en fonction de l'humidité relative ni pour la craie ni pour le sable (fig. 9). La seule tendance visible est un fractionnement plus faible dans la craie que dans le sable à humidité relative égale. Les moyennes des valeurs mesurées sont :

$$\varepsilon(\text{sable}) = 8,9 \text{ ‰ } (\pm 1,2 \text{ ‰})$$

$$\varepsilon(\text{craie}) = 7,5 \text{ ‰ } (\pm 0,7 \text{ ‰})$$

C'est l'indice qu'il existe une action de la succion sur le fractionnement à l'équilibre mais sans doute pas par l'intermédiaire de l'humidité relative, si on considère que l'humidité relative dans les pores du sédiment est la même que l'humidité relative globale dans le bocal. En aucun cas on n'observe d'enrichissement cinétique, ce qui est en accord avec le confinement du milieu, où la vapeur est en équilibre avec la solution.

## CHAPITRE III

Les sondages dans la zone non saturée en milieu aride  
(Béni-Abbès).

## LES TRANSFERTS D'HUMIDITE DANS LE SOL

### 1- Lois régissant les transferts d'humidité dans le sol :

a) Les différents auteurs (Penman, 1940, cf Hillel, 1974) ont longtemps décrit les mouvements de l'eau dans le sol non saturé par la "loi de Fick modifiée pour les milieux poreux" qui considère tous les mouvements en phase vapeur. Soit  $Q_f$  le vecteur (unidirectionnel) de densité de flux de vapeur (dimension  $M \cdot L^{-2} \cdot T^{-1}$ ) en  $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$  :

$$Q_f = -D^v \cdot v \cdot \tau \cdot (p - \theta) \cdot \Delta N \quad (1)$$

où  $D^v$  = diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air ( $L^2 \cdot T^{-1}$ ) en  $m^2 \cdot s^{-1}$ .  
 $v$  = "facteur d'écoulement de masse", proche de 1 pour des températures courantes du sol (sans dimension).  
 $\tau$  = tortuosité (sans dimension).  
 $p$  = porosité (sans dimension).  
 $\theta$  = teneur volumique en eau (sans dimension). ( $p - \theta$  = teneur volumique en air)  
 $N$  = densité de vapeur d'eau dans l'air du sol ( $M \cdot L^{-3}$ ) en  $kg \cdot m^{-3}$ .  
 $\Delta$  = gradient ( $L^{-1}$ ).

Cette théorie de diffusion de la vapeur tient compte de la réduction de la section transversale de diffusion par la présence de l'eau liquide dans l'espace poreux, et de la longueur du trajet à travers le milieu. Néanmoins, cette loi sous-estimait considérablement les transferts d'humidité dans le sol et ne tenait pas compte de l'effet de la teneur en humidité du sol sur le transfert de cette humidité par l'effet des gradients de température.

b) Philip et de Vries (1957) furent les premiers à suggérer des raisons théoriques aux discordances observées, et à affiner la loi de Fick. Pour cela, ils considèrent que l'eau se meut en phases liquide et vapeur, en réponse à des forces motrices différentes engendrées par les gradients de : température du sol, teneur en eau du sol, gravité.

Les raisons du décalage de la loi de Fick avec la réalité proviennent du fait que celle-ci néglige les interactions liquide - vapeur. Philip et de Vries ont avancé deux hypothèses pour compléter le schéma trop simple de la diffusion de vapeur dans les pores du sol :

Le transfert de vapeur en milieu peu saturé, donc contenant de l'air, est aidé par la présence de régions occupées par le liquide et n'est pas restreint à l'air des pores. Une raison au moins de cette assistance est que les régions liquides isolées constituent des trajets de faible résistance et de transit rapide pour la vapeur d'eau qui peut condenser en amont et se réévaporer en

aval de la région liquide.

Considérer que le gradient de pression partielle de vapeur d'eau à saturation dérive directement du gradient macroscopique de température conduit à sous-estimer la densité de flux de vapeur. L'une des raisons de cette erreur est que les gradients microscopiques à travers l'air des pores,  $(\Delta T)_g$ , qui permettent effectivement la diffusion de la vapeur, peuvent excéder significativement le gradient macroscopique  $\Delta T$ .

Ces considérations conduisent à traiter le **transfert de vapeur** de la façon suivante :

soit la relation thermodynamique (Edlefsen *et al.*, 1943) :

$$N = N^{sat} \cdot h = N^{sat} \cdot \exp(\Psi \cdot g / R \cdot T) \quad (2)$$

où  $N^{(sat)}$  = densité de vapeur (à saturation) en  $g \cdot cm^{-3}$  (dimension  $M \cdot L^{-3}$ )

$h$  = humidité relative (sans dimension)

$\Psi$  = pression d'eau du sol en cm, < 0 en milieu non saturé (suction) (dimension L)

$g$  = accélération de la pesanteur en  $cm \cdot s^{-2}$  (dimension  $L \cdot T^{-2}$ )

$R$  = constante des gaz pour la vapeur d'eau ( $cm^2 \cdot s^{-2} \cdot K^{-1}$ )

$T$  = température (K)

On obtient pour le transfert de vapeur une équation de forme :

$$Q_{vap.} / \rho_w = -D_{T \text{ vap.}} \cdot \Delta T - D_{\theta \text{ vap.}} \cdot \Delta \theta \quad (3)$$

qui permet une séparation des composants isothermique et thermique du mouvement.

L'effet de l'humidité relative sur le transfert est prise en compte dans l'expression de  $D_{T \text{ vap.}}$ , diffusivité thermique de la vapeur.  $D_{\theta \text{ vap.}}$ , diffusivité isothermique de la vapeur, prend en compte l'effet de la suction.  $\rho_w$  est la masse volumique de l'eau.

$$D_{T \text{ vap.}} = D^y \cdot v \cdot \tau \cdot (p - \theta) \cdot h \cdot (dN^{sat}/dT) \cdot (1/\rho_w) \quad (4)$$

$$D_{\theta \text{ vap.}} = D^y \cdot v \cdot \tau \cdot (p - \theta) \cdot g \cdot N \cdot (\rho_w \cdot R \cdot T)^{-1} \cdot (\partial \Psi / \partial \theta) \quad (5)$$

Quant au **transfert liquide**, la loi de Darcy en milieu non saturé peut être formulée de la façon suivante (Childs *et al.*, 1950) :

$$Q_{liq.} / \rho_w = -K \cdot \Delta \Phi \quad (6)$$

où  $Q_{liq.}$  = vecteur de densité de flux liquide en  $g.cm^{-2}.s^{-1}$  (dimension  $M.L^{-2}.T^{-1}$ )  
 $K$  = conductivité hydraulique en milieu non saturé en  $cm. s^{-1}$  (dimension  $L. T^{-1}$ )  
 $\Phi$  = potentiel total de l'eau en cm (dimension L) = pression  $\Psi$  + gravité  $z$  (>0 vers le haut)  
 $\rho_w$  = masse volumique de l'eau en  $g.cm^{-3}$  (dimension  $M.L^{-3}$ )

Dans la zone non saturée, la pression  $\Psi$  est déterminée par la capillarité.

On obtient finalement une expression de la forme :

$$Q_{liq.} / \rho_w = -D_{T liq.} \Delta T - D_{\theta liq.} \Delta \theta - K.i \quad (7)$$

où  $i$  = vecteur unité (>0 vers le haut).

Cette expression prend en compte l'effet séparé des composantes verticales de trois gradients : température, humidité et gravité.

$D_{T liq.} = K.\gamma.\Psi$  , c'est la diffusivité thermique de l'eau (en  $cm^2.s^{-1}$ ) ( $\gamma$  est constante pour des températures comprises entre 10 et 30 °C).

$D_{\theta liq.} = K.(\partial\Psi/\partial\theta)$  , c'est la diffusivité isothermique de l'eau (en  $cm^2.s^{-1}$ ).

**L'équation générale du transfert d'humidité** dans le sol prend finalement la forme suivante :

$$Q / \rho_w = -D_T \Delta T - D_{\theta} \Delta \theta - K.i \quad (8)$$

où  $Q$  = densité du flux total d'humidité (dimension  $M.L^{-2}.T^{-1}$ )

$D_T$  = diffusivité thermique =  $D_{T liq.} + D_{T vap.}$  (dimension  $L^2.T^{-1}$ )

$D_{\theta}$  = diffusivité isothermique =  $D_{\theta liq.} + D_{\theta vap.}$  (dimension  $L^2.T^{-1}$ )

Les caractéristiques significatives d'un sol sont donc théoriquement :

- les diffusivités thermiques et isothermiques de la vapeur et de l'eau,
- la perméabilité.

(En réalité, les valeurs de ces grandeurs doivent être corrigées par l'effet de tortuosité et de teneur en eau.)

c) **La thermodynamique des phénomènes irréversibles** (T.P.I.) (Cary et Taylor, 1962) est une approche différente qui considère le sol non saturé comme un système fermé contenant deux phases échangeant matière et énergie entre elles en réponse à une petite différence de température. La méthode tend à isoler la composante thermique du flux d'eau. Les flux de matière et d'énergie peuvent s'écrire de la façon suivante :

$$J_v = A_v \cdot \Delta \log T + B_v \cdot \Delta(1/T) \quad (9)$$

$$J_e = D_e \cdot \Delta \log T + C_e \cdot \Delta(1/T) \quad (10)$$

où A, B, C, D sont des constantes calculables à partir d'un coefficient phénoménologique L constant pour un système donné en régime permanent.

Cette théorie permet de calculer le flux d'humidité net provenant directement d'une différence de température, et même par un système plus complexe, de séparer le transfert en deux composantes : liquide et vapeur.

d) Jury et Letey (1979) ont reformulé les deux modèles précédents de manière compatible et les ont comparés aux résultats expérimentaux. L'analyse de Philip et de Vries sous-estime le transport de vapeur dans tous les cas observés. Une **modification de leur théorie** a donc été réalisée pour augmenter l'influence de l'eau liquide sur le transfert de vapeur, en prenant en compte la facilité avec laquelle la vapeur peut être transmise à travers des îlots liquides, facilité due à la différence des caractéristiques du transport d'énergie entre les phases liquide et vapeur. Cela signifie que les mécanismes d'augmentation du flux d'humidité par rapport à la loi de Fick proposés initialement par Philip et de Vries ont une base physique fondamentale.

Le mouvement de la vapeur d'eau peut donc être décrit par une expression relativement simple qui est une fonction connue de la température et indépendante de la teneur en eau dans un large domaine. Soit  $J_v$  le flux de vapeur (dimension  $M.L^{-2}.T^{-1}$ ) :

$$J_v = -D^v \cdot v \cdot (dN^{sat}/dT) \cdot (p-\theta) \cdot \chi \cdot \tau \cdot (dT/dx) \quad (11)$$

où  $x$  = longueur du milieu poreux considéré (dimension L)

$\tau$  = tortuosité (sans dimension)

$\chi$  = rapport du gradient moyen de température de la phase vapeur au gradient moyen de température pour le milieu entier, ajusté par un facteur destiné à prendre en compte la tortuosité (sans dimension).

Pour les fortes teneurs en eau, proches de la saturation, le flux liquide a une influence dominante sur le transport total d'eau.

Aux faibles teneurs en eau, les effets d'adsorption deviennent importants, et une extrapolation de cette loi devient hypothétique.

e) Dans la zone non saturée, la surface des particules du sol adsorbe la vapeur d'eau de l'air des pores. L'épaisseur de la couche adsorbée décroît quand la hauteur de sol au-dessus de la frange capillaire augmente (John, 1962). Cependant, la chaleur d'adsorption, considérée comme étant du

même ordre de grandeur que la chaleur de vaporisation, n'est pas très élevée (environ  $41800 \text{ J.mole}^{-1}$ ) et donc les molécules de vapeur adsorbées peuvent se mouvoir librement au dessus de la surface adsorbante. Il existe donc une **diffusion de surface**, améliorée par les faibles températures et la petitesse des grains, qui permet d'expliquer certains transferts que la diffusion dans l'espace poreux ne suffit pas à décrire.

## 2- Les moteurs des transferts d'humidité dans le sol non saturé :

C.W. Rose (1968) a étudié le transport d'eau dans un sol avec un cycle journalier de température, en essayant de séparer chaque composante du transport ( $\Delta\theta$ ,  $\Delta T$ , gravité) pour en déterminer la grandeur relative.

Le calcul du transfert d'eau  $E$  (dimension  $\text{M.L}^{-2}.\text{T}^{-1}$ ) entre deux niveaux du sol peut s'écrire de la façon suivante :

$$E = A + B + C - D \quad (12)$$

où  $A$  = densité de flux isothermique (liquide + vapeur)

$B$  = densité de flux thermique liquide

$C$  = densité de flux thermique vapeur causée par les gradients de pression de vapeur

$D$  = densité de flux gravitaire

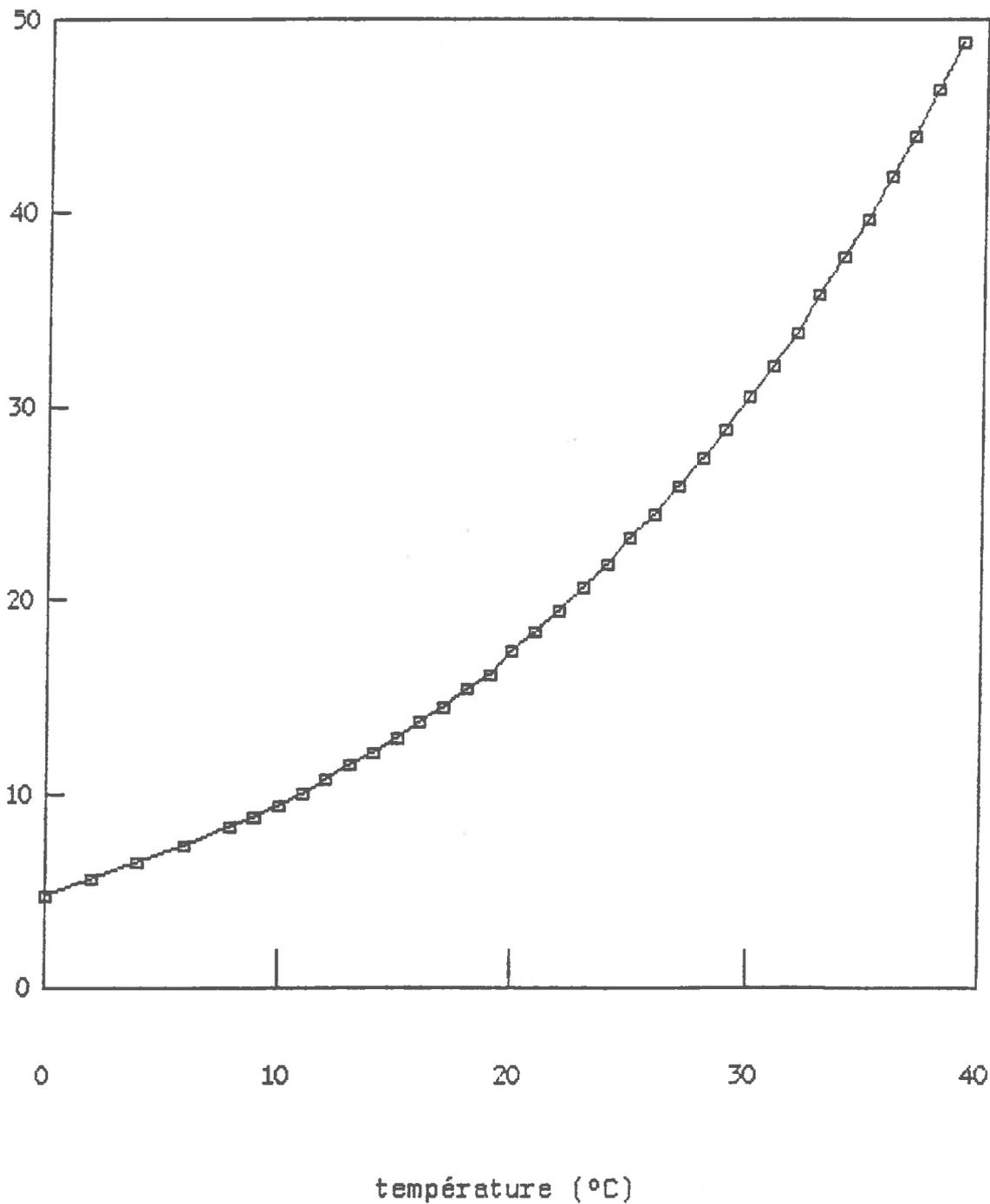
L'importance relative des termes analysés par Rose est fortement dépendante de nombreux facteurs du sol et de l'environnement. Son expérience est menée sur un sol sableux (75 % sable, 15 % limons, 11,5 % argiles), saturé au départ et examiné pendant 6 jours.

a) L'importance relative du flux **gravitaire** ( $D$ ) décroît en même temps que la perméabilité, et celle-ci diminue très rapidement quand la teneur en eau du sol décroît. Une perméabilité assez forte du sol et des conditions d'évaporation potentielle importante contribuent à la chute rapide de la teneur en eau, rendant rapidement le flux liquide gravitaire très faible.

b) Le flux de **vapeur** ( $C$ ) est proportionnel au gradient de pression de vapeur saturante et dépend donc de la valeur des gradients de température atteints dans le sol. Dans la nature, les fluctuations saisonnières affectent les températures du sol jusqu'à des profondeurs supérieures à la zone des racines, alors que les fluctuations diurnes influencent seulement les 30 cm superficiels d'un sol nu. Il est à noter que la circulation de vapeur d'eau dans un sol sous l'influence directe des gradients de température se fait de l'extrémité chaude vers les niveaux froids, la pression de vapeur à saturation évoluant dans le même sens que les températures.

fig. 10 : Densité de vapeur saturante en fonction de la température

densité de vapeur saturante ( $\text{g. m}^{-3}$ )



c) Le flux **liquide thermique** (B) est relativement réduit en dépit des forts gradients de pression d'eau du sol, et cela de façon générale dans les conditions naturelles. Il faudrait la combinaison de forts gradients de température, de teneurs en eau proches de la saturation et de très faibles gradients de succion pour que ce terme devienne significatif.

d) Le flux **isotherme** (A), essentiellement liquide dans l'expérience de Rose en réponse aux forts gradients de succion de l'eau dans le sol, est communément un important facteur du flux net d'eau dans tout niveau du sol.

### 3- La vapeur d'eau dans le sol :

#### a) **densité de vapeur d'eau dans le sol :**

Sauf s'ils ont une teneur en humidité très faible, les sols non saturés ont l'air de leurs pores pratiquement saturé vis-à-vis de la vapeur d'eau, de telle façon que la tension de vapeur est seulement une fonction de la température du sol (Benetin, 1967). La relation entre densité (ou tension) de vapeur saturante et température est de type exponentielle (fig. 10).

L'humidité relative au dessous de la saturation dépend principalement de la teneur en humidité du sol et peu de la température (Fukuda, 1956) (fig. 11).

Près de la surface du sol, l'humidité relative est inférieure à 100% et varie comme l'humidité du sol en fonction de la température atmosphérique, avec un minimum aux heures chaudes et un maximum aux heures froides, tandis que la tension de vapeur est plus forte le jour que la nuit (fig. 12).

La quantité de vapeur d'eau dans les pores du sol dépend du degré de diffusion, d'évaporation et de condensation dans ces pores et des échanges occasionnés lors de ces processus.

#### b) **importance du transfert de vapeur dans le sol et limites :**

Puisque la tension de vapeur dans le sol est pratiquement toujours proche de la valeur de saturation, le transfert de vapeur est le plus intense aux endroits et aux instants de gradients maxima de température (Benetin, 1967).

Globalement, le mouvement de la vapeur d'eau joue un rôle non négligeable dans la variation de teneur en humidité du sol. Lors de l'assèchement d'un niveau superficiel du sol, une partie seulement de l'eau est perdue par diffusion dans l'atmosphère ; environ la moitié de l'eau qui s'évapore subissant un mouvement descendant sous forme vapeur (Abramova, 1963).

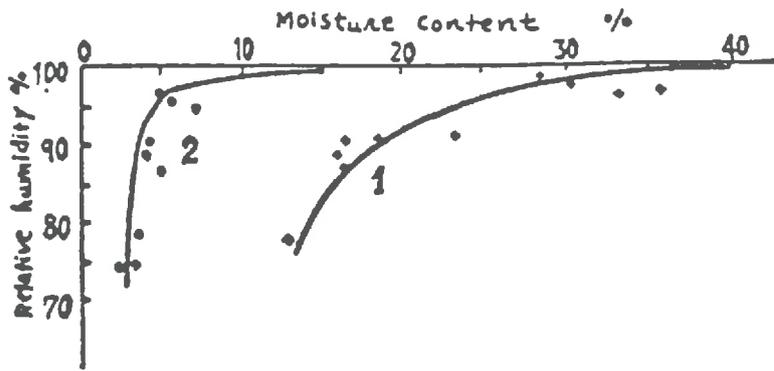


fig. 11 : Relation entre l'humidité du sol et l'humidité relative dans les pores du sol ; 1, sol argileux ; 2, sol sableux. (in Fukuda, 1956)

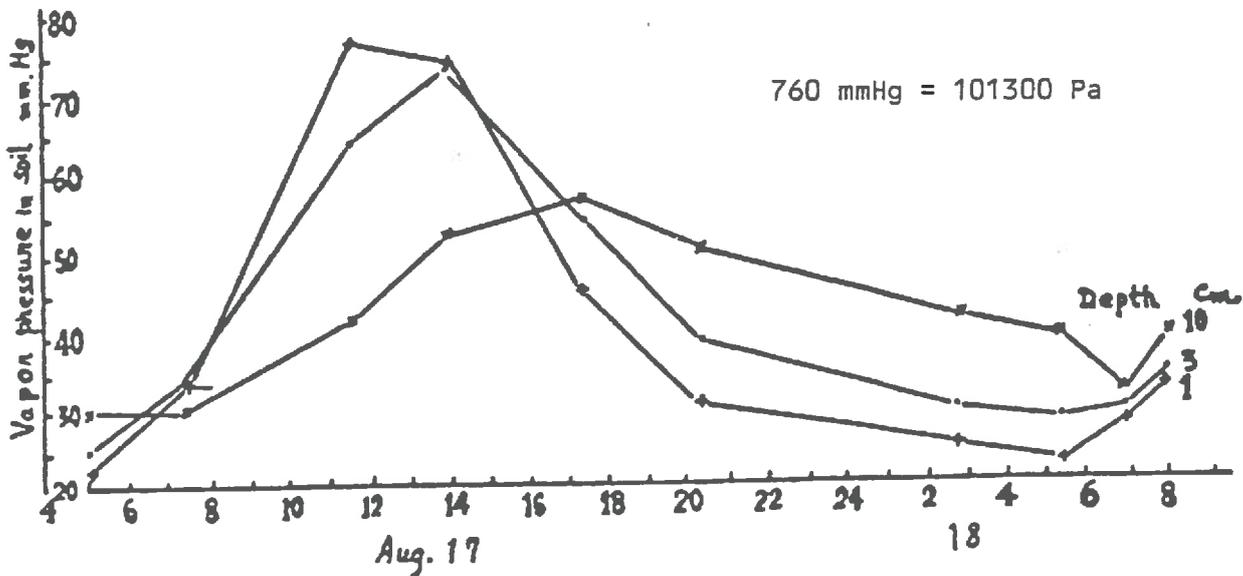
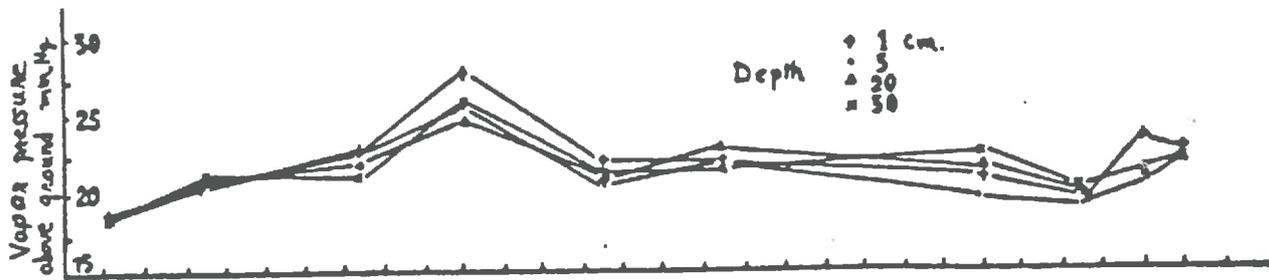


fig. 12 : Variation de la pression de vapeur d'eau au dessus et au dessous de la surface d'un sol sableux. (in Fukuda, 1956)

**c) sens du transfert dans les sols saturés vis-à-vis de la vapeur d'eau :**

La vapeur d'eau subit un mouvement vers les couches du sol les plus froides. Elle suit donc un mouvement descendant dans la journée et ascendant pendant la nuit, en accord avec la variation des profils de température du sol (Bunnenberg *et al.*, 1974, fig. 13). Pendant la journée, la vapeur atmosphérique atteint les niveaux inférieurs du sol (fig.14), en dépit du mouvement ascendant nocturne qui peut entraîner la diffusion de la vapeur du sol dans l'atmosphère. Quand la profondeur augmente, le gradient de température diminue ainsi que la vitesse de pénétration de la vapeur.

Quand le gradient descendant diurne est plus fort que le gradient ascendant nocturne, le mouvement de vapeur résultant est une oscillation atténuée dirigée vers le bas, comme c'est le cas en été. En automne et en hiver, le retour de la vapeur depuis la profondeur vers les niveaux superficiels se fait sur le profil entier.

**4- Application au régime d'humidité d'un sol soumis à l'évaporation :**

Pendant l'évaporation d'un sol humide, l'humidité sous forme liquide se meut en direction de la couche évaporante. Ce transfert est accompagné d'un retour partiel d'humidité sous forme vapeur vers les couches plus profondes (Abramova, 1968). Il se produit alors une condensation de cette vapeur dans les couches inférieures plus froides et cette humidité sous forme liquide se déplace de nouveau vers la surface d'évaporation. L'épaisseur de la zone de condensation est déterminée par l'amplitude diurne de la variation de température du sol.

La vitesse du transfert de vapeur dépend non seulement du gradient de température, mais aussi de la texture du sol : le transfert de vapeur sera d'autant plus rapide dans un sol à texture ouverte, c'est à dire plus rapide dans un sable que dans un sédiment argileux.

Lors d'un processus d'évaporation, les transferts hydriques liquides deviennent négligeables au delà d'une teneur en eau pondérale limite, 3% environ pour un sol sableux, alors que les transferts gazeux prennent le relais.

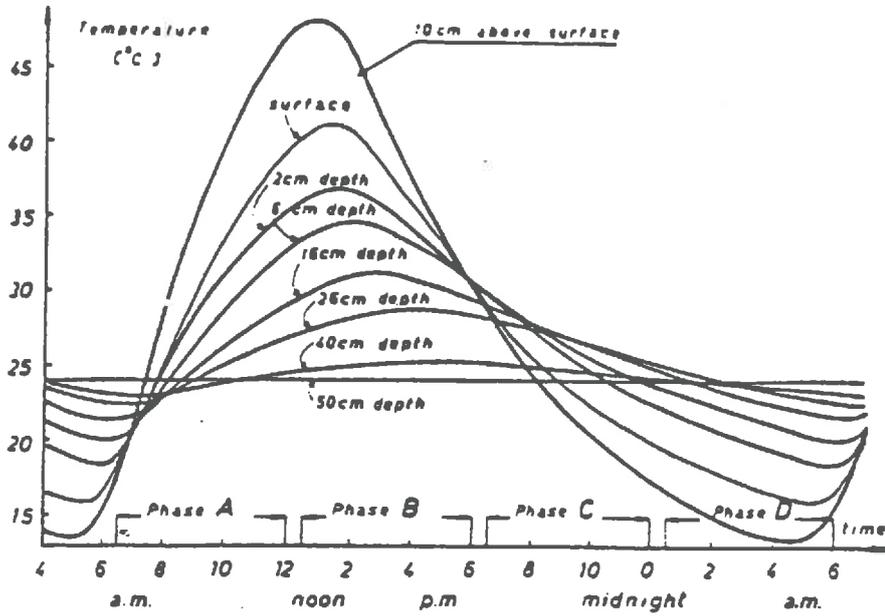
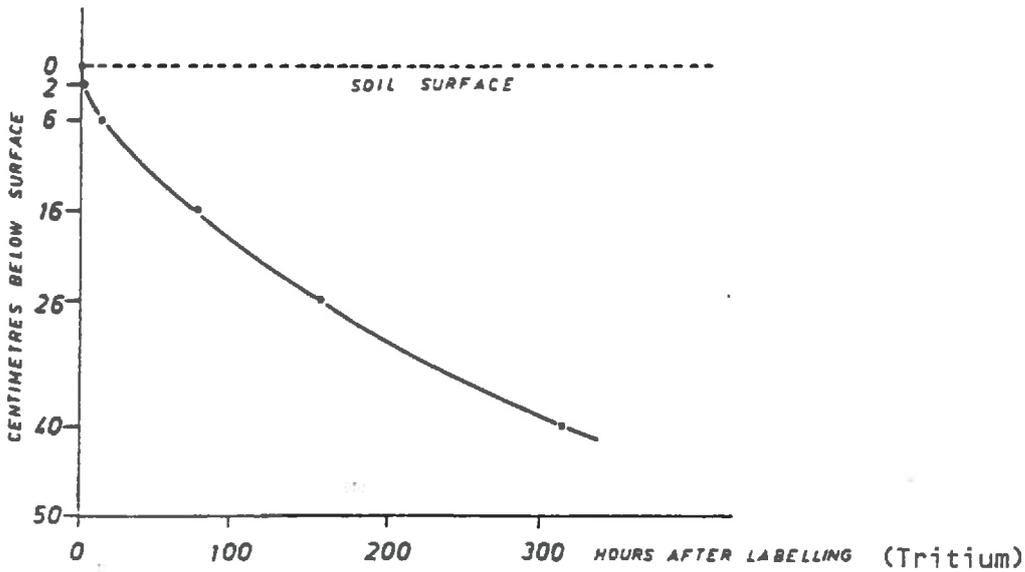


Fig. 13 : Courbes d'inversion de température (loess).  
(in Bunnenberg et al., 1974)



14 : Temps et profondeur de pénétration de vapeur d'eau d'origine atmosphérique sous inversions journalières de température.  
(in Bunnenberg et al., 1974)

## TECHNIQUES D'ECHANTILLONNAGE

### 1- Echantillons de sol :

Tous les sondages sont faits à la tarière à main. Pour le sable meuble les bords du trou sont matérialisés par des tubes en PVC de diamètre intérieur légèrement supérieur à celui de la tarière, enfoncés par battage au fur et à mesure de l'avancement du sondage, et raccordés entre eux tous les mètres par des manchons en PVC collées à l'intérieur. En général, ils sont utilisés sur les trois ou quatre premiers mètres des sondages dans les dunes.

Une tarière particulière, conçue par G.B. Allison a été construite spécialement pour le sable meuble (fig. 15). Un clapet rotatif au fond permet, avant de remonter la tarière, de retenir le sable par une simple rotation du "tourne-à-gauche" en sens inverse.

Quand le sédiment (sable ou limons argileux) devient assez humide pour être relativement compact, la tarière classique est utilisée.

Le sédiment est d'abord homogénéisé dans un seau, sa température est prise, puis il est stocké dans des boîtes en aluminium (625 ml, 315 ml, 200 ml) fermées hermétiquement de façon à éviter toute évaporation.

Au laboratoire, on effectue une analyse granulométrique des sédiments  $>35\mu\text{m}$  sur une colonne de tamis. Pour les sédiments possédant une fraction fine ( $<35\mu\text{m}$ ) importante, on a évalué sur certains la granulométrie de cette fraction à l'aide d'un sédi-graph 5000.

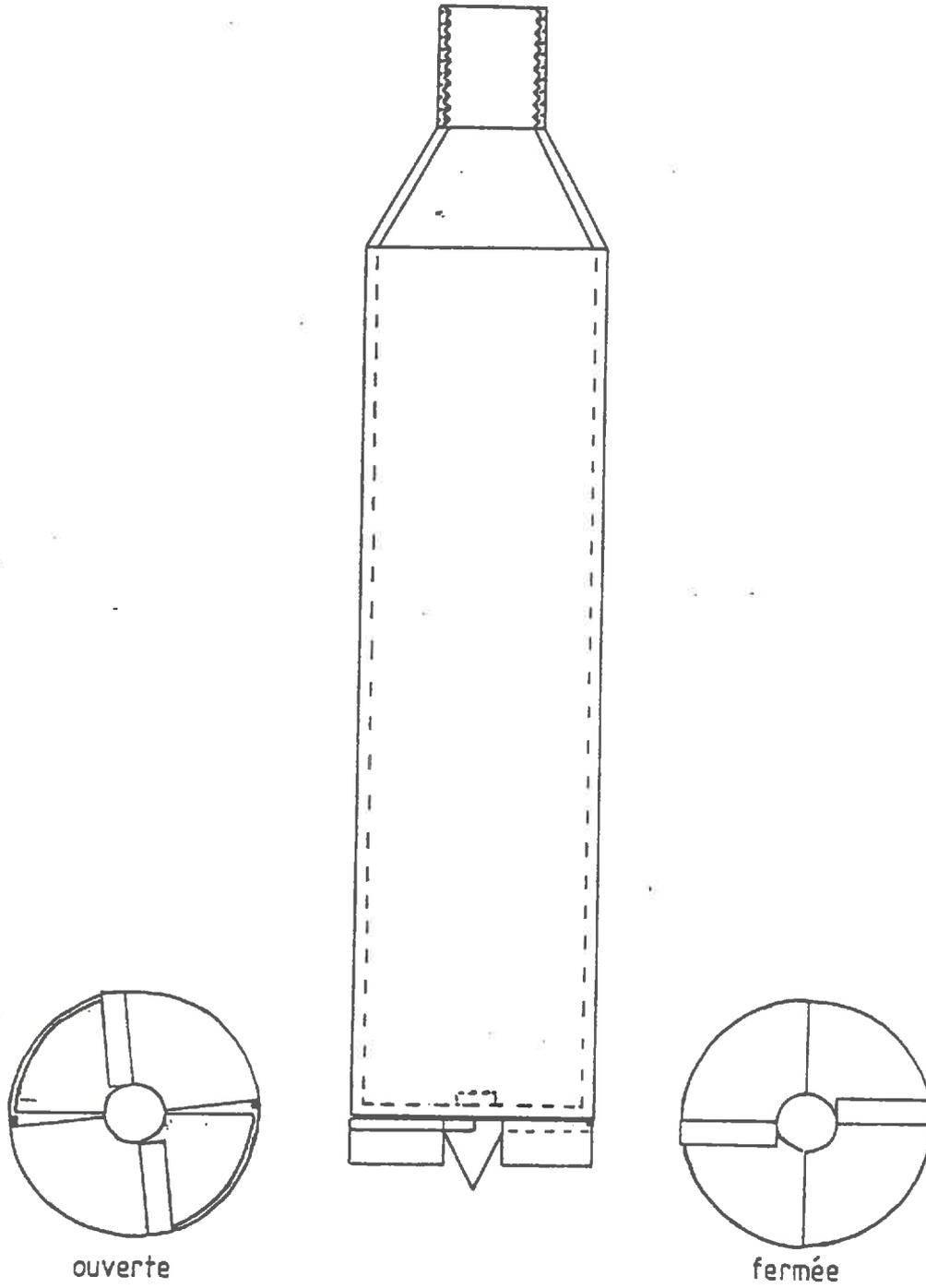
### 2- Echantillons de vapeur :

Un appareillage spécial a été mis au point (par G.B. Allison et J.C. Fontes) pour échantillonner le gaz du sol en terrain sableux. Une aiguille creuse avec des orifices protégés par des fils métalliques formant tamis (fig. 16) est enfoncée dans le sol au bout de tiges-allonges à travers lesquelles passe un tube plastique fin qui relie l'aiguille au dispositif de surface (fig. 17). Ce dispositif comprend :

- une seringue pour pomper l'air présent dans le tube en "rilsan" et n'obtenir finalement que l'air des pores du sol à la profondeur voulue au moment du prélèvement.
- un manomètre pour contrôler l'équilibration des pressions pendant le prélèvement.
- une ampoule vidée préalablement au laboratoire.

Pour prélever, il suffit d'ouvrir le robinet de l'ampoule, attendre le retour au 0 du manomètre et refermer l'ampoule. Les ampoules ont une contenance de 200, 370 ou 500 ml et sont choisies en fonction de la

fig.15 : Tarière à clapet



ouverte

fermée

Echelle  5 cm

fig. 16 : Schéma de l'aiguille à prélèvement d'atmosphère des sols (prototype G.B. Allison, J.Ch. Fontes).

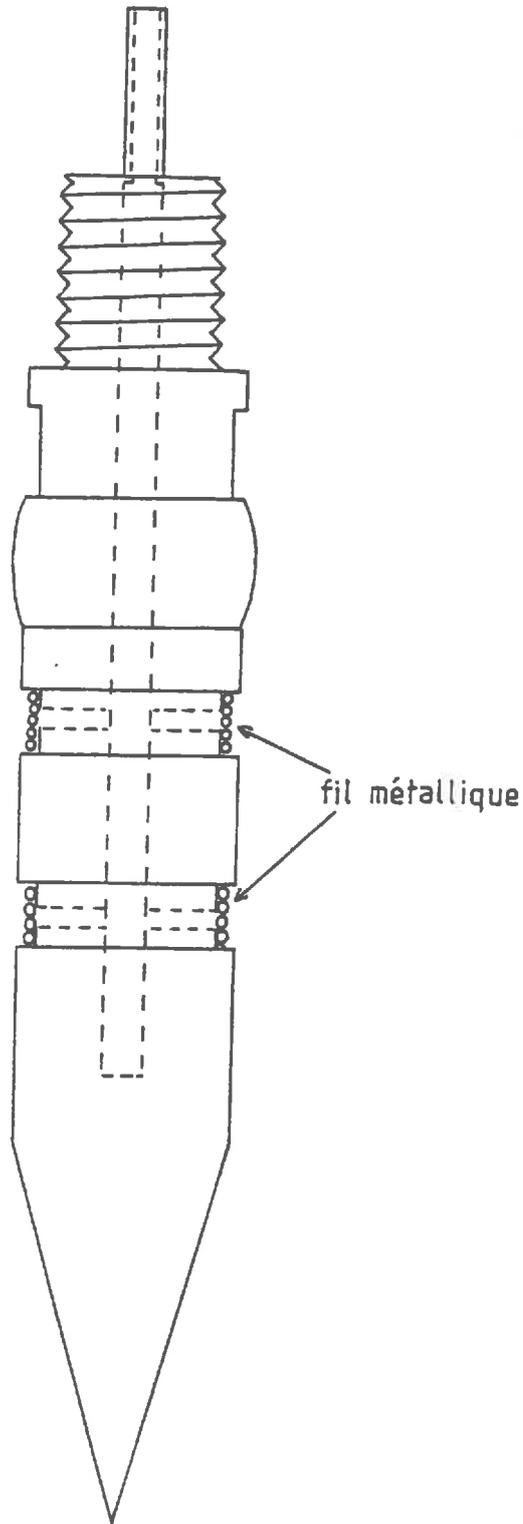
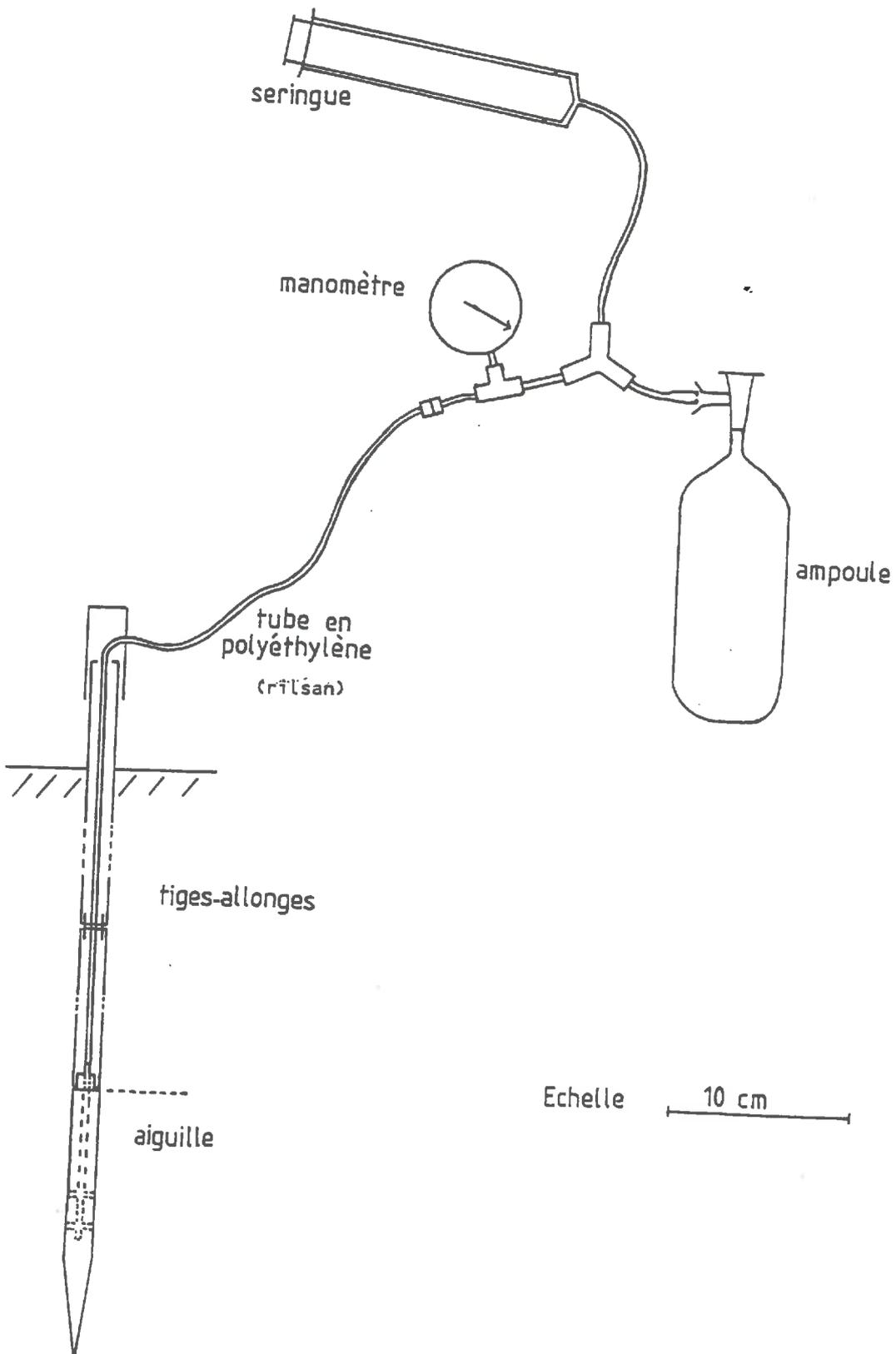


fig.17 : Dispositif d'échantillonnage des gaz du sol



température et de la teneur en eau estimée.

Le système de tiges-allonges est enfoncé dans le sol par battage, l'extrémité supérieure étant protégée par un embout en laiton.

Les échantillons sont ensuite "purifiés" au laboratoire (voir chapitre sur la ligne de préparation de la vapeur d'eau).

De nombreuses ampoules n'ayant pas de robinet, elles ont été soudées sous vide au laboratoire. Au moment du prélèvement, on écrase l'extrémité du verre à l'intérieur du raccord plastique qui les relie au reste du dispositif d'échantillonnage (fig. 17) à l'aide d'une pince, puis on obture ce raccord à l'aide de lames à faces parallèles. Un étranglement entre l'extrémité et le corps du ballon permet de ressouder immédiatement l'ampoule au moyen d'un petit chalumeau. De retour au laboratoire, l'ampoule est fixée à la ligne d'extraction (fig. 1) par un raccord plastique, les contacts étant rendus étanches par un goudron. L'ouverture de l'ampoule pour la purification de l'échantillon s'opère de la même façon que sur le terrain, en écrasant l'extrémité du verre à l'intérieur du raccord avec une pince.

## RAPPELS SUR LA VALLEE DE LA SAOURA et BENI-ABBES

La **vallée de l'oued Saoura** traverse le Sahara du nord au sud entre le Grand Erg Occidental à l'est et la Hammada du Guir à l'ouest (carte fig. 18). Cette région a fait l'objet de nombreuses études dont la plus récente est celle de YOUSFI (1964) qui a commencé à y étudier l'évaporation sur des profils isotopiques réalisés sur des sondages situés le long de l'oued à Béni-Abbès.

La **coupe géologique** (fig. 19) montre la vallée entaillant des terrains sédimentaires Mio-Pliocène et quaternaires tabulaires sur un socle Paléozoïque, et comblée en partie par des terrasses quaternaires récentes. L'eau de la nappe du Grand Erg Occidental alimente en partie des nappes locales (fig. 20) : nappe de la Torba (terrains Mio-Pliocène) et nappes des terrasses limono-sableuses (sous-écoulement de l'oued Saoura).

Au point de vue **climatique**, Béni-Abbès (30°08N, 2°11W, 498m d'altitude) est situé dans la zone aride (tableaux 2 à 9). Les paramètres cités ci-dessous proviennent principalement de l'étude de Dubief (1959, 1963).

Avec une insolation abondante (environ 10 heures par jour en moyenne annuelle), des températures assez élevées (moyenne annuelle = 22,8°C), une humidité relative assez faible (moyennes mensuelles inférieures à 45 % dans la journée), des vents violents relativement fréquents, l'**évaporation potentielle** annuelle est très élevée (environ 3 m.an<sup>-1</sup>), avec un maximum en juillet et un minimum en décembre.

Avec des moyennes interannuelles de l'ordre de 30 à 40 mm, les **précipitations** dans la région de Béni-Abbès sont caractérisées par des alternances d'années sèches et d'années relativement plus humides. Pendant l'année, seule la période d'octobre à avril, avec quelques éventuelles pluies d'intensité supérieure à 5mm/24h et une évaporation potentielle pas trop élevée ( $\leq 10$ mm/24h), est favorable à l'infiltration. En effet, dans cette région aride, les fortes pluies, quoique rares, sont pratiquement les seules à être susceptibles de s'infiltrer. En hiver, il peut y avoir deux pluies par jour ; alors la première pluie "prépare le terrain" à la seconde et l'infiltration est plus importante que pour une pluie de même hauteur totale.

Néanmoins, l'**infiltration** réelle reste très faible car les pluies assez intenses pour permettre l'infiltration sont rares, avec une moyenne de 1,2 jour/an pendant la période favorable. Il reste de longues périodes de non réalimentation des nappes, le maximum à Béni-Abbès est de 3 ans et 8 mois sans pluie  $\geq 5$  mm, et 6 ans et 10 mois sans pluie  $\geq 10$ mm.

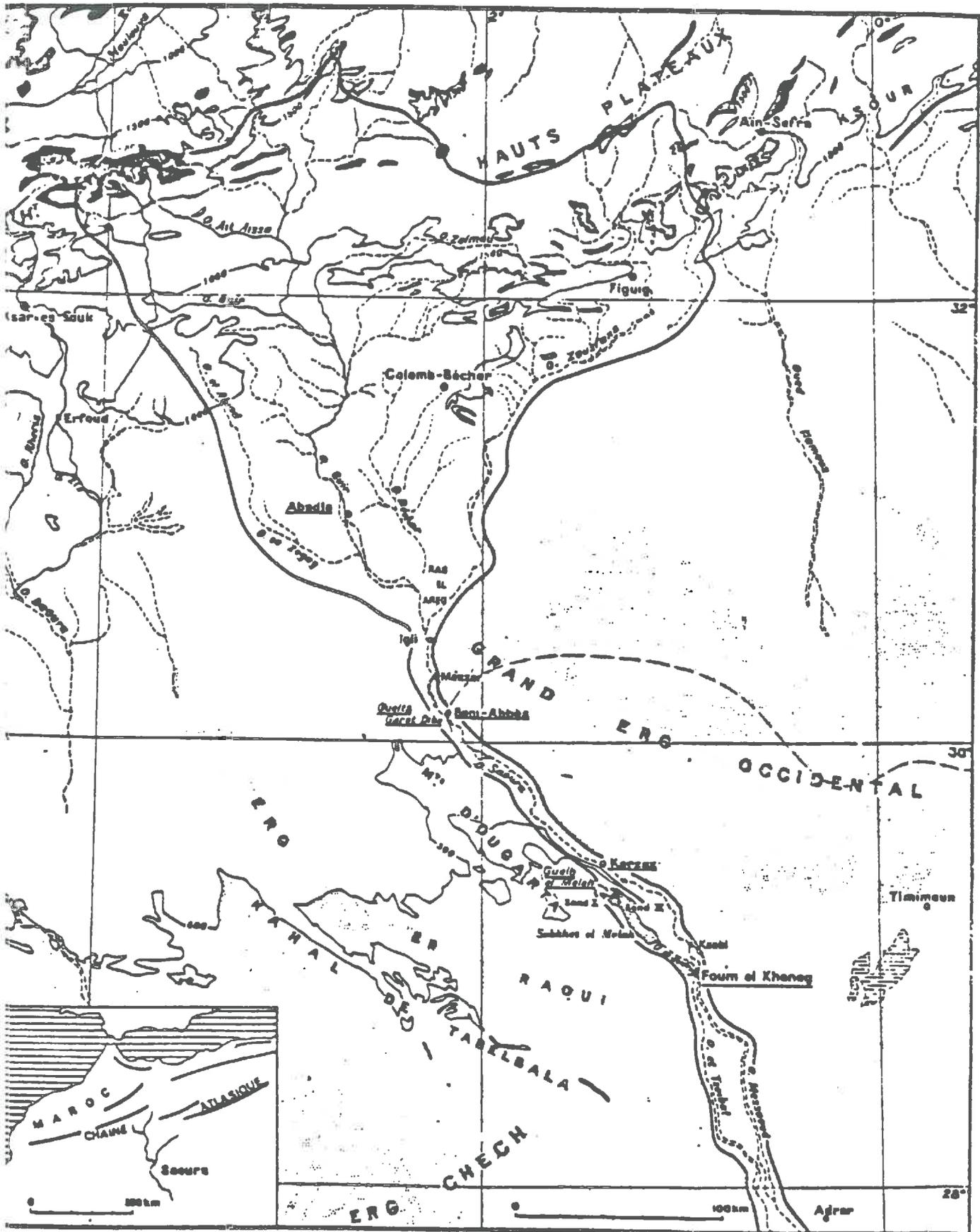


FIGURE 18  
Bassin de l'oued Saoura (Sahara nord-occidental).  
Conrad. 1974

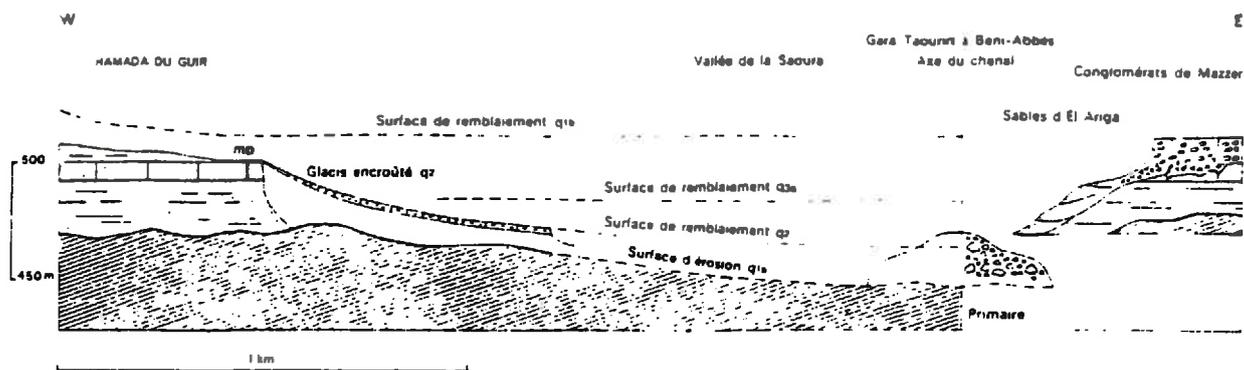


Fig. 126. — Schéma interprétatif du Villafranchien supérieur et des différentes surfaces morphologiques dans la Haute Saoura (Sahara nord-occidental).

(in Conrad, 1969)

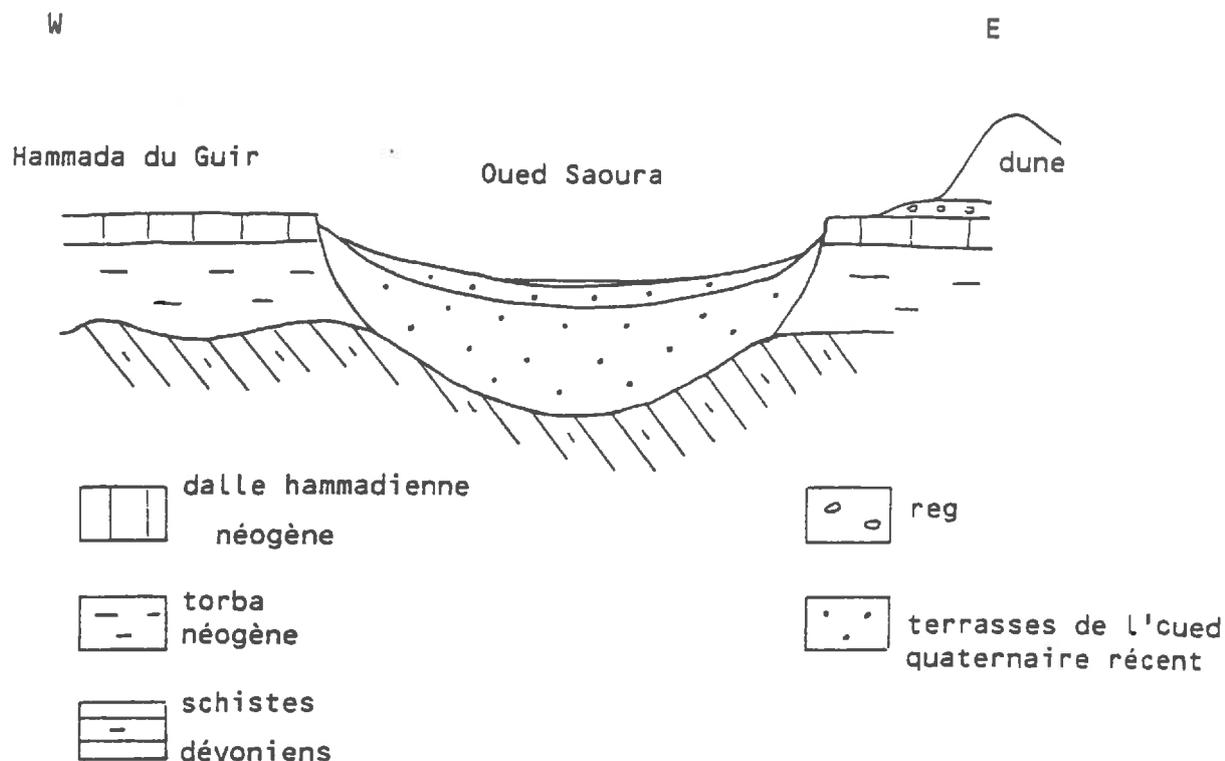
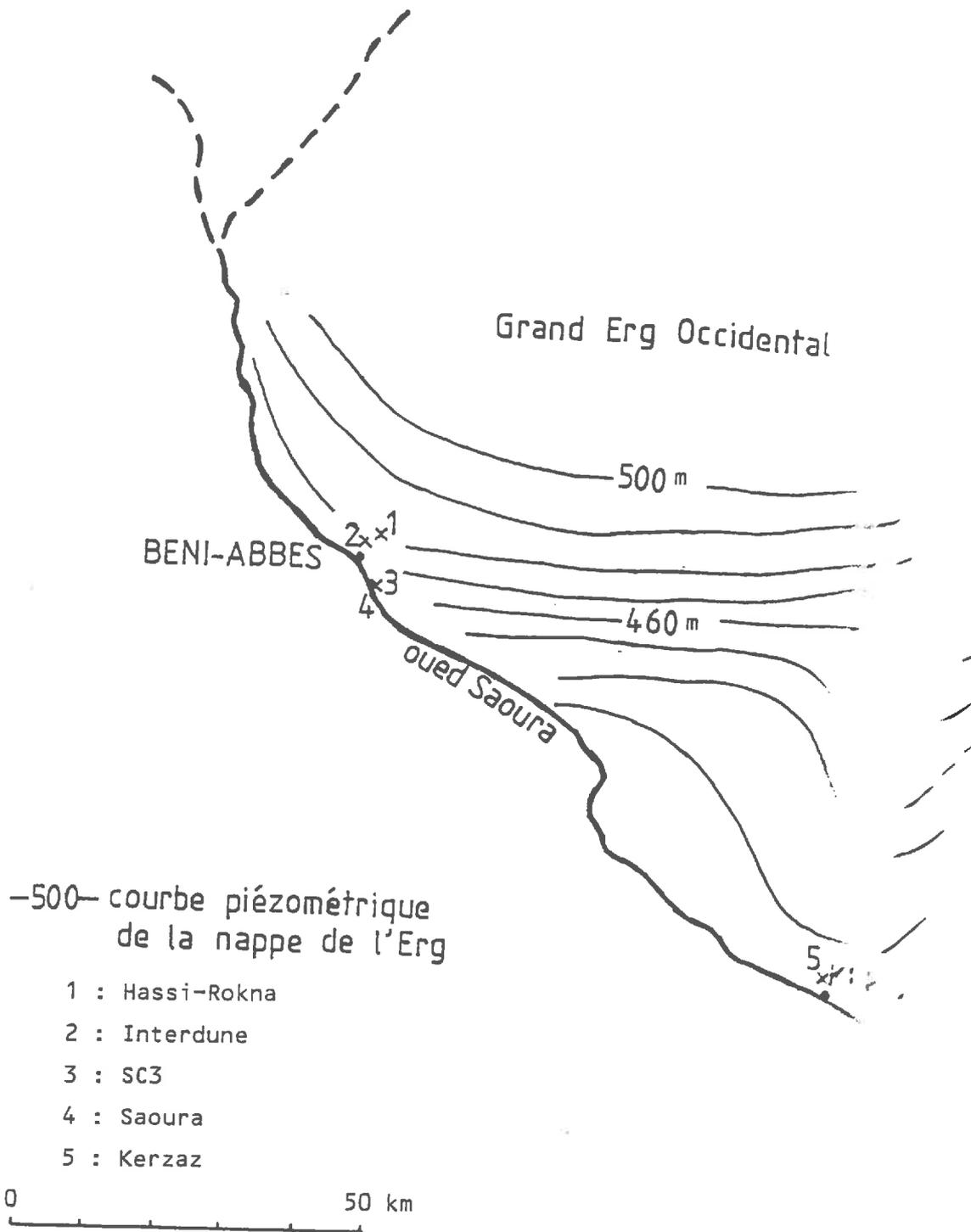


fig. 19 : Schéma géologique de la vallée de la Saoura à Béni-Abbès, d'après Conrad (1969).



-500- courbe piézométrique  
de la nappe de l'Erg

- 1 : Hassi-Rokna
- 2 : Interdune
- 3 : SC3
- 4 : Saoura
- 5 : Kerzaz

0 50 km

fig. 20 : Esquisse hydrogéologique de la bordure du Grand Erg  
et emplacement des sondages.

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	année
9,2	9,2	9,7	11,0	11,0	11,1	11,4	10,8	10,1	8,3	7,3	7,5	9,7

Tableau 2 : Insolation journalière mensuelle (heures) (Dubief, 1960)

Heures	7	13	18
J	67	40	36
F	58	35	28
M	53	33	28
A	46	31	25
M	45	29	24
J	32	21	18
J	26	19	19
A	34	21	19
S	42	26	26
O	52	33	38
N	65	42	40
D	70	43	41

(tableau 3) : Humidité relative de l'air mensuelle moyenne à Béni-Abbès (Pierre, 1958).

Le minimum se produit vers 15h et le maximum vers 6h, au lever du soleil.

Tableau 4 : Températures en °C sous abri à Béni-Abbès (période 1926-1950) d'après Dubief (1960).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	A
Minimums absolus mensuels et annuels:	-6.0	-4.4	0.8	7.2	8.6	15.5	20.4	18.2	13.2	5.8	-0.2	-4.0	-6.0
Moyennes mensuelles et annuelles													
des minimums	3.5	6.0	10.6	15.0	18.7	24.1	27.3	26.7	23.0	16.4	9.7	4.9	15.5
Nombre de jours de gelée à glace													
sous abri	4.7	1.6											2.5
Moyennes mensuelles et annuelles													
(M + m)/2	11.0	12.5	17.9	22.3	26.1	31.6	35.1	34.3	30.1	23.4	16.6	11.9	22.6
Moyennes mensuelles et annuelles													
des maximums	18.5	21.0	25.2	29.6	33.4	39.2	41.9	37.1	30.5	23.4	18.9		30.1
Maximums absolus mensuels et annuels:	27.0	31.4	35.4	38.0	41.4	45.2	46.3	44.0	39.3	33.5	27.3		47.5
Amplitude diurne aperiodique de la													
température moyenne mensuelle et	15.0	15.0	14.6	14.6	14.7	15.1	15.6	15.2	14.1	14.1	13.7	14.0	14.6
annuelle													

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	année
71	44	98	103	176	170	66	75	125	143	69	47	99

Tableau 5 : Variation annuelle des fréquences pour 1000 des vents de forces supérieures à 3° Beaufort, ( période 1931-1940) d'après Dubief, 1962.

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	année
1,5	2,1	3,2	4,6	3,5	2,1	1,1	1,9	2,4	1,3	0,9	0,6	25,2

Tableau 6 : Nombres de jours mensuels moyens de vents de sable (période 1925-1950) d'après Dubief, 1962.

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	année
6,2	7,9	10,1	14,1	16,9	20,1	22,2	19,9	18,4	10,6	6,4	4,9	48,1

Tableau 7 : Moyennes journalières et annuelles de l'évaporation Piche (en mm.j<sup>-1</sup>) à Béni-Abbès (Dubief, 1950).

	1925-1950 1926-1960		1925-1950		
			≥5mm/24h	≥10mm/24h	≥20mm/24h
J	1,4	3,7	0,0	0,0	0,0
F	1,4	1,7	0,8	0,5	0,0
M	3,2	4,2	2,0	1,5	1,0
A	4,7	5,7	3,4	2,7	
M	3,0	2,4	0,9	0,6	0,0
J	1,1	0,9	0,8	0,5	0,0
J	0,1	0,2	0,0	0,0	0,0
A	1,2	1,5	1,0	0,0	0,0
S	2,5	2,6	0,9	0,9	0,9
O	4,5	6,1	3,0	1,4	0,0
N	4,9	5,3	2,5	2,3	1,0
D	4,1	6,4	2,8	1,5	1,0
Mois					
favo- rables	24,2	33,1	14,5	9,9	5,7
Année	32,1	40,7	18,1	11,9	6,6

**Tableau 8** : Hauteurs moyennes mensuelles (en mm) de toutes les pluies à Béni-Abbès, ainsi que les totaux moyens mensuels des pluies supérieures à 5 , 10 ou 20mm en 24 heures.

(Dubief, 1963)

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	année
0,0	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,3	0,2	0,2	1,5

**Tableau 9** : Nombre de jours de pluies supérieures ou égales à 5mm en 24h à Béni-Abbès (1925-1950) .

## SITES D'ECHANTILLONNAGE

Les sites d'échantillonnage sont répartis transversalement le long de la vallée de l'oued Saoura, depuis la dune jusqu'au lit de l'oued (voir localisation sur fig. 20). Les sondages ont été réalisés entre le 2 et le 7 décembre 1984.

Le sondage de **Hassi-Rokna**, à 5 km environ à l'est de Béni-Abbès, est situé sur un replat d'une dune au bord du Grand Erg Occidental, à 30 m environ au dessus du niveau de la haute terrasse (quaternaire ancien). Il a été conduit jusqu'à une profondeur de 10,40 m. Le profil sableux est très homogène, avec des grains bien classés et une médiane d'environ 175  $\mu\text{m}$  (fig. 21).

Les sondages dans les dunes avaient pour but d'étudier des profils sableux très secs, où l'évaporation étend son influence jusqu'à des profondeurs importantes. Or, à Béni-Abbès, après 4 années sans pluie susceptible de s'infiltrer, une pluie de 15 mm était tombée le 9/11/84, soit environ trois semaines avant notre arrivée. On a retrouvé en effet la trace de cet épisode pluvieux au sommet du profil de Hassi-Rokna, sous la forme d'une couche humide de 15 cm d'épaisseur sous 10 cm de sable sec. Il fut donc décidé d'effectuer un autre sondage sur dune à Kerzaz, situé à 120 km au sud-est de Béni-Abbès, où la pluie du 9/11/84 avait été trop faible (1,7 mm) pour s'infiltrer.

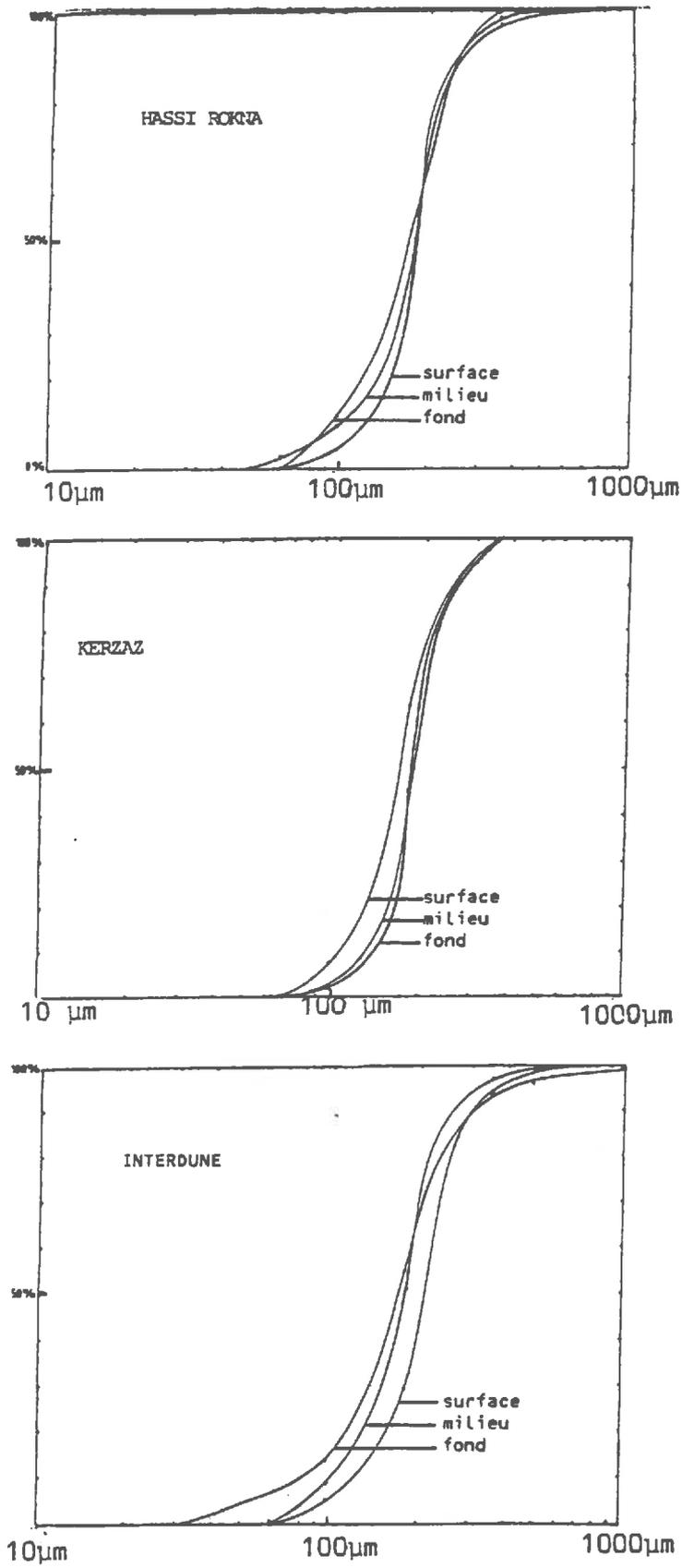
Le sondage de **Kerzaz** (altitude 425 m) est situé au sommet d'une dune bordant le Grand Erg Occidental, environ 100 m au dessus du niveau du lit de l'oued Saoura. Le profil, profond de 3 m, est très semblable à celui de Hassi-Rokna, avec une courbe granulométrique pratiquement identique et une médiane de 175  $\mu\text{m}$  (fig. 21).

Un troisième sondage dunaire a été entrepris, mais contrairement aux deux précédents, il a été implanté dans un point bas "interdune" non loin de Béni-Abbès, en vue d'étudier un profil où l'infiltration aurait une part plus importante par rapport à l'évaporation. Sa composition granulométrique est analogue à celle des deux autres sites dunaire (fig. 21).

Deux autres sondages ont été menés dans les terrasses de l'oued :

Le site **SC3** que YOUSFI (1984) avait étudié a été repris car il avait

fig. 21 Courbes granulométriques des sondages dunaires.



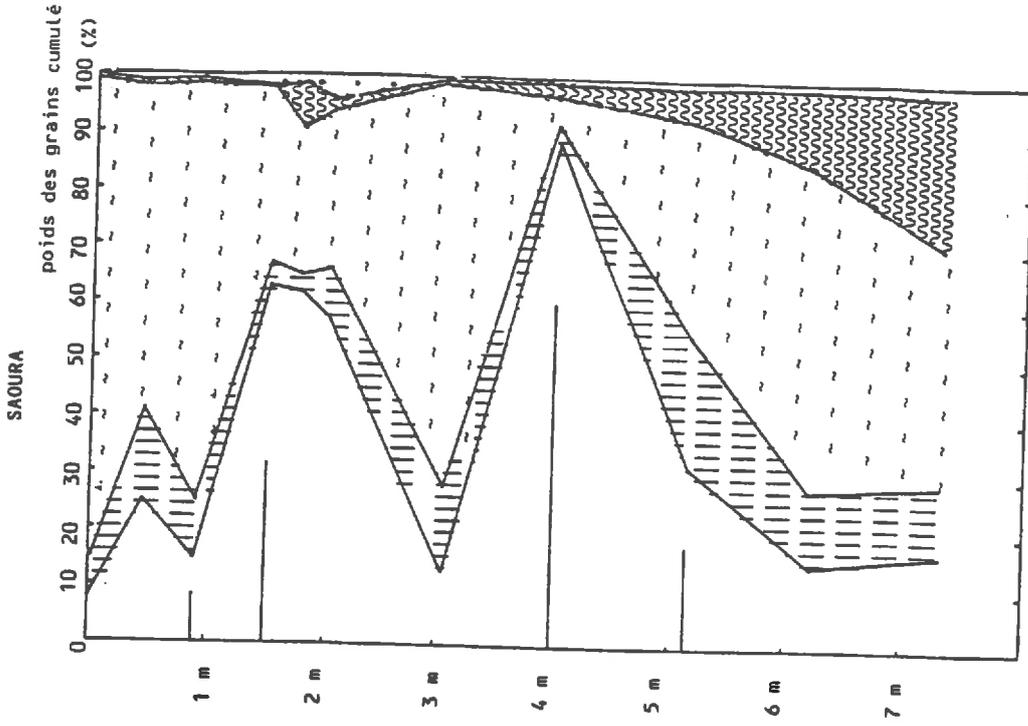
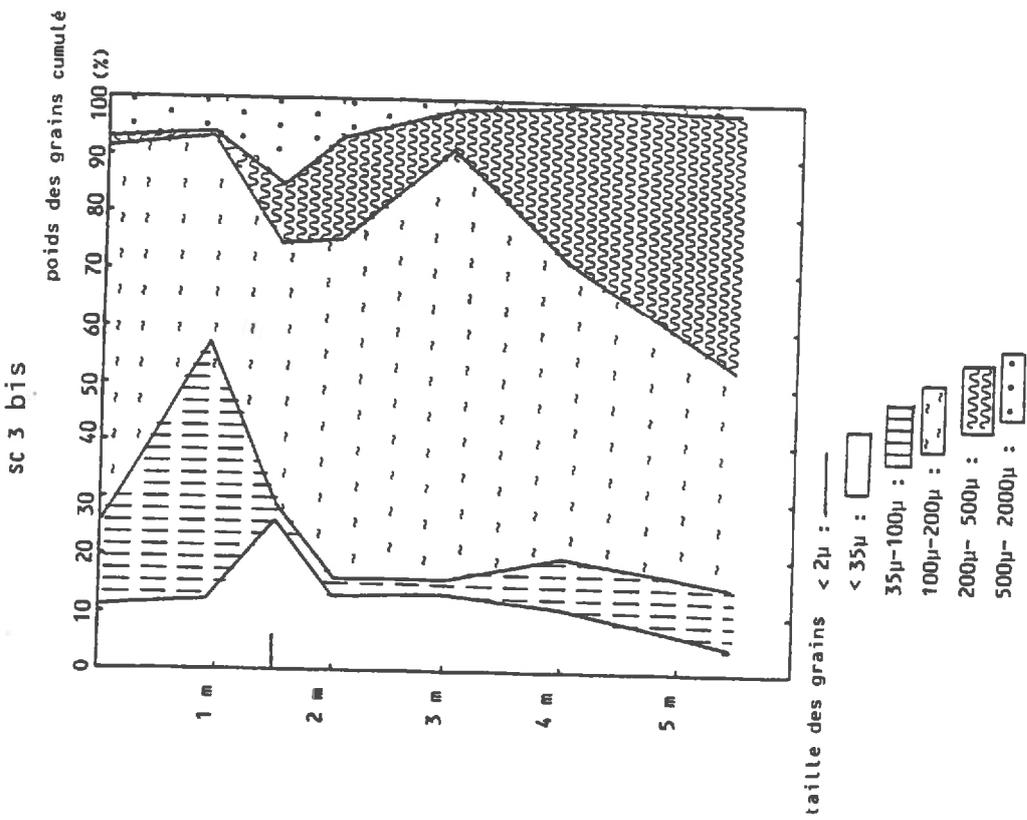


fig.22 : Sondages des terrasses, Granulométrie.

fourni un profil isotopique de l'eau du sol très intéressant pour la modélisation. Il est situé à l'aval de Hassi-Juiffa, à environ 5 km au sud de Béni-Abbès, sur la basse terrasse. La tarière à main a permis d'atteindre seulement 5,45 m au lieu des 9,70 m atteints par l'entreprise algérienne de forage en 1982. Il sera dénommé SC3 bis. La granulométrie du profil est assez homogène verticalement. Il s'agit d'un sédiment sableux, dont une grosse partie se situe entre 100 et 200  $\mu\text{m}$ . La fraction fine ( $<35 \mu\text{m}$ ) est présente tout au long du profil, mais en faible proportion (moins de 25 %) (fig. 22).

Le dernier sondage a été effectué non loin du précédent, au dessus du lit de l'oued **Saoura**, à une altitude inférieure de 4,50 m environ par rapport à SC3. Le but recherché était d'atteindre la nappe pour obtenir un profil complet d'évaporation. La nappe fut atteinte à 7,20 m de profondeur. Verticalement, ce profil est plus hétérogène que le précédent (fig. 22), avec des niveaux très fins (1,5-2 m, 4 m), quelques fragments calcaires (3 m), dans un milieu sableux.

## BENI-ABBES : PARAMETRES PHYSIQUES DES PROFILS.

### 1- températures : (fig. 24 à 27)

Elles ont été relevées sur le terrain, en plantant un thermomètre dans le sédiment dès son extraction de la tarière (cf techniques d'échantillonnage).

Les prélèvements ont eu lieu au mois de décembre, ce qui explique le gradient positif des températures vers le bas.

Les températures maximales sont assez uniforme, indices des températures moyennes annuelles atteintes dans chacun des sites. Les profondeurs auxquelles la température moyenne annuelle est atteinte sont variables, plus faibles dans les terrains fins et relativement humides des terrasses que dans les terrains sableux et très secs des dunes.

Les gradients de température sont relativement importants du fait des faibles températures de surface, dues à l'heure de prélèvement (début de matinée à Kerzaz, fin d'après-midi à SC3 bis et Saoura) et à la saison :

site	t°(surface)	t° moy. an.	→ profondeur	gradient (°C.m <sup>-1</sup> )
Kerzaz	7 °C	28,5 °C	2,50 m	8,6 °C.m <sup>-1</sup>
Saoura	10 °C	24 °C	2,10 m	6,7 °C.m <sup>-1</sup>
SC3 bis	11 °C	25 °C	1,80 m	7,8 °C.m <sup>-1</sup>

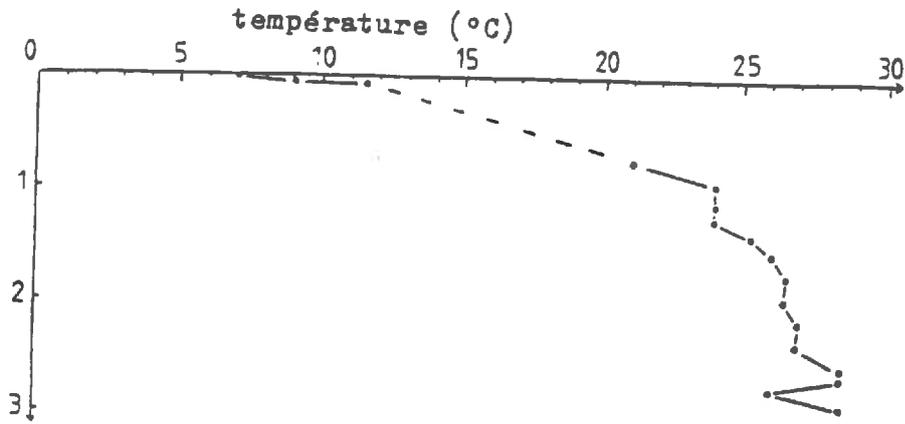
Ces gradients varient dans la journée et sont seulement donnés à titre indicatif.

Les sondages de Hassi-Rokna et de l'Interdune n'ont pas permis de recueillir des informations sur les températures de surface.

### 2- humidité pondérale : (fig. 24 à 27)

Les humidités pondérales ont été calculées au laboratoire après extraction de l'eau des sédiments par distillation sous vide. Les flacons de sédiment sont placés dans un bain thermostaté à 60°C et l'eau piégée à l'azote liquide (-196°C) pendant environ 12 heures (Gouvea da Silva Rosa, 1980).

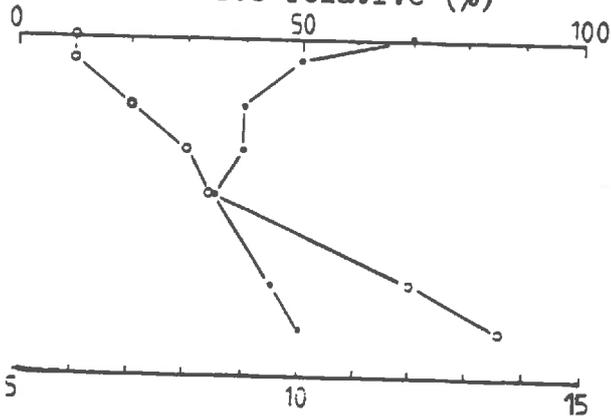
fig. 23 : Profil KERZAZ : Paramètres physiques.



humidité pondérale (%)



• humidité relative (%)



• densité de vapeur ( $g \cdot m^{-3}$ )

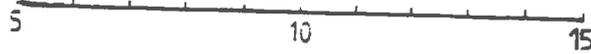
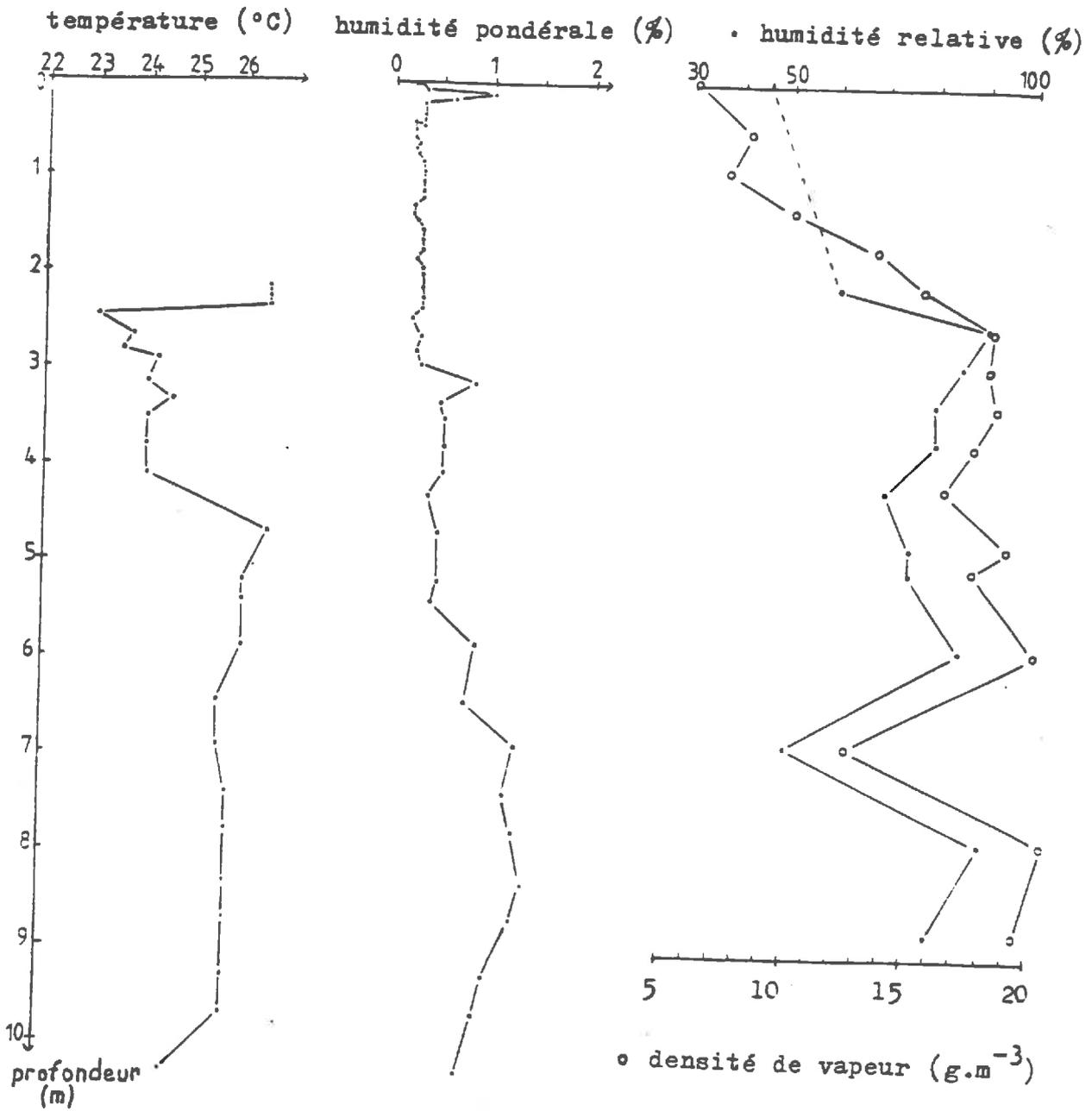


fig. 24 : Profil HASSI-ROKNA : Paramètres physiques.



Les deux profils de sommet de dune se distinguent par leur extrême sécheresse, avec des valeurs d'humidité inférieures à 0,5 % sur les 3 mètres superficiels, où ne subsiste que l'eau pelliculaire. Pour Hassi-Rokna, le sable paraît plus humide au-delà de 3 mètres mais les valeurs restent néanmoins très faibles, inférieures à 1,5 %.

Le profil de l'interdune montre qu'il existe une humidité superficielle non négligeable, indice de l'éventualité d'une infiltration dans une telle zone. En profondeur, le profil est un peu plus humide que les autres profils dunaires, avec près de 2% d'humidité pondérale au dessous de 2 mètres.

Les sondages des terrasses montrent aussi des profils d'évaporation, mais avec des valeurs d'humidité plus fortes, toujours supérieures à 1 % (excepté en surface). Les irrégularités des profils mesurés par rapport à une courbe classique d'évaporation sont plus sûrement dues à l'hétérogénéité verticale de la composition granulométrique des sédiments qu'à l'infiltration d'éventuels épisodes pluvieux précédents, vu la sécheresse régnant depuis 4 années. Sur le sondage SC3 bis, la diminution de l'humidité vers 4,50 m correspond à un sédiment devenant plus grossier en profondeur. Sur le sondage de la Saoura, les deux pics d'humidité à 1,50 m et 4 m correspondent à deux niveaux très fins, de médianes respectivement inférieures à 35  $\mu\text{m}$  et 2 $\mu\text{m}$ , bien visibles sur les profils granulométriques (fig. 22), où l'adsorption joue un rôle beaucoup plus important que dans les sables.

Sur tous les sondages effectués à Béni-Abbès, la dernière pluie (du 9/11/84) est visible, formant un petit pic sur les profils d'humidité entre 15 et 35 cm de profondeur.

### 3- humidité relative : (fig. 24 à 27)

L'humidité relative de l'atmosphère des sols a été évaluée à partir des données de température mesurées sur le terrain et des quantités d'eau contenues dans chaque ampoule évaluées au laboratoire à la suite de l'analyse isotopique. La température à la profondeur du prélèvement donne la densité de vapeur à saturation  $N^{\text{sat}}$ . La quantité d'eau contenue dans l'ampoule de volume connu et rapportée à 1  $\text{m}^3$  donne la densité de vapeur effective  $N$ . L'humidité relative  $h$  est donnée par :

$$h = N / N^{\text{sat}}$$

L'incertitude sur la mesure de température est de  $\pm 0,5$  °C, celle sur l'évaluation de la quantité d'eau est  $\pm 0,3$   $\mu\text{l}$  quel que soit le volume de l'ampoule (200, 370 ou 500 ml).

A 25 °C, l'incertitude sur  $N^{\text{sat}}$  est donc de  $\pm 0,7$   $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ . Pour une

fig. 25 : Profil INTERDUNE : Paramètres physiques.

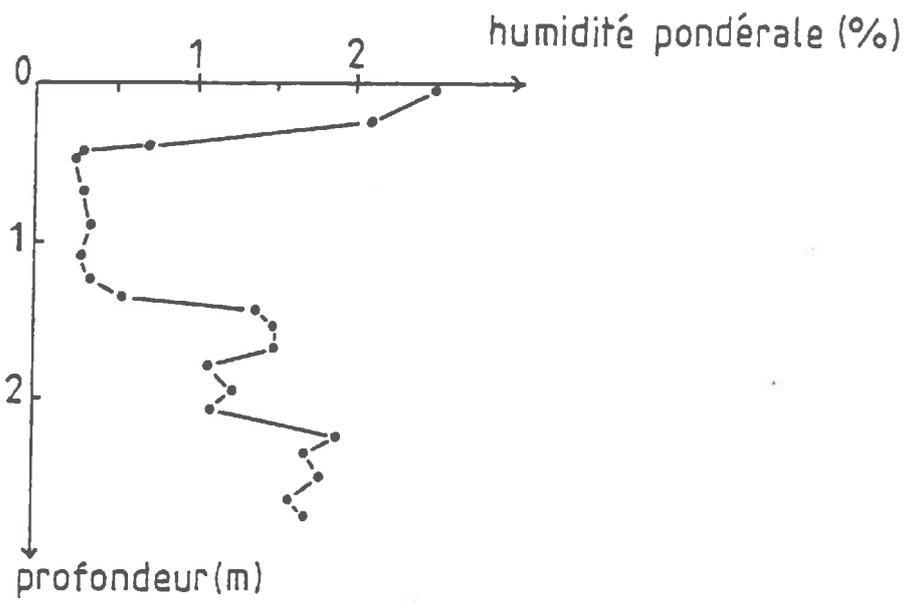


fig. 26 : Profil SC3 bis : Paramètres physiques.

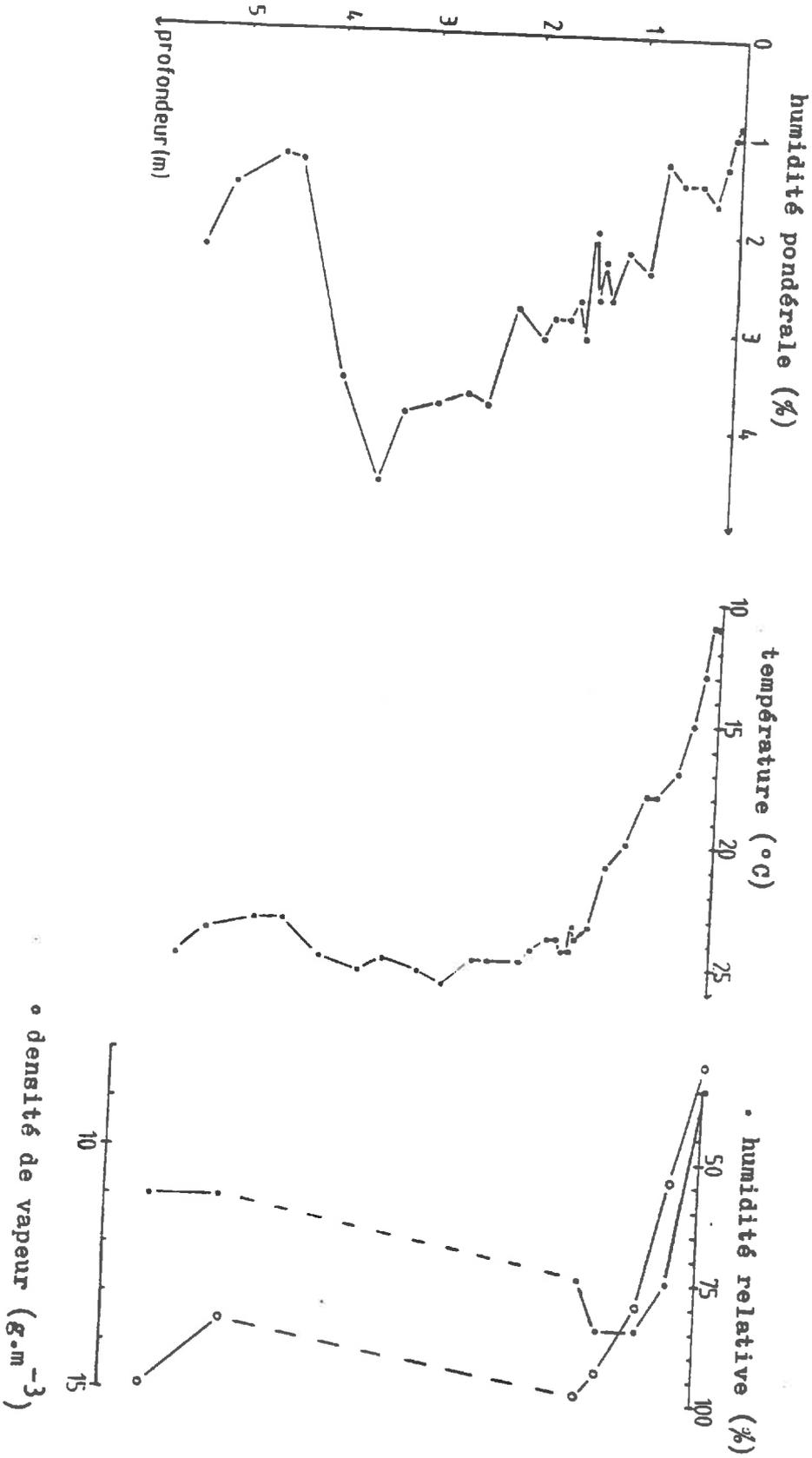
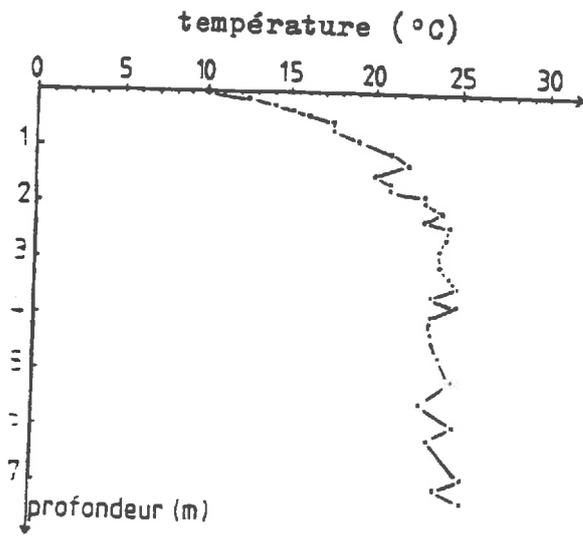
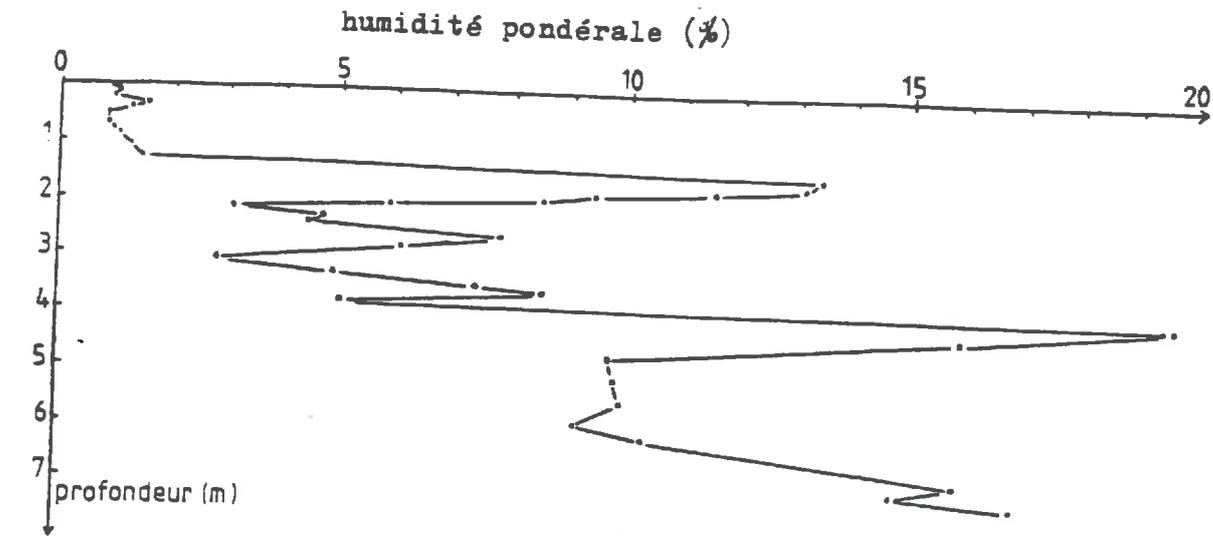
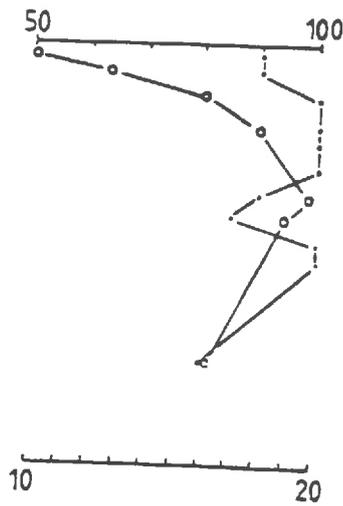


fig. 27 : Profil SAOURA : Paramètres physiques.



• humidité relative (%)



• densité de vapeur (g.m<sup>-3</sup>)



ampoule de 500 ml, l'incertitude sur N est de  $\pm 0,6 \text{ g.m}^{-3}$ . Cela donne une incertitude sur l'évaluation de h de  $\pm 5 \%$  environ.

Compte-tenu du fait que les températures sont plus faibles en surface qu'en profondeur, les humidités relatives calculées ne suivent pas toujours un gradient positif vers le bas dans la partie superficielle des sondages. Toutefois, les valeurs de densité de vapeur augmentent régulièrement vers le bas et forment un gradient relativement linéaire depuis la surface jusqu'à une profondeur où la saturation est proche. Ce gradient constitue la force motrice du mouvement de la vapeur d'eau dans les profils.

Au dessous du niveau où la densité de vapeur et la température deviennent à peu près constants, on note que l'humidité relative n'est pas constamment égale à 100 %. Les valeurs observées s'inscrivent en général entre 80 et 100 %.

On peut se demander si ces valeurs relativement faibles en profondeur ne sont pas dues au prélèvement sur le terrain. En effet, alors que la température était assez élevée en profondeur (où la saturation est théoriquement atteinte), la température de surface lors des sondages était parfois d'environ 10 °C inférieure, ce qui a pu favoriser un phénomène de condensation le long du tube "rilsan" et du dispositif en amont de l'ampoule. Le volume de ces tronçons de tube est très faible par rapport à celui de l'ampoule, ce qui rend la condensation assez improbable, notamment dans les sondages dunaires où les prélèvements s'effectuent très rapidement. Toutefois, dans les sédiments plus fins des terrasses, l'ampoule mettait parfois plusieurs minutes à se remplir, et il n'est pas exclu que ce phénomène ait pu se produire, occasionnant une perte d'eau.

Il est possible de compenser cela par l'utilisation d'ampoules plus grandes, refermées lors de l'échantillonnage à une pression inférieure à celle de l'atmosphère. Cela présenterait en même temps l'avantage d'éviter la condensation de la vapeur d'eau dans les ampoules pendant le transport et le stockage, ce qui est important pour l'étude du système ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  liquide,  $\text{H}_2\text{O}$  vapeur) comme on le verra par la suite. Toutefois, l'obtention de vapeur à une pression inférieure à celle de l'atmosphère rendrait impossible l'estimation de l'humidité relative dans le sol, ôtant par la même occasion l'un des seuls moyens de contrôle sur la quantité lors de l'analyse.

## CHAPITRE IV

Les profils isotopiques.

## RAPPELS SUR LE COMPORTEMENT ISOTOPIQUE DE L'EAU D'UN SOL SOU MIS A L'EVAPORATION

### 1- Forme du profil isotopique :

Dans un sol soumis à l'évaporation, les teneurs de l'eau en isotopes lourds oxygène 18 et deutérium vont d'un minimum en surface jusqu'à un maximum à une profondeur plus ou moins grande sous la surface, puis décroissent d'une façon à peu près exponentielle vers des teneurs constantes en profondeur (Barnes *et al.*, 1983) (fig. 28). Ce profil classique d'évaporation est le résultat d'un processus qui tend vers l'équilibre entre un flux descendant enrichi en isotopes lourds et un flux ascendant d'évaporation en cours d'enrichissement en isotopes lourds.

Les facteurs déterminant l'enrichissement en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  sont essentiellement la composition isotopique de la vapeur d'eau atmosphérique, l'humidité relative de l'air et sa température.

La tranche superficielle du sol, au dessus du maximum de teneurs en isotopes lourds, est le siège d'une diffusion ascendante de l'eau en phase vapeur, avec un effet d'échange isotopique entre l'eau du sol et la vapeur atmosphérique (qui diffuse aussi dans le sol), effet d'autant plus intense que la surface du sol est proche. Les teneurs en isotopes lourds de la vapeur d'eau atmosphérique étant inférieures à celles des précipitations, son influence est plus grande vers le haut du profil et les valeurs de  $\delta$  augmentent rapidement depuis la surface jusqu'à un maximum à la base du transfert en phase vapeur.

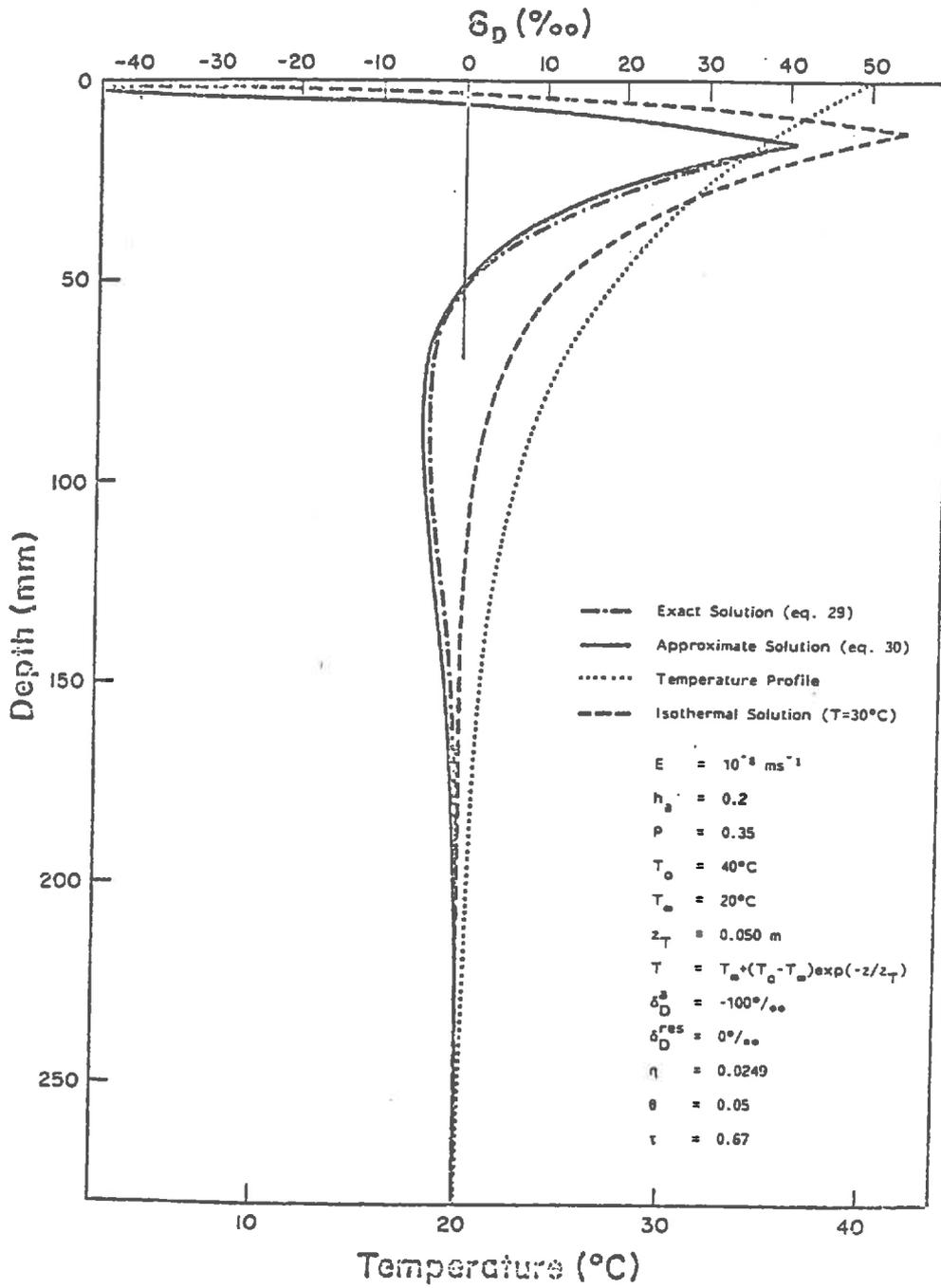
Ce pic dans les teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  correspond au front d'évaporation, où l'eau atteint son enrichissement maximal en isotopes lourds.

Au dessous du front d'évaporation, il y a diffusion des molécules d'eau enrichies vers le bas du profil. Dans ce niveau du sol, on considère que le transfert d'humidité s'effectue en phase liquide et vapeur, par diffusion et convection (Barnes *et al.*, 1984).

Ces auteurs ont montré que dans des sols secs (sables dunaires par exemple), le flux diffusif d'isotopes en phase vapeur peut être significatif, compensant le flux convectif en phase liquide, sans pour autant qu'il y ait de flux net d'eau en phase vapeur. La position du pic indique le niveau du profil à partir duquel se produit le mouvement en phase liquide. Sa largeur est un indice de l'étendue de la région dans laquelle coexistent les mouvements en phase liquide et vapeur ; en effet, le mouvement simultané de vapeur et de liquide tend à élargir le pic et à en abaisser la valeur maximale.

Dans le cas d'un profil où l'unique source d'eau est la remontée par capillarité depuis la nappe (comme c'est le cas dans les sondages menés au descus du lit de l'oued Saoura), on aboutit à un état stationnaire, avec un

fig. 28 : Profil d'évaporation (Barnes et al., 1984)



front d'évaporation à une profondeur fixe, plus ou moins grande (Sonntag *et al.*, 1984).

Au niveau de ce front, l'eau est transformée en vapeur et diffuse à travers la tranche superficielle vers l'atmosphère. En outre, la zone superficielle du sol serait le siège d'un fractionnement de type cinétique entre l'eau et la vapeur. Celui-ci est considéré comme étant proportionnel aux diffusivités moléculaires des espèces isotopiques à la puissance  $n$ , et au déficit de saturation de l'atmosphère vis-à-vis de la vapeur d'eau. La valeur de  $n$  dépend de l'agitation de l'air et est égale à 1 pour des conditions statiques dans les niveaux superficiels des sols secs où a lieu un transfert diffusif en phase vapeur, alors que pour une eau libre,  $n = 0,67$  (Barnes *et al.*, 1983).

Soit  $\Delta \varepsilon_i$  l'enrichissement cinétique :

$$\Delta \varepsilon_i = \eta_i (1-h)$$

$$\eta_i = \sigma_i - 1 = (D^y/D_i^y)^n - 1$$

Merlivat (1978) donne des valeurs de  $\sigma_i$  pour des températures comprises entre 5 et 80°C :

$$\sigma_{18} = D^y/D_{18}^y = 1,0285$$

$$\sigma_2 = D^y/D_2^y = 1,0251$$

## 2- Relation oxygène 18 - Deutérium :

Dans des sols soumis à l'évaporation, la pente de la droite dans le diagramme  $\delta_2$  vs  $\delta_{18}$  de l'eau est plus faible que celle des eaux de précipitations, 5 environ au lieu de 8. Dans les régions arides, sables dunaires, des pentes plus faibles, voisines de 2, ont été observées (Dincer *et al.*, 1974 ; Yousfi, 1984).

Barnes *et al.* (1983) montrent que la pente  $d\delta_2/d\delta_{18}$  de l'eau du sol est environ 30 % plus faible pour un sol sec que pour un sol humide s'évaporant dans les mêmes conditions. Cette diminution de la pente est due à l'effet de fractionnement cinétique, lui-même dû aux petites différences entre les taux de diffusivité des isotopes.

Dans la région de transfert en phase vapeur :

$$d\delta_2/d\delta_{18} = [\bar{\eta}_2 - (\delta_2^a - \delta_2^{res})] / [\bar{\eta}_{18} - (\delta_{18}^a - \delta_{18}^{res})]$$

Dans la région de transfert en phase liquide :

$$d\delta_2 / d\delta_{18} \approx (\delta_2^{ef} - \delta_2^{res}) / (\delta_{18}^{ef} - \delta_{18}^{res}) = \overline{(\varepsilon_2^* + \eta_2)} / \overline{(\varepsilon_{18}^* + \eta_{18})}$$

Quand un sol saturé sèche,  $n$  peut augmenter. Le fractionnement cinétique augmentera donc aussi, ce qui donnera une pente plus faible pour la relation  $^{18}\text{O} - ^2\text{H}$ .

## PROFILS ISOTOPIQUES : DESCRIPTION ET INTERPRETATION

### 1- Profils isotopiques de Béni-Abbès : (fig. 29 à 36)

#### a) H<sub>2</sub>O liquide ( $\delta_{18}$ ) :

Tous les sondages montrent des profils d'évaporation, avec un pic bien net. La profondeur de ce pic varie selon les sites. Assez faible dans les terrasses : 0,90 m et 1,10 m respectivement pour SC3 bis et Saoura, Elle est plus grande dans les dunes : 3,15 m à Hassi-Rokna et 2,50 m à Kerzaz.

Le sondage "Intérdune" montre lui aussi un pic de teneur en <sup>18</sup>O à 1,50 m de profondeur, mais les valeurs de surface sont plus fortes que celles de la base supérieure du pic, vers 0,50 m. Dans ce site, l'eau du sol dans les 50 premiers centimètres, bien que subissant une évaporation (d'où l'enrichissement), se transfère donc encore, au moins partiellement, en phase liquide, et cela dès la surface du sol puisqu'on n'observe pas de pic secondaire vers la surface. Cela tendrait à indiquer un apport latéral et continu d'eau de précipitation récemment infiltrée en subsurface, et qui ne transiterait pas uniquement en phase vapeur mais aussi partiellement en phase liquide.

Les autres sondages effectués près de Béni-Abbès montrent un petit pic secondaire situé vers 15 cm de profondeur, trace du petit épisode pluvieux récemment infiltré et qui est en cours de reprise par l'évaporation, avec l'apparition en surface d'une zone fine de transfert en phase vapeur, où l'eau est appauvrie en <sup>18</sup>O par échange isotopique avec la vapeur atmosphérique.

Au dessous du pic d'évaporation, les teneurs décroissent régulièrement vers la nappe dans les profils des terrasses. Hassi-Rokna montre une décroissance d'abord régulière, jusqu'à un minimum situé à 4,20 m, 1 m au dessous du pic, puis les valeurs remontent un peu et restent stables jusqu'au bas du profil, qui est pourtant encore très loin de la saturation en eau ( $\omega < 2\%$ ). D'après Barnes *et al.* (1984), ce minimum peut se développer quand le sol est plus froid en profondeur qu'en surface, le flux diffusif d'isotopes en phase vapeur compensant partiellement le flux d'isotopes convectif en phase liquide. Bien que les températures mesurées en surface soient plus basses qu'en profondeur, le profil a pu s'élaborer pendant l'été et demeurer ainsi, les températures au delà de 4,50 m semblant relativement proches de la moyenne annuelle, donc stables dans le temps.

Les valeurs atteintes par les pics de teneurs en <sup>18</sup>O varient aussi selon les terrains, avec des valeurs plus fortes dans les terrasses (14,1‰ pour SC3 bis, 13,6‰ pour Soura), et des valeurs moins fortes pour les sables

fig. 29 : HASSI-ROKNA : Profils oxygène 18

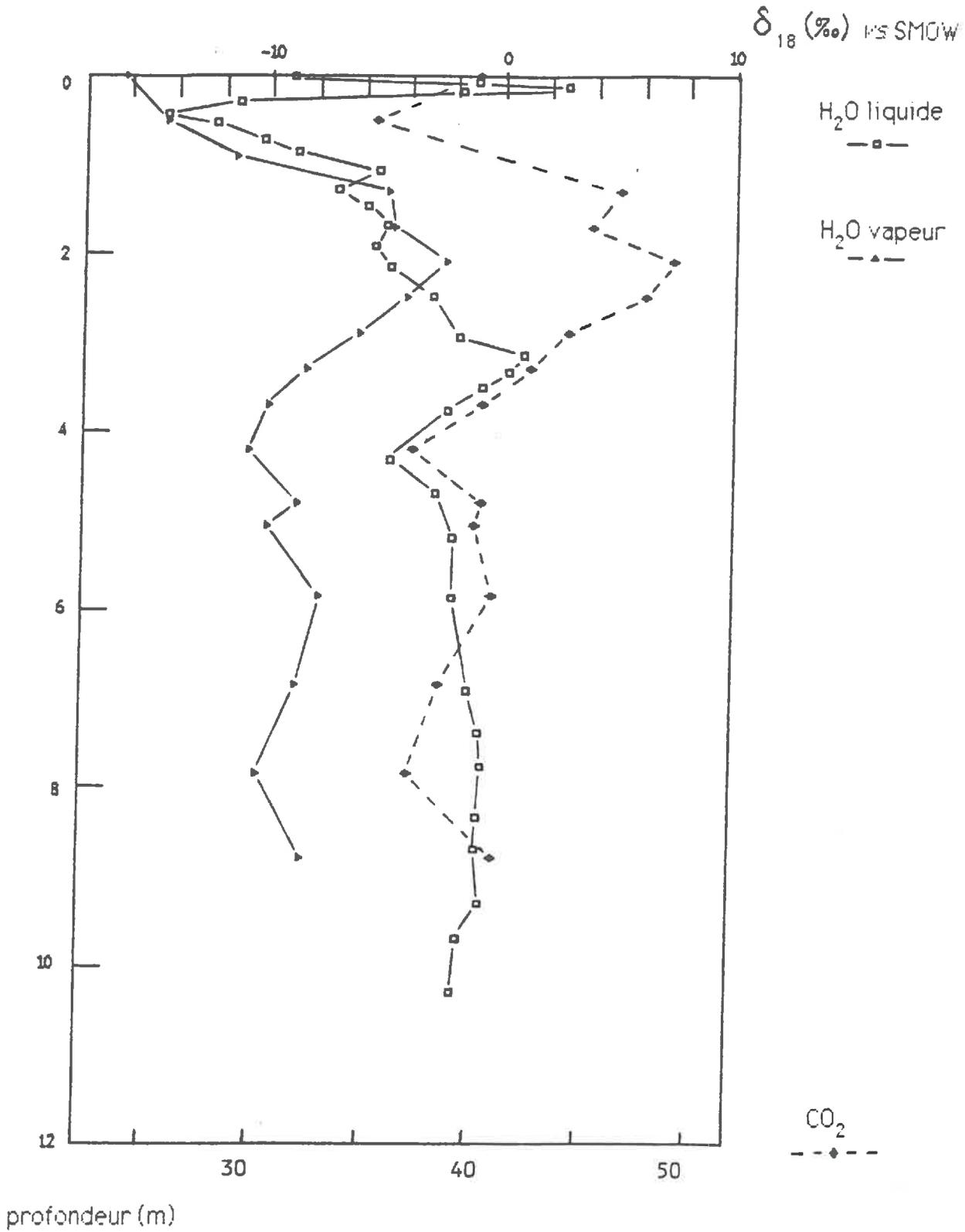


fig. 30 : KERZAZ : Profils isotopiques

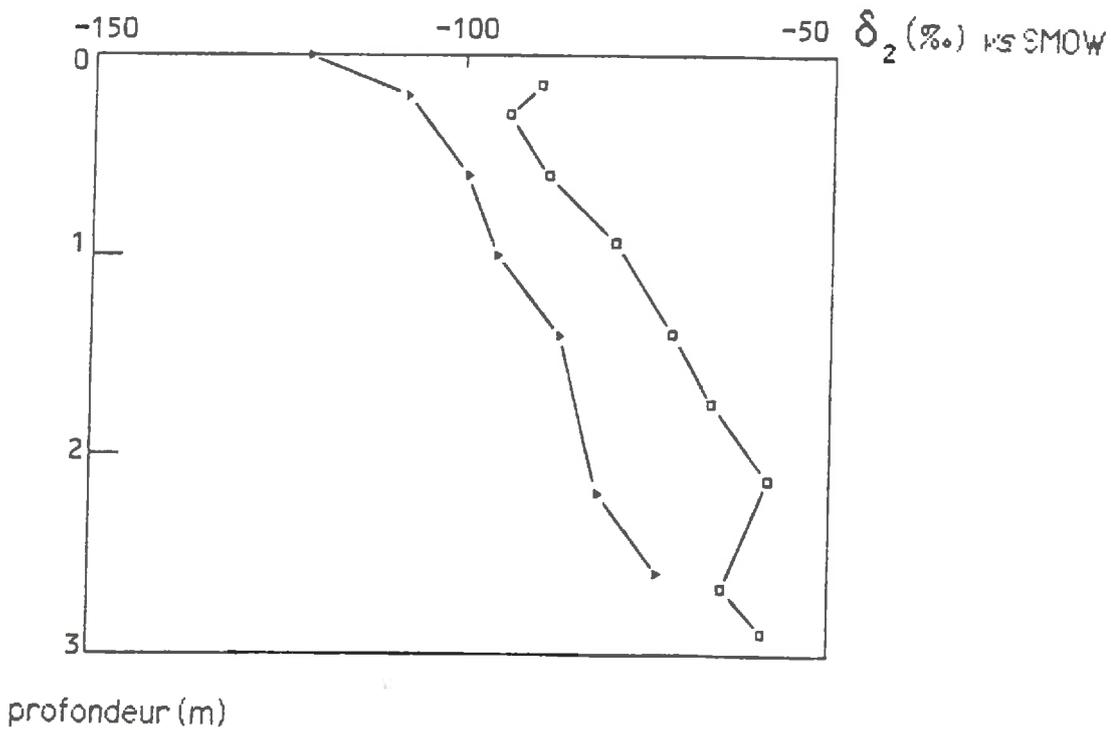
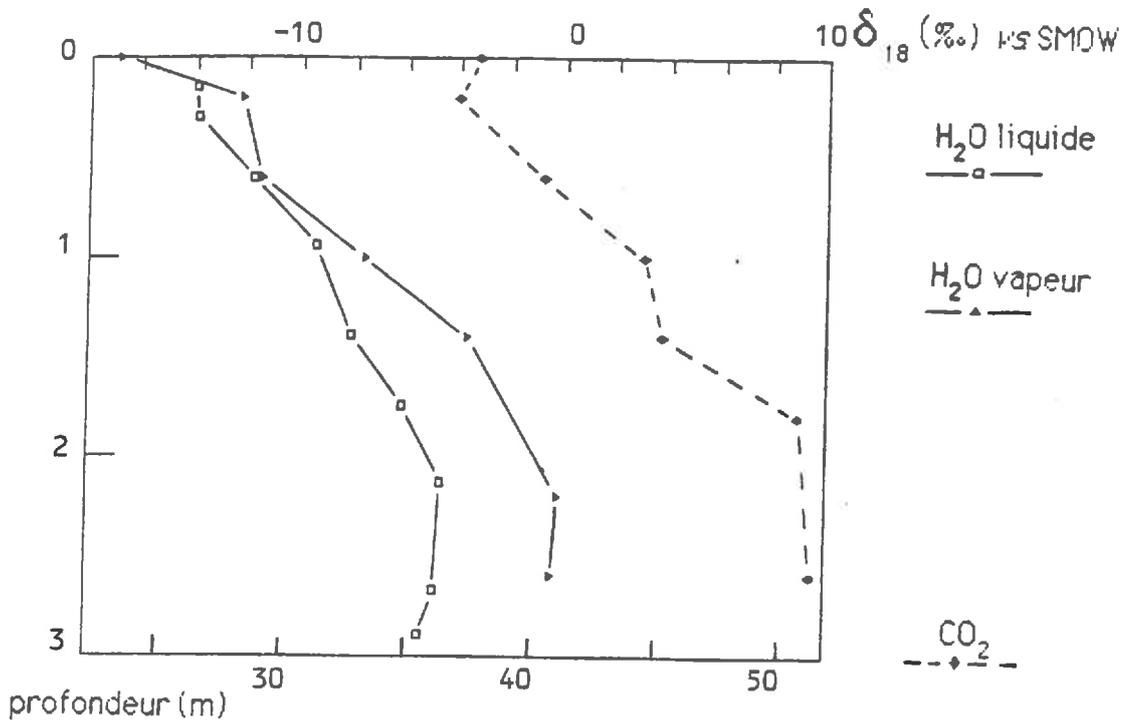


fig. 31 : INTERDUNE : Profils isotopiques

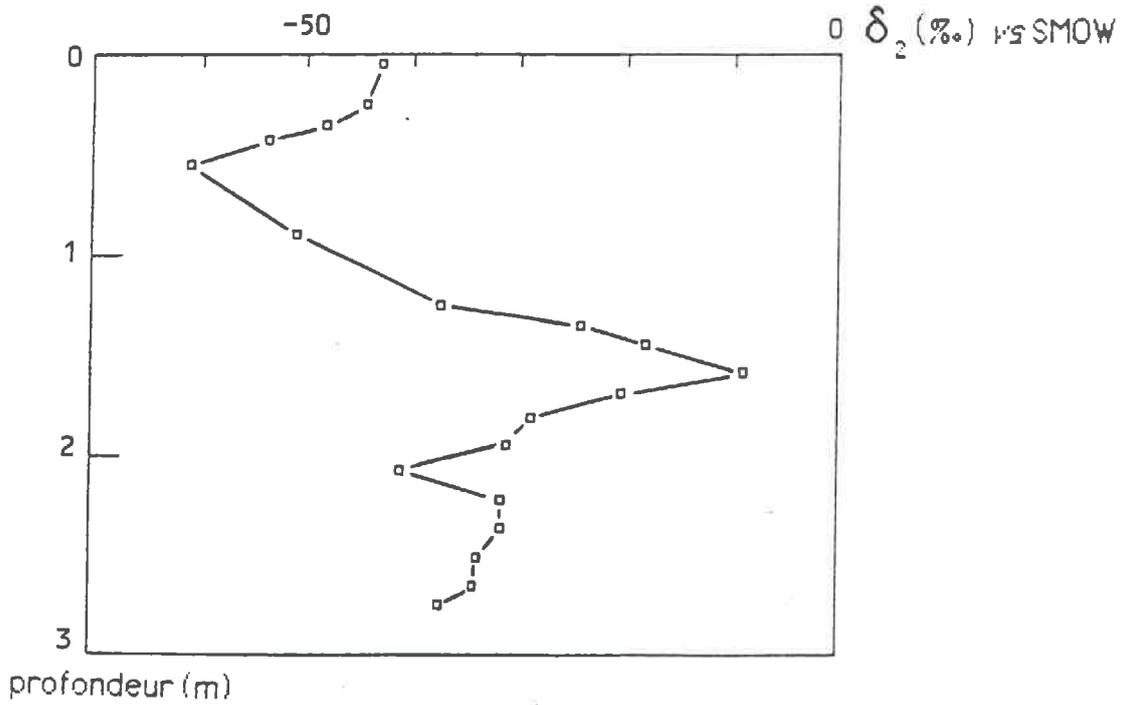
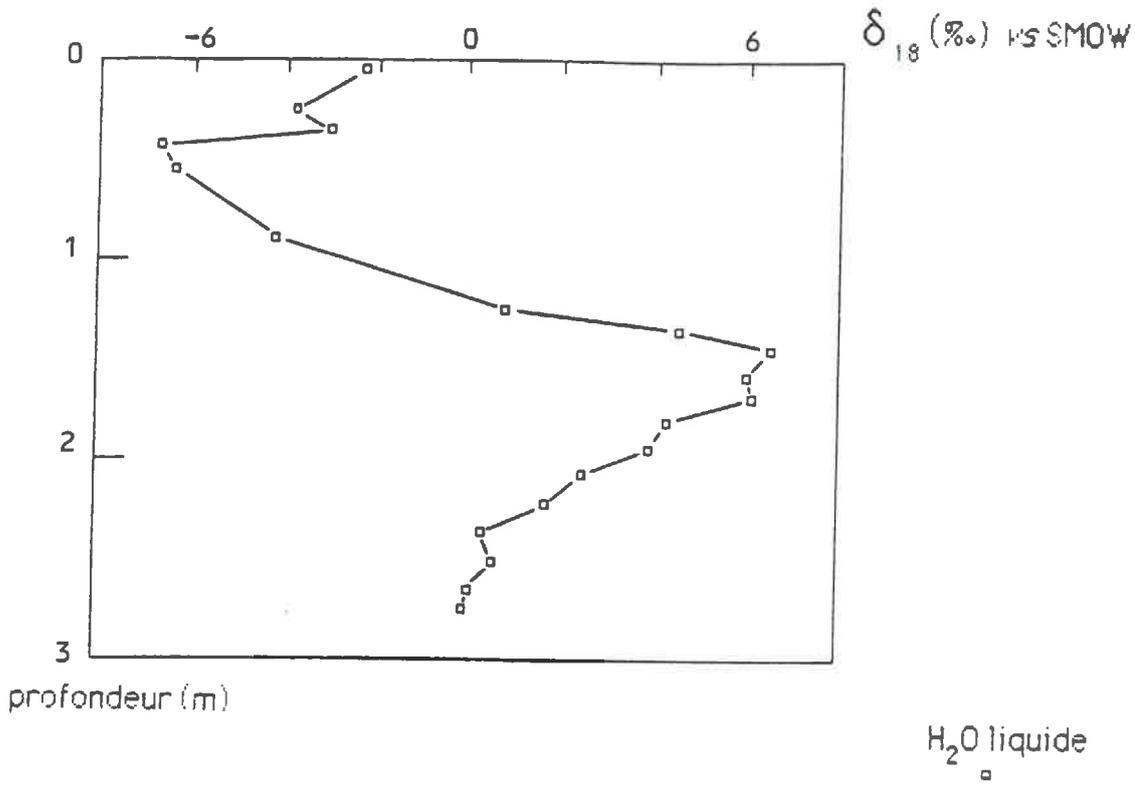


fig. 32 : SAOURA : Profils oxygène 18

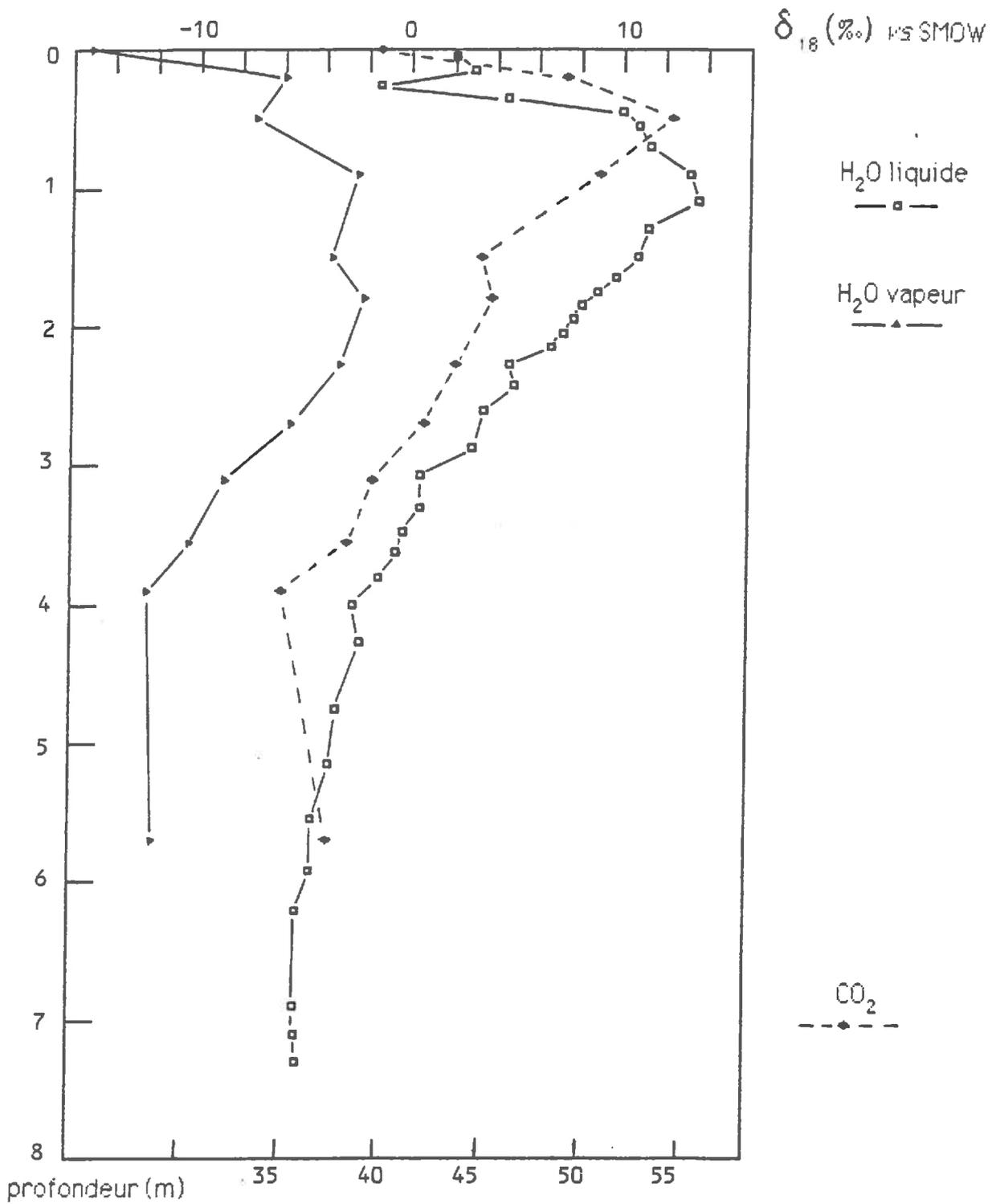
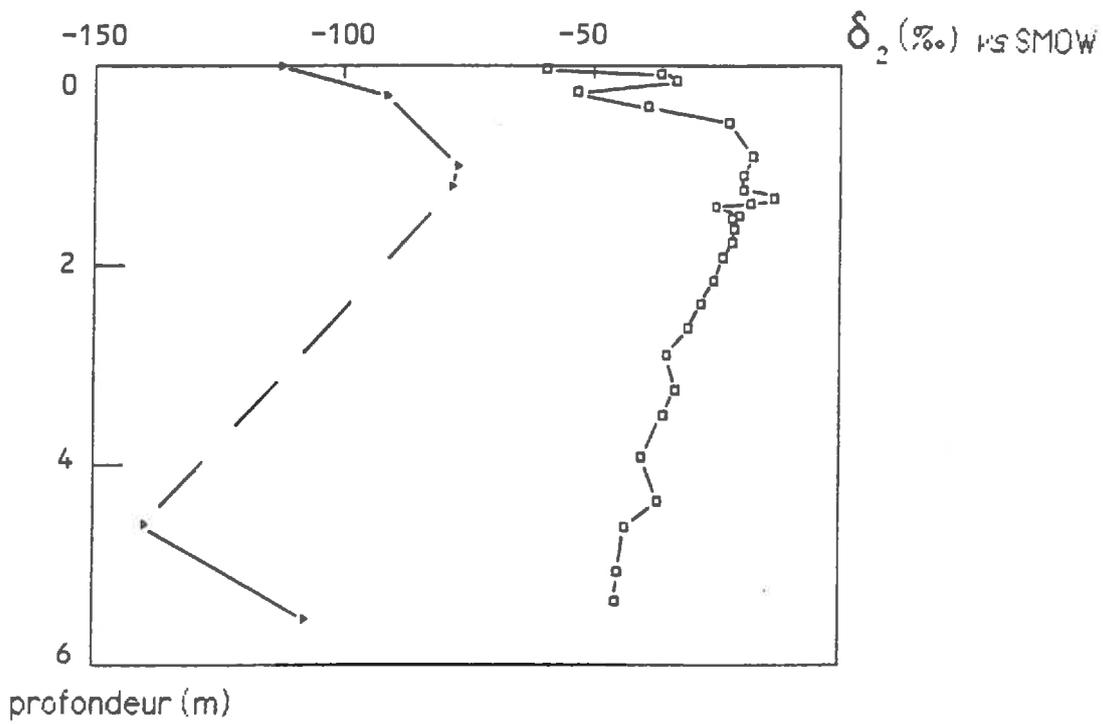
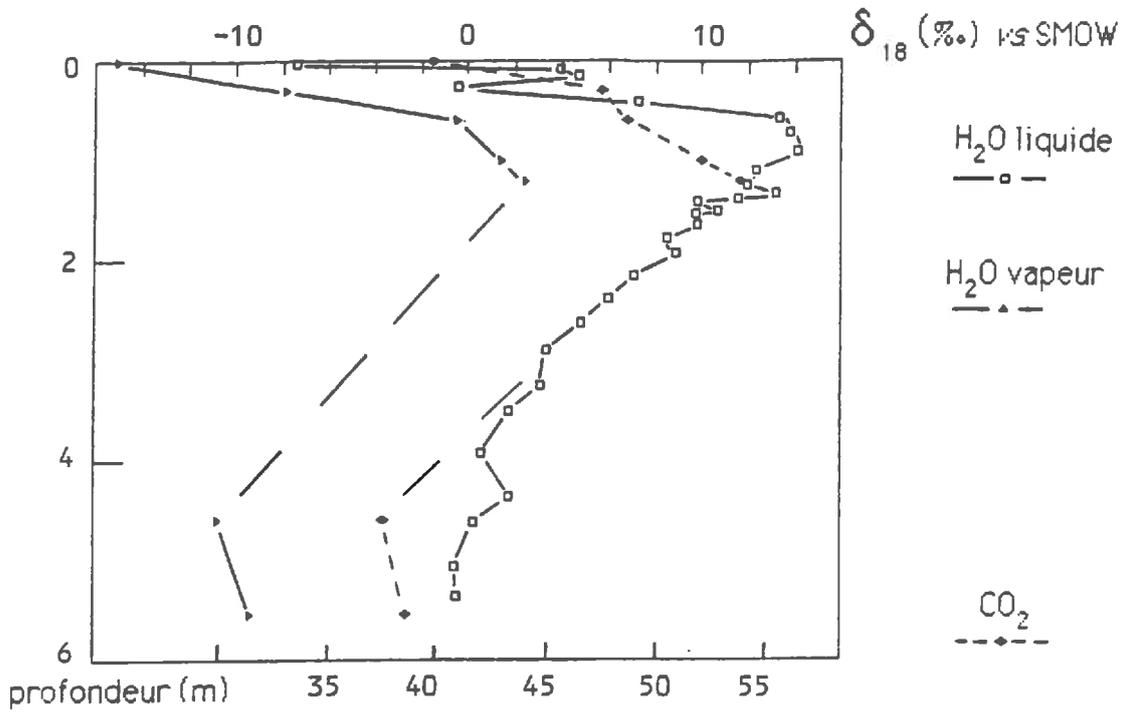


fig. 33 : SC3 : Profils isotopiques



dunaires (6,5 ‰ pour l'Interdune, 0,9 ‰ pour Hassi-Rokna, -4,8 ‰ pour Kerzaz). On observe donc que plus le sol est sec, plus la valeur du pic est faible, ce qui correspond à un flux effectif d'évaporation faible. Pour mémoire, Yousfi (1984) avait mesuré une valeur maximale de 12,3 ‰ à 1,40 m de profondeur dans les teneurs en  $^{18}\text{O}$  de l'eau pour le sondage SC3 à quelques mètres de SC3 bis.

**b)  $\text{H}_2\text{O}$  vapeur ( $\delta_{18}$ ):**

Les deux seuls profils complets de vapeur obtenus sont Hassi-Rokna et Saoura. En effet, par manque d'échantillons, on dispose seulement de la tranche superficielle du profil pour Kerzaz et SC3 bis.

L'allure générale des profils de teneurs en  $^{18}\text{O}$  de la vapeur d'eau est semblable à celle des profils des eaux liquides, avec un pic situé à une profondeur variable, surmonté d'une zone où les valeurs augmentent rapidement depuis un minimum en surface (teneur en  $^{18}\text{O}$  de la vapeur atmosphérique) jusqu'au pic, les valeurs plus profondes descendant jusqu'à un palier où ensuite elles restent sensiblement constantes. Les relations entre les teneurs en  $^{18}\text{O}$  de la vapeur et celles de l'eau seront examinées dans un paragraphe ultérieur.

**c)  $\text{CO}_2$  gaz ( $\delta_{18}$ ):**

Les teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  du gaz du sol ont été mesurées, après piégeage du  $\text{CO}_2$  des ampoules pendant la préparation des échantillons de vapeur d'eau (voir chapitre analyse). Les teneurs en  $^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  ne montrent que peu de variations le long des profils, de -8 à -14 ‰ vs. PDB, et cela de façon assez aléatoire. Au contraire, les variations de teneurs en  $^{18}\text{O}$  du  $\text{CO}_2$ , exprimé en ‰ vs. SMOW, sont dignes d'intérêt. Reportées sur le même graphique que les teneurs en  $^{18}\text{O}$  vs. SMOW de  $\text{H}_2\text{O}$  liquide et vapeur, les valeurs donnent des profils dont l'allure est très semblable à celle des profils précédents, avec aussi un pic à une profondeur variable, des valeurs superficielles augmentant très vite vers ce pic, et des valeurs profondes tendant vers une constante.

**d) les profils de deutérium ( $\delta_2$ ):**

Les profils de deutérium, aussi bien pour  $\text{H}_2\text{O}$  liquide que pour  $\text{H}_2\text{O}$  vapeur, ont des formes beaucoup moins différenciées que ceux de l'oxygène

fig. 34 : SAOURA : Profils deutérium

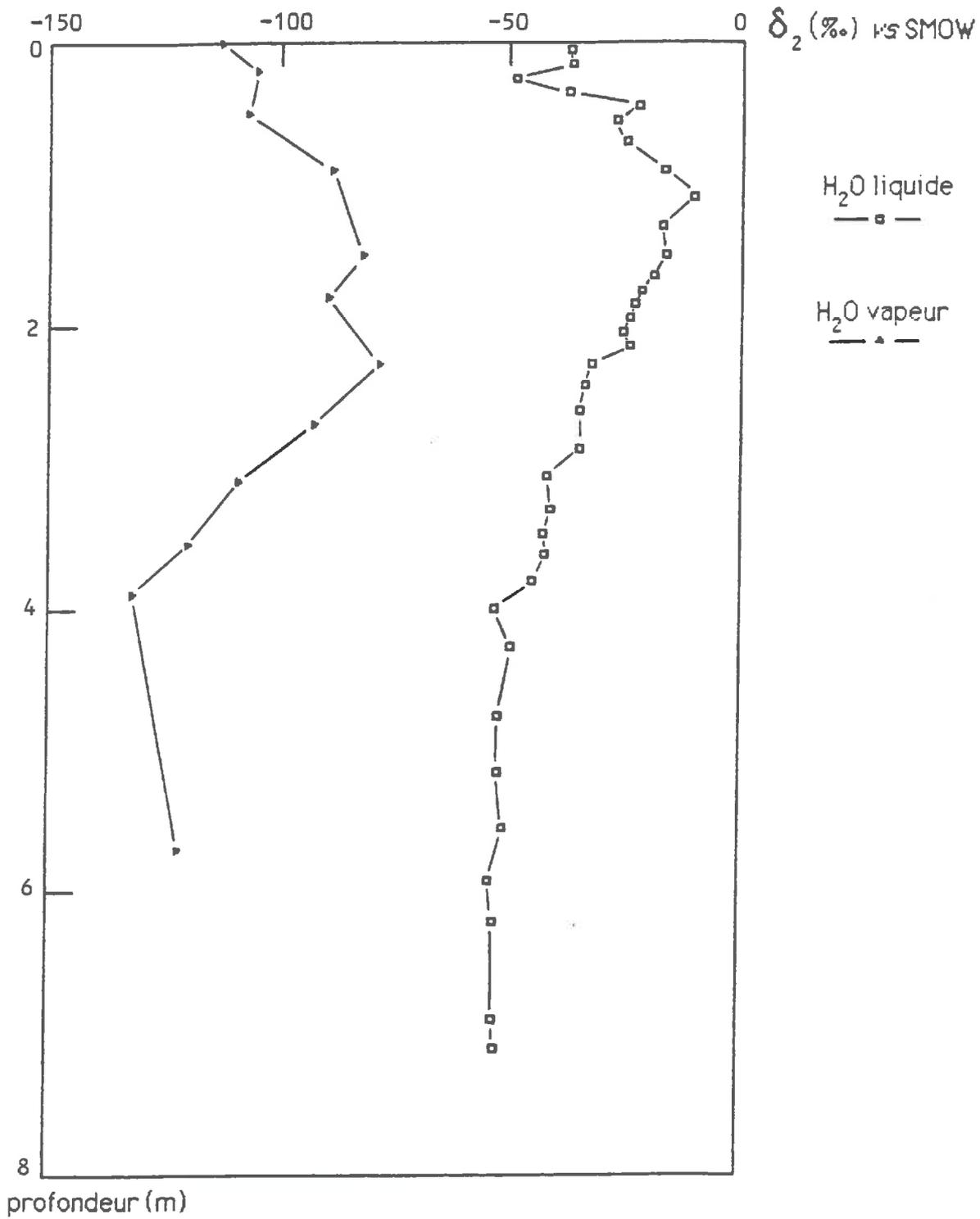


fig. 35 : HASSI-ROKNA : Profils deutérium

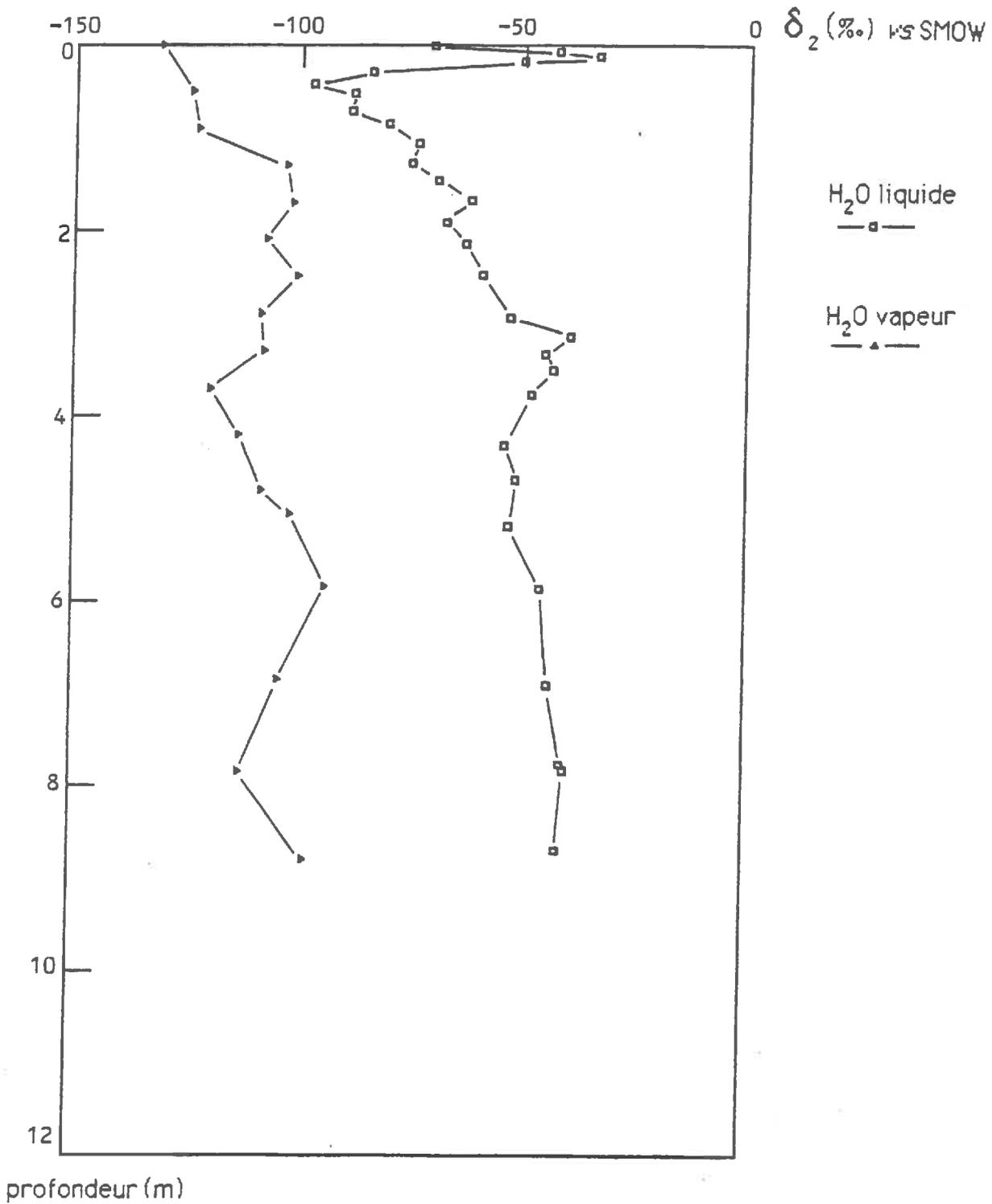
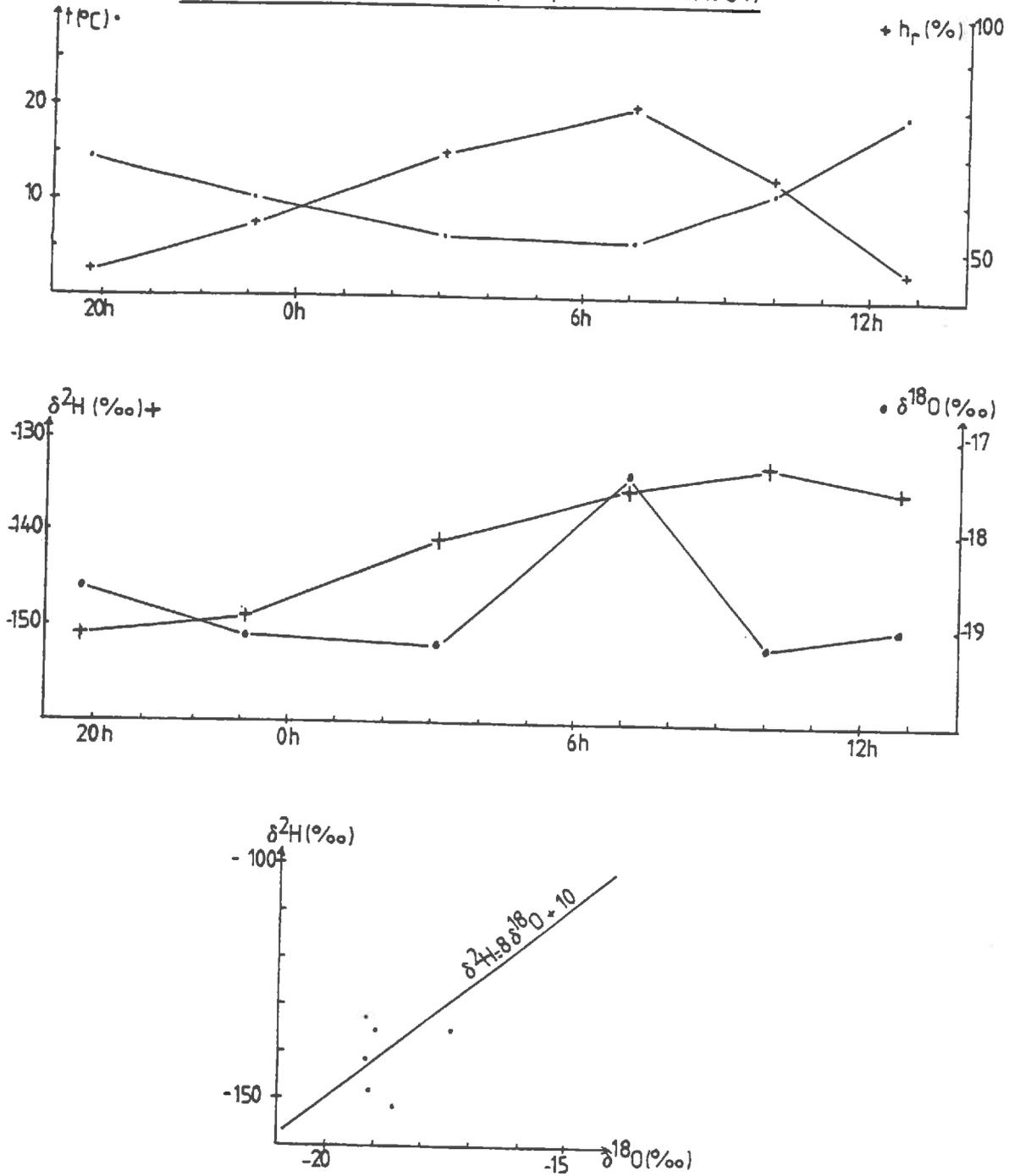


fig. 36 BENI ABBES : Vapeur Atmosphérique (du 7/12/1984)



$^{18}\text{O}$  malgré une forme similaire, ce qui est normal puisqu'on se trouve dans des zones où l'évaporation est intense. Les teneurs en  $^2\text{H}$  sont cependant d'un grand intérêt pour l'étude de la corrélation  $^{18}\text{O} - ^2\text{H}$ , comme on le verra par la suite.

**e) la vapeur d'eau à Béni-Abbès (fig. 36) :**

Des prélèvements de l'atmosphère libre ont été faits sur 24 heures au même endroit à Béni-Abbès, au bas de la Grande Dune. Les résultats montrent une teneur en humidité constante, d'environ 6 grammes d'eau par  $\text{m}^3$  d'air. Les teneurs en isotopes lourds ne varient pas de manière significative au long de la période. Le diagramme  $^{18}\text{O} - ^2\text{H}$  montre que cette vapeur est à peu près en équilibre avec l'eau des précipitations atmosphériques.

2- Corrélation des teneurs en oxygène  $^{18}\text{O}$  dans le système ( $\text{H}_2\text{O}$  liquide,  $\text{H}_2\text{O}$  vapeur,  $\text{CO}_2$  du sol) :

**a) relation  $\text{H}_2\text{O}$  liquide -  $\text{H}_2\text{O}$  vapeur :**

Les profils de teneurs en  $^{18}\text{O}$  de  $\text{H}_2\text{O}$  liquide et  $\text{H}_2\text{O}$  vapeur, malgré leur similitude d'allure, ont quelques différences importantes.

La profondeur des pics n'est pas tout à fait la même pour les deux phases, avec des variations d'un site à l'autre.

Pour Kerzaz et SC3 bis, les teneurs en  $^{18}\text{O}$  des vapeurs ne sont pas assez nombreuses pour connaître l'exacte profondeur du pic de vapeur. Il semble néanmoins se situer à une profondeur identique pour la vapeur et l'eau à Kerzaz et être plus profond pour la vapeur que pour l'eau dans SC3 bis.

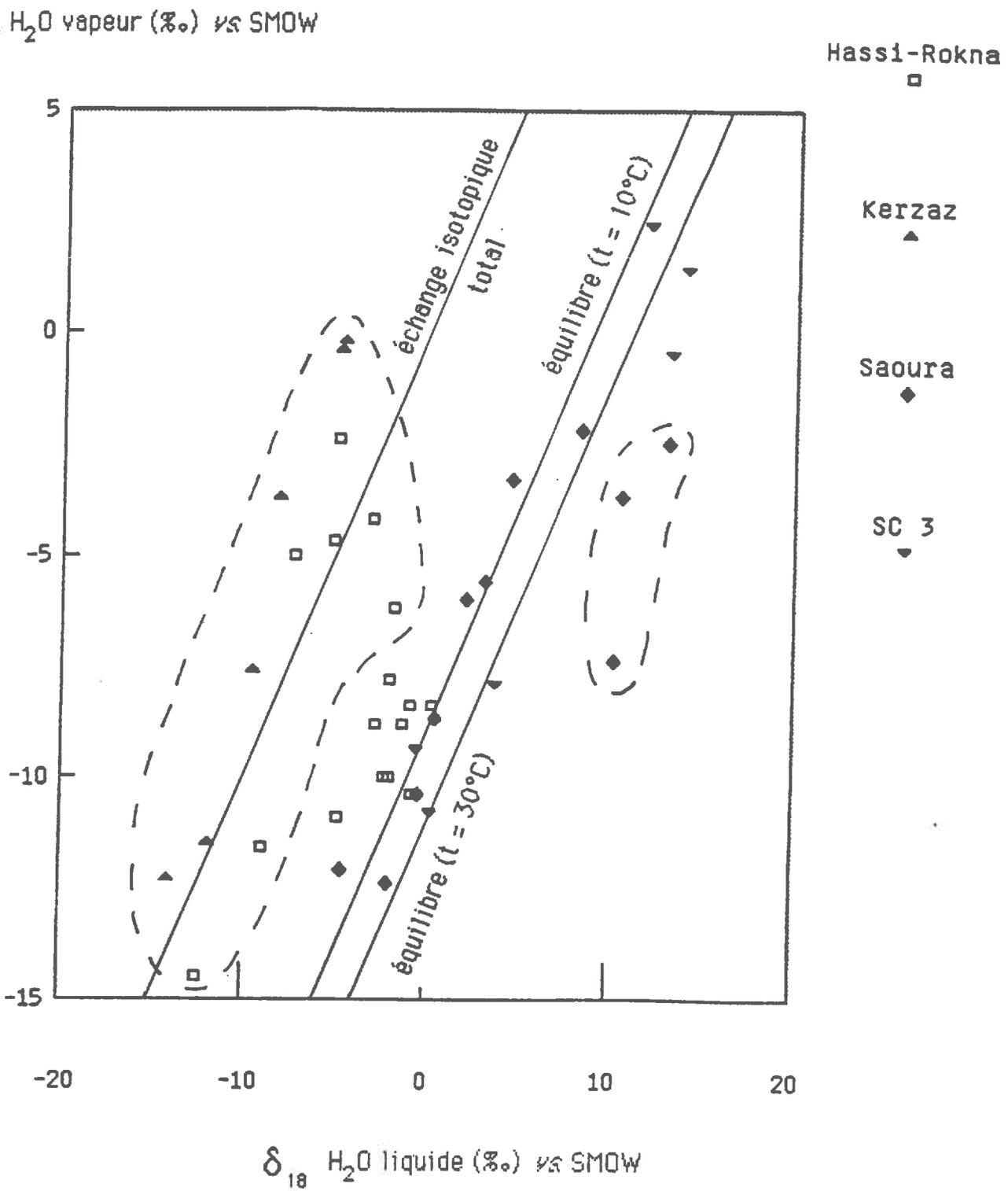
Pour la Saoura, le profil de vapeur ne montre pas un pic bien aigu comme pour l'eau, mais une zone enrichie en  $^{18}\text{O}$  à une profondeur moyenne identique à celle du pic de l'eau qui est bien individualisé.

Pour Hassi-Rokna, la différence de profondeur est importante : environ 1 m, d'autant plus nette que les deux pics sont bien marqués.

L'équilibre théorique liquide - vapeur à l'intérieur des pores du sol n'est pas parfaitement réalisé. Si on trace un diagramme  $\delta_{18}(\text{H}_2\text{O liquide}) - \delta_{18}(\text{H}_2\text{O vapeur})$  (fig. 37), on constate que seulement peu de points se

fig. 37

### Relation H<sub>2</sub>O liquide - H<sub>2</sub>O vapeur



situent dans la zone d'équilibre qui, compte tenu des températures mesurées sur le terrain, se trouve comprise entre les droites d'équation :

$$\delta_{18 \text{ vap.}} = \delta_{18 \text{ liq.}} - 9 \quad \text{et} \quad \delta_{18 \text{ vap.}} = \delta_{18 \text{ liq.}} - 11 \quad (\text{en } \text{‰}).$$

$\epsilon(\text{liq.-vap.})$ , le facteur d'enrichissement à l'équilibre, varie en effet légèrement avec la température, de -10,71 ‰ à 10°C à -8,98 ‰ à 30°C (Majoube, 1971 ; voir équation chapitre II).

On peut distinguer d'abord un groupe de points correspondant au sommet des profils dunaires (où la teneur en eau  $\omega < 0,5 \text{ ‰}$ ) et pour lesquels le fractionnement est pratiquement nul, voire inverse. Les courbes de teneurs en  $^{18}\text{O}$  y sont presque confondues pour l'eau et la vapeur.

Cela pose la question de savoir si l'eau extraite de ces sables très secs n'est pas seulement de la vapeur condensée, puisque les teneurs isotopiques mesurées ressemblent à celles d'une vapeur. Il est facile de calculer l'humidité pondérale correspondant à la masse de vapeur d'eau contenue par unité de masse de sable.

Les paramètres mesurés sur le terrain sont :

$$t = 25 \text{ °C} ; p = 0,35 ; d_s = 1,6.$$

A 25°C,  $N^{\text{sat}} = 23 \text{ g (d'eau). m}^{-3}$  (d'air du sol), et  $M_T = d_s \cdot V_s / p$  (cf chapitre II).

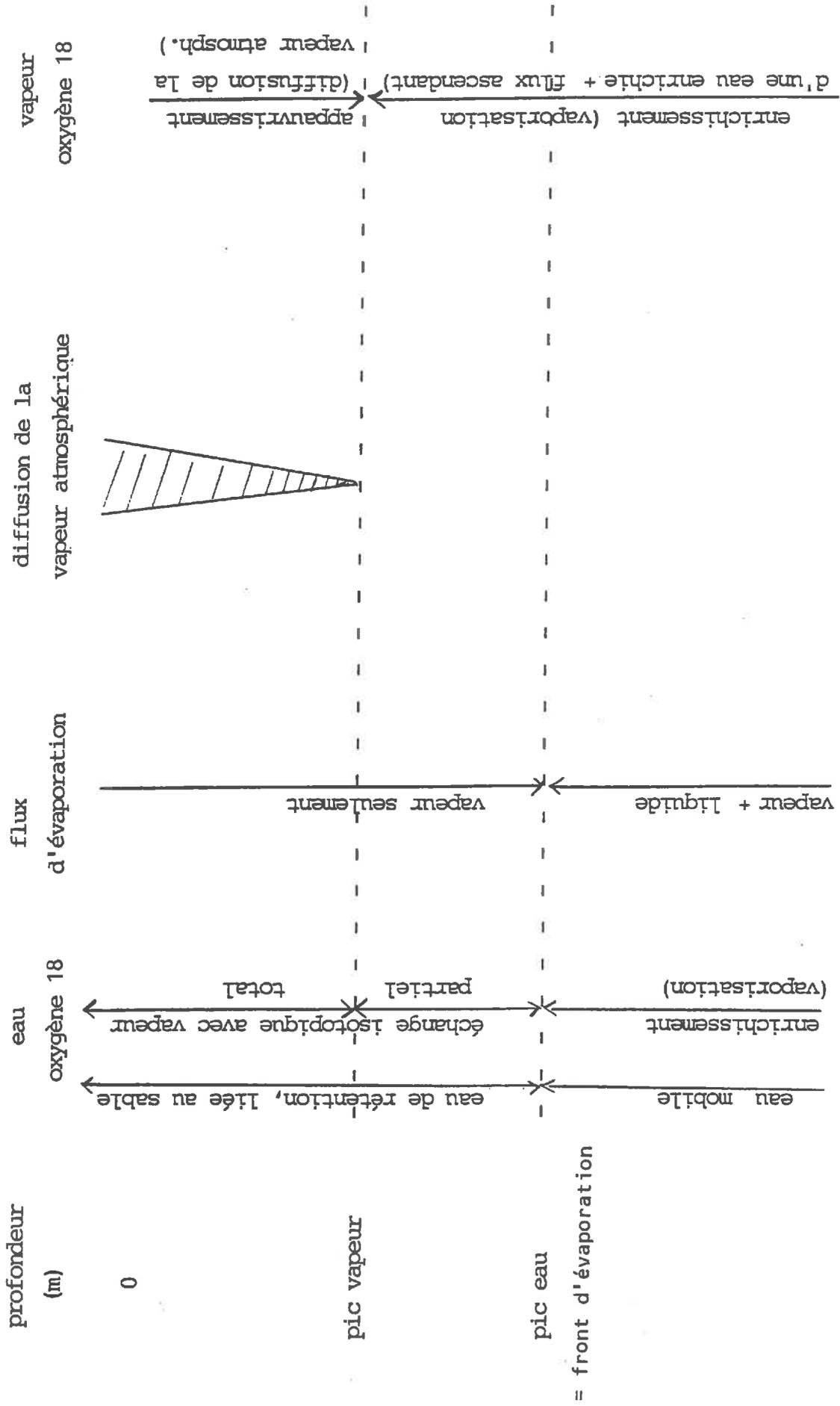
Donc  $V_s = 1 \text{ m}^3$  d'air du sol est contenu dans  $M_T = 4,57 \cdot 10^6 \text{ g}$  de sable, et  $N^{\text{sat}}$  correspondrait alors à une humidité pondérale  $\omega = N^{\text{sat}} / M_T \approx 5 \cdot 10^{-6}$ , soit environ 1000 fois moins que l'humidité mesurée dans cette zone ( $\omega < 5 \cdot 10^{-3}$ ).

Cela montre que l'eau extraite est en quantité bien trop élevée pour être seulement de la vapeur condensée. C'est une eau de rétention, très fortement liée aux grains de sable, qui a probablement subi un échange isotopique complet avec cette vapeur.

Cet effet est bien visible sur le profil d'Hassi-Rokna (tableau 10). En profondeur, il cesse progressivement alors que  $\omega$  reste inférieur à 0,5 ‰, puis un équilibre s'établit avec un fractionnement proche de la valeur théorique quand  $\omega$  devient supérieur à 0,5 ‰. Le décalage progressif des deux profils coïncide avec le décalage des deux pics de teneurs en  $^{18}\text{O}$ .

Au dessus du pic de la vapeur, il n'y a pratiquement pas de fractionnement, dans cette zone où toute l'humidité est sous forme vapeur (teneur en eau de rétention seulement). Tout le transfert s'effectue donc sous forme vapeur avec une grande influence de la vapeur atmosphérique qui diffuse dans le sol et l'eau subit un échange isotopique complet avec cette vapeur.

Au dessous du pic de l'eau, la teneur en eau est assez importante pour permettre un transfert en phase liquide, quoique la phase vapeur reste



LE MOULIN A VENT... VAPUEUR, ESSAI D'INTERPRETATION.

dominante, et il s'établit un fractionnement à l'équilibre entre l'eau et la vapeur.

Entre ces deux niveaux, le décalage progressif des deux profils correspond à un flux en phase vapeur uniquement (la teneur en eau est trop faible pour que l'eau soit mobile), mais cette vapeur proviendrait seulement de la vaporisation de l'eau enrichie en isotopes lourds au niveau du front d'évaporation (qui coïncide avec le pic de teneur en  $^{18}\text{O}$  de l'eau), sans effet de diffusion de la vapeur atmosphérique. L'eau qui subsiste au dessus du front d'évaporation est une eau de rétention liée aux grains de sable et qui donc ne subit plus d'évaporation. Au contraire, elle subit un échange isotopique croissant avec la vapeur d'eau du sol, donc un appauvrissement. Cet échange, partiel au dessous du pic vapeur (où la vapeur est seulement issue de l'eau du profil), devient total au dessus.

L'autre groupe de points remarquables se situe à l'autre extrémité du diagramme, et correspond à des échantillons proches des pics dans les sondages des terrasses, profil Saoura en particulier. Là, le fractionnement anormalement grand est peut-être dû à un effet de fractionnement cinétique au niveau du front d'évaporation.

L'enrichissement cinétique total est :

$$\varepsilon_{18\text{tot.}} = \varepsilon_{18\text{éq.}} + \Delta\varepsilon_{18}$$

D'après la définition de  $\Delta\varepsilon_{18}$  (cf paragraphe sur les rappels), on peut calculer l'humidité relative correspondante :

$$h = 1 - [(\varepsilon_{18\text{tot.}} - \varepsilon_{18\text{éq.}}) / \eta_{18}]$$

Pour expliquer les enrichissements (écarts totaux entre les teneurs de l'eau liquide et vapeur) de 17,7 ‰, 15,7 ‰ et 14,4 ‰ mesurés autour du pic de la Soura, il suffit de prendre respectivement pour valeurs de l'humidité relative (à 20°C) 72%, 79% et 84%. Ces valeurs ne sont pas invraisemblables. Toutefois le calcul de l'humidité relative à partir de l'évaluation de la teneur en eau des échantillons de vapeur donne 100 ‰ pour ces trois prélèvements.

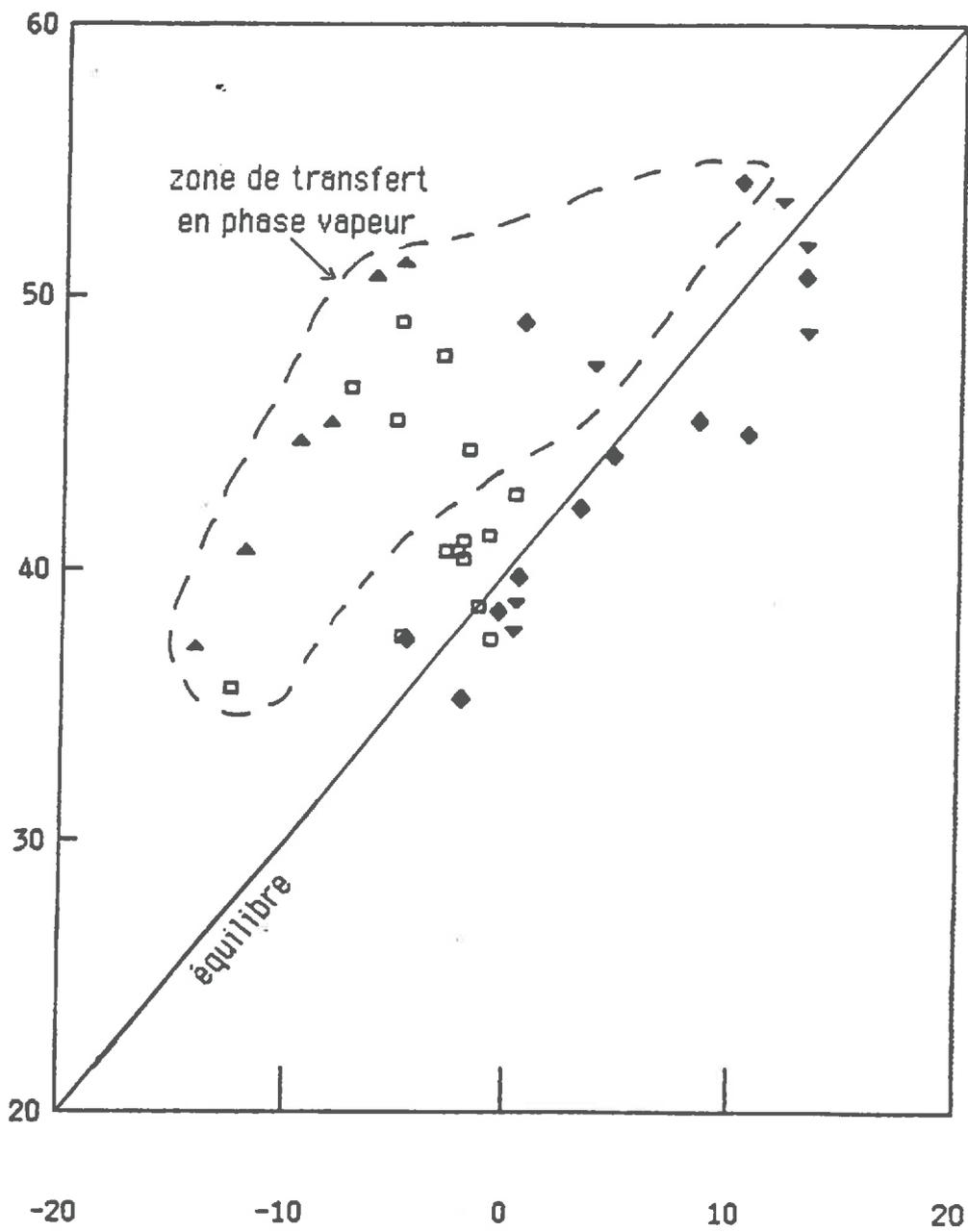
Une autre hypothèse serait de dire que la vapeur n'est pas en équilibre avec l'eau de la même profondeur, mais avec celle d'un niveau légèrement plus bas, compte-tenu du flux ascendant de vapeur qui devient plus important au niveau du front d'évaporation. Pour superposer les deux parties de profils situés près du front d'évaporation, il faudrait effectuer une translation non horizontale mais légèrement oblique. Mais là aussi, la forme moins nette du pic de la vapeur ne permet pas de donner raison à cette hypothèse.

Il faut aussi garder à l'esprit l'hétérogénéité du profil, qui possède une passée très fine située vers 1,50 m de profondeur, ce qui pourrait peut-être

fig. 39

### Relation H<sub>2</sub>O liquide - CO<sub>2</sub>

$\delta_{18} \text{CO}_2$  (‰) vs SMOW



Hassi-Rokna

□

Kerzaz

▲

Saoura

◆

SC 3

▼

$\delta_{18} \text{H}_2\text{O liquide}$  (‰) vs SMOW

expliquer le manque de netteté du pic de vapeur, celle-ci diffusant moins bien dans un sédiment plus fin et plus humide.

Les petits décalages observés entre les pics liquide et vapeur dans les terrasses sont beaucoup moins significatifs que dans les dunes. En effet, les échantillons de vapeur et de sédiment ont été prélevés dans chaque site sur deux verticales éloignées de quelques mètres l'une de l'autre. Les petits décalages des pics sont alors peut-être dus à des hétérogénéités latérales de granulométrie et de teneurs en eau, déformant la surface du front d'évaporation. Au contraire, le décalage de 1 m entre les deux pics à Hassi-Rokna est rendu encore plus significatif par l'homogénéité de la dune.

### b) relation $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ liquide :

Sur le diagramme  $\delta_{18}(\text{CO}_2)$  vs. SMOW -  $\delta_{18}(\text{H}_2\text{O}$  liquide) vs. SMOW (fig. 39), les points s'alignent à peu près le long de la droite d'équilibre isotopique d'équation :

$$\delta_{18}(\text{CO}_2) = \delta_{18}(\text{H}_2\text{O} \text{ liquide}) + 40,$$

le facteur d'enrichissement  $\epsilon_{18}(\text{H}_2\text{O} \text{ liq.} - \text{CO}_2)$  étant proche de 40 ‰ à 25°C. O'Neil *et al.* (1969) donnent en effet l'équation suivante pour l'évaluation de  $\alpha_{18}(\text{H}_2\text{O} \text{ liq.} - \text{CO}_2)$  :

$$1000 \text{Ln} \alpha_{18} = 16,60 (1000/T) - 15,19 \quad (\text{où } T = \text{température en K})$$

Les points les plus éloignés de l'équilibre sont tous au dessus de la droite, et correspondent à la zone de transfert en phase vapeur. C'est l'absence d'une phase liquide mobile qui caractérise les points hors équilibre. En effet, on peut considérer que l'équilibre isotopique entre  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2\text{O}$  s'établit lors de l'équilibre chimique d'hydratation du  $\text{CO}_2$  :



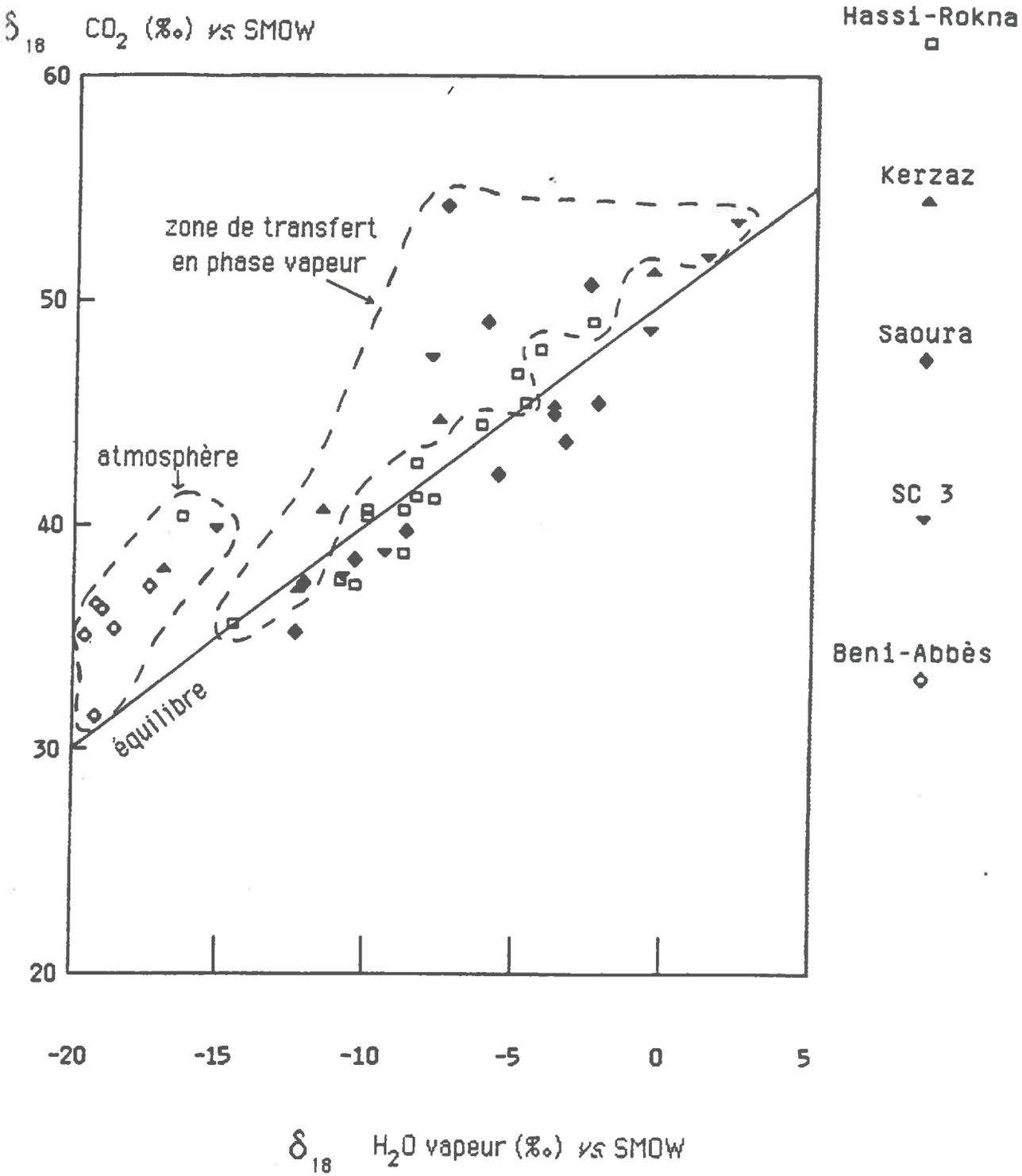
Dans les zones où l'eau est totalement liée au sédiment, les forces d'attaction sont telles qu'elle n'est plus capable de réagir avec  $\text{CO}_2$  et que l'équilibre isotopique ne se produit pas.

### c) relation $\text{H}_2\text{O}$ vapeur - $\text{CO}_2$ :

En reportant sur un diagramme (fig. 38)  $\delta_{18}$  de  $\text{CO}_2$  vs. SMOW en

### Relation H<sub>2</sub>O vapeur - CO<sub>2</sub>

fig. 38



fonction de  $\delta_{18}$  de  $H_2O$  vapeur vs. SMO'W, on constate que les points s'alignent relativement bien le long de la droite théorique d'équilibre : (O'Neil *et al.*, 1969 ; Majoube, 1971) :

$$\delta_{18} (CO_2) = \delta_{18} (H_2O \text{ vapeur}) + 50 \quad (\text{à } 20 \text{ } ^\circ\text{C})$$

Les points les plus éloignés, tous au dessus de la droite d'équilibre, sont ceux correspondant à l'atmosphère, plus certains correspondant à la zone de transfert en phase vapeur dans les divers sites. C'est l'absence de phase liquide qui caractérise les points éloignés de la droite d'équilibre mais certains points correspondant à la zone de transfert en phase vapeur sont néanmoins situés sur la droite d'équilibre.

Le manque de netteté dans le critère d'équilibre provient peut être du fait que de la condensation a pu se produire dans certaines ampoules lors du stockage (variations de température), introduisant une fraction liquide qui a rendu possible l'équilibre isotopique entre  $CO_2$  et  $H_2O$ . Cet équilibre ne reflèterait donc pas systématiquement la réalité des sols, mais serait artificiellement créé après les prélèvements. L'emploi de grandes ampoules refermées avant l'équilibration des pressions pourrait permettre d'éliminer cet artefact.

Les pics des profils de  $\delta_{18}$  du  $CO_2$  sont alignés sur les pics de  $\delta_{18}$  de la vapeur d'eau, et non sur les pics de  $\delta_{18}$  de  $H_2O$  liquide.

#### d) conclusion :

Au dessous du front d'évaporation, l'équilibre isotopique entre  $CO_2$ ,  $H_2O$  liquide et  $H_2O$  vapeur semble donc à peu près réalisé, avec des profils de teneurs en  $^{18}O$  parallèles pour les trois phases.

Au dessus du front d'évaporation, les choses deviennent plus compliquées et semblent dépendre de la teneur en eau du sédiment, avec des phénomènes d'échange isotopique et l'influence de la vapeur atmosphérique diffusant dans le sol. L'eau résiduelle autour des grains de sable peut subir un échange isotopique avec la vapeur, de façon croissante vers la surface du sol, pendant que cette vapeur subit l'influence de plus en plus grande de la vapeur atmosphérique. Le  $CO_2$  semble lui aussi subir un échange isotopique avec la vapeur atmosphérique, mais cet échange semble se faire d'une façon moins intense que pour la vapeur d'eau, à cause peut-être de la configuration différente des molécules, ce qui entraîne un enrichissement relatif en  $^{18}O$

du  $\text{CO}_2$  vis-à-vis de la vapeur d'eau et de l'eau, par rapport à l'équilibre.

Les facteurs déterminants pour l'allure des profils de  $^{18}\text{O}$  dans la tranche superficielle du sol semblent donc être respectivement :

- pour l'eau : l'échange isotopique avec la vapeur d'eau du sol.
- pour la vapeur : la diffusion dans le sol de la vapeur atmosphérique.
- pour le  $\text{CO}_2$  : l'échange isotopique avec la vapeur atmosphérique diffusant dans le sol, mais d'un effet moins prononcé que pour les deux autres phases.

## RELATION OXYGENE 18 - DEUTERIUM

Pour chacun des sites, les teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  de l'eau et de la vapeur ont été portées sur le diagramme classique (fig. 41 à 44). On obtient des droites de corrélation, toutes situées dans le domaine d'évaporation, mais distinctes pour l'eau et la vapeur.

### 1- Cas des eaux liquides :

Les faibles pentes des droites de corrélation des eaux (1,94 à 3,98) reflètent bien les conditions de forte sécheresse présentes dans tous les sondages.

Il n'a pas été possible de distinguer les différentes zones de transfert de l'eau dans le sol par des variations de pente sur les diagrammes, sauf pour SC3 bis où les points correspondant à la zone de transfert en phase vapeur s'alignent sur une droite un peu décalée vers le bas par rapport aux autres points.

Le point d'intersection des droites de corrélation avec la droite des eaux de précipitation pour chaque diagramme permet une estimation de la composition de l'eau d'alimentation du profil d'évaporation dans chaque site. Cette estimation donne une composition semblable pour :

- d'une part SC3 bis, Saoura et Interdune :  $\delta_{18} \approx -9\%$ ,  $\delta_2 \approx -60\%$  ;
- d'autre part Hassi-Rokna et Kerzaz :  $\delta_{18} \approx -12\%$ ,  $\delta_2 \approx -90\%$ .

Pour les terrasses, l'eau de la nappe ( $\delta_{18} = -5,0\%$ ,  $\delta_2 = -50,8\%$ ) est située sur la droite d'évaporation, mais est distincte de l'eau initiale d'alimentation du profil.

En comparant les équations des corrélation de l'eau pour les différents sites, on constate que les pentes des droites sont plus faibles pour les sondages des terrasses (environ 2) que pour les sondages des sables dunaires (3 à 4).

Donc, contrairement à ce qu'on aurait pu prévoir conformément aux précédentes observations de différents auteurs (notamment Barnes *et al*, 1983), les conditions d'extrême dessiccation qui règnent dans les dunes du Grand Erg Occidental ne provoquent pas d'aussi faibles pentes (pour les droites de corrélation) que la sécheresse bien moins accentuée des terrasses limono-sableuses. On notera que même les eaux liquides de la partie profonde du sondage de la Saoura, où la saturation en eau est importante, s'alignent sur une droite de pente plus faible que les sondages des dunes.

fig. 40 : HASSI-ROKNA : relation oxygène 18 - deutérium

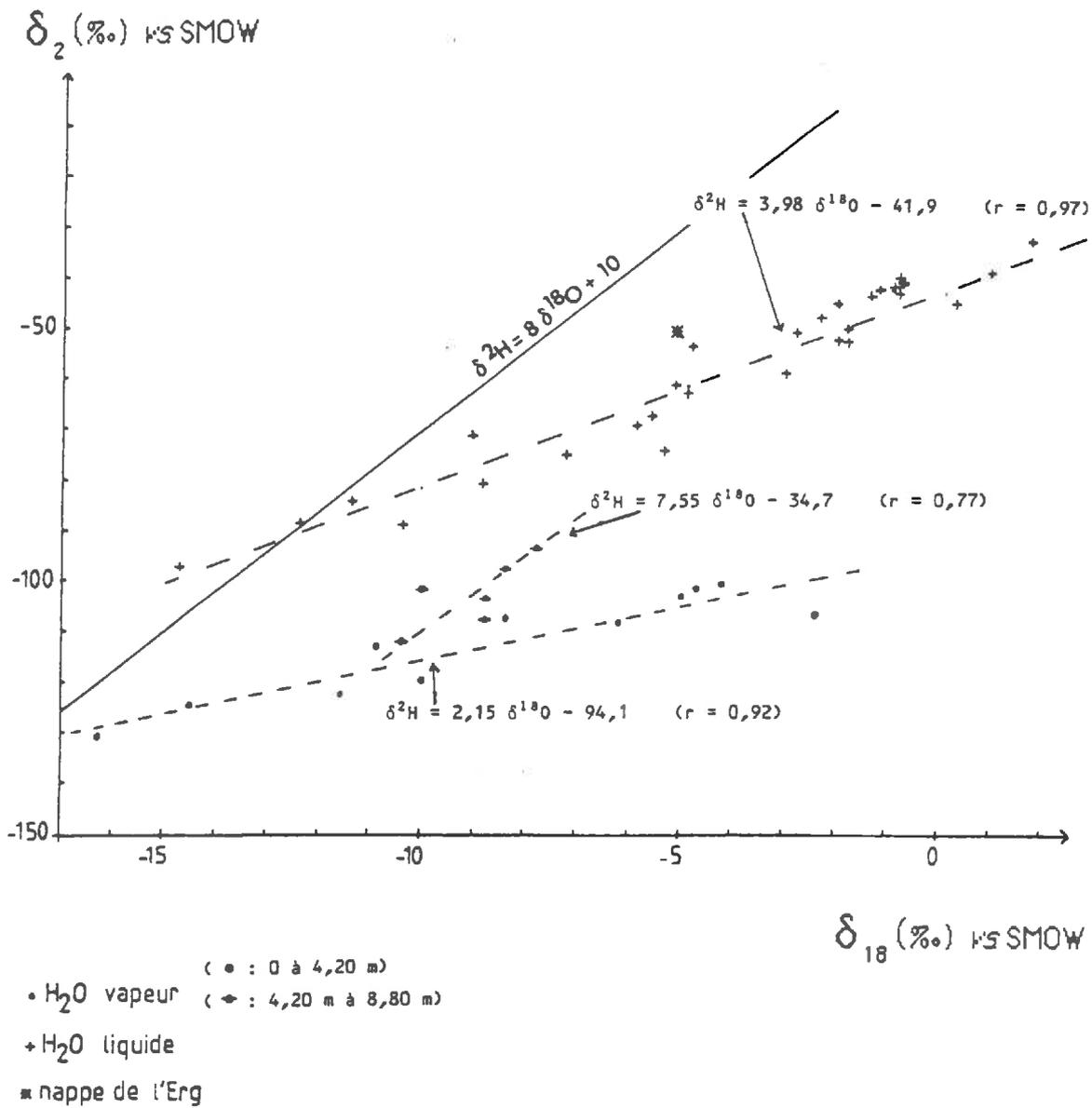
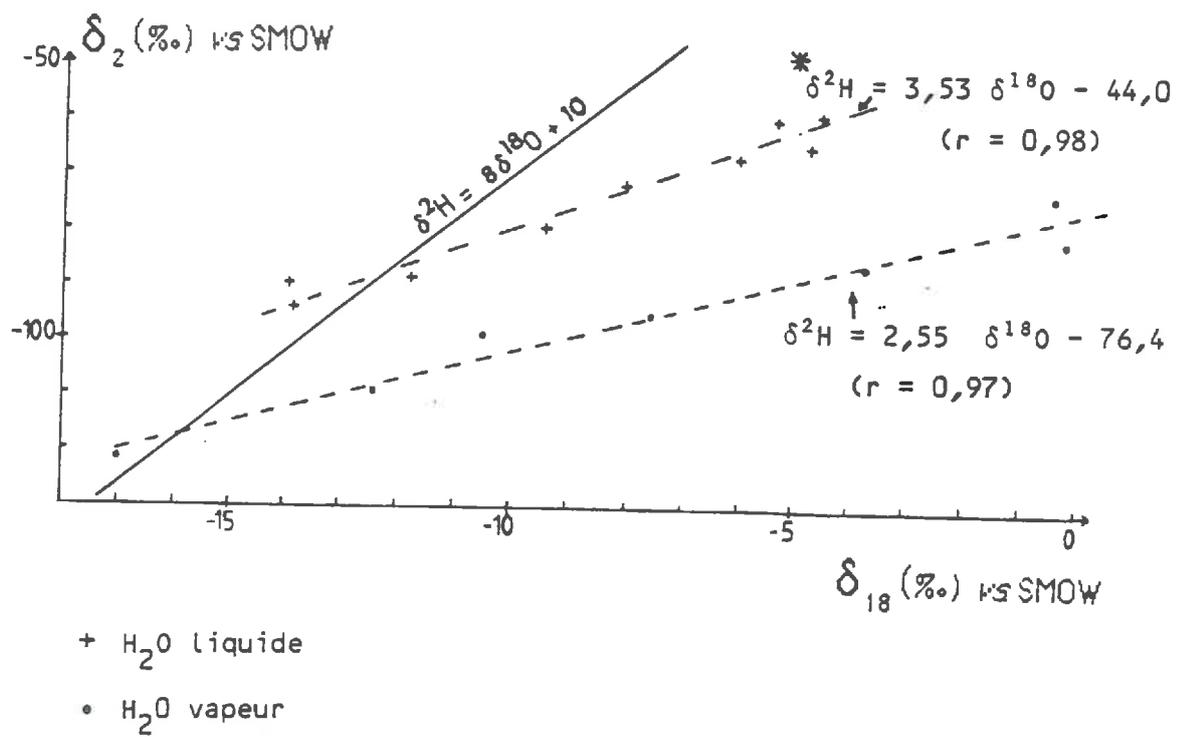


fig. 41 : KERZAZ : relation oxygène 18 - deutérium



Le calcul des pentes théoriques des droites de corrélation donne les résultats suivants ( Barnes *et al.*, 1983 ; cf rappels sur la modélisation, éq. 12 et 13) :

- Pour les sondages des terrasses avec  $t = 24^{\circ}\text{C}$ ,  $\delta_{18}^a = -15,1\text{‰}$ ,  
 $\delta_2^a = -112,6\text{‰}$ ,  $\delta_{18}^{\text{res}} = -5,0\text{‰}$ ,  $\delta_2^{\text{res}} = -50,8\text{‰}$  (eau de la nappe),  
 $d\delta_2/d\delta_{18} = 2,25$  pour la région de transfert en phase vapeur,  
 $d\delta_2/d\delta_{18} = 2,63$  pour la région à transfert en phase liquide.

Les valeurs mesurées (1,95 pour SC3 bis et 2,18 pour Saoura) sont légèrement inférieures à celles qui ont été calculées.

- Pour les sondages dunaires, la modélisation du profil d'Hassi-Rokna montre (voir chapitre suivant) que l'eau d'alimentation du profil n'est sûrement pas la nappe de l'Erg. On utilise donc les valeurs données par l'intersection des droites de corrélation avec la droite des précipitations.

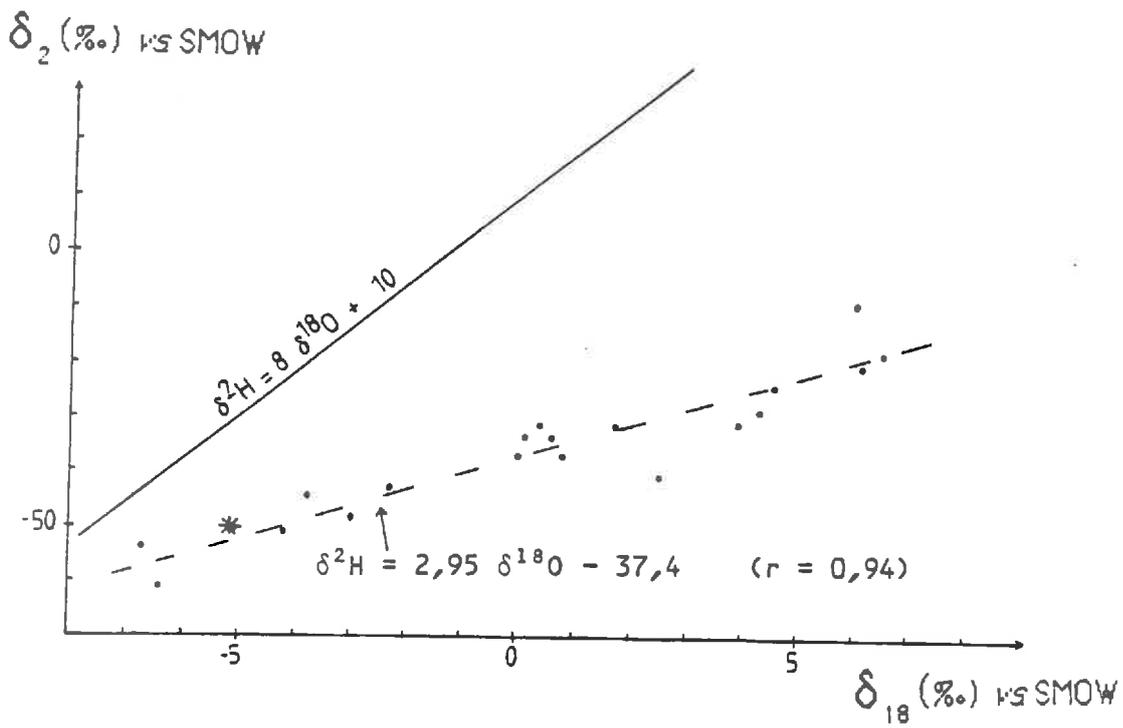
- Pour Hassi-Rokna avec  $t = 25^{\circ}\text{C}$ ,  $\delta_{18}^a = -16,3\text{‰}$ ,  $\delta_2^a = -130,9\text{‰}$ ,  
 $\delta_{18}^{\text{res}} = -12\text{‰}$ ,  $\delta_2^{\text{res}} = -90\text{‰}$ ,  
 $d\delta_2/d\delta_{18} = 2,01$  pour la région de transfert en phase vapeur,  
 $d\delta_2/d\delta_{18} = 2,60$  pour la région à transfert en phase liquide.

- Pour Kerzaz avec  $t = 28^{\circ}\text{C}$ ,  $\delta_{18}^a = -16,9\text{‰}$ ,  $\delta_2^a = -121,2\text{‰}$ ,  
 $\delta_{18}^{\text{res}} = -12\text{‰}$ ,  $\delta_2^{\text{res}} = -90\text{‰}$ ,  
 $d\delta_2/d\delta_{18} = 1,69$  pour la région de transfert en phase vapeur,  
 $d\delta_2/d\delta_{18} = 2,56$  pour la région à transfert en phase liquide.

Les pentes mesurées (3,98 pour Hassi-Rokna et 3,53 pour Kerzaz) sont au contraire un peu plus fortes que celles calculées.

Pour expliquer cette contradiction apparente entre les résultats des mesures et les prédictions du modèle théorique, on peut avancer l'hypothèse que l'enrichissement cinétique, responsable de la diminution des valeurs des pentes des droites de corrélation en milieu évaporé, dépend de la texture du sédiment, et donc de la succion. Au vu des mesures de Béni-Abbès, l'effet cinétique serait plus grand dans les sédiments fins où la succion est plus élevée que dans les sables. Le facteur qui régit cette variation de  $\Delta \epsilon_i$  est

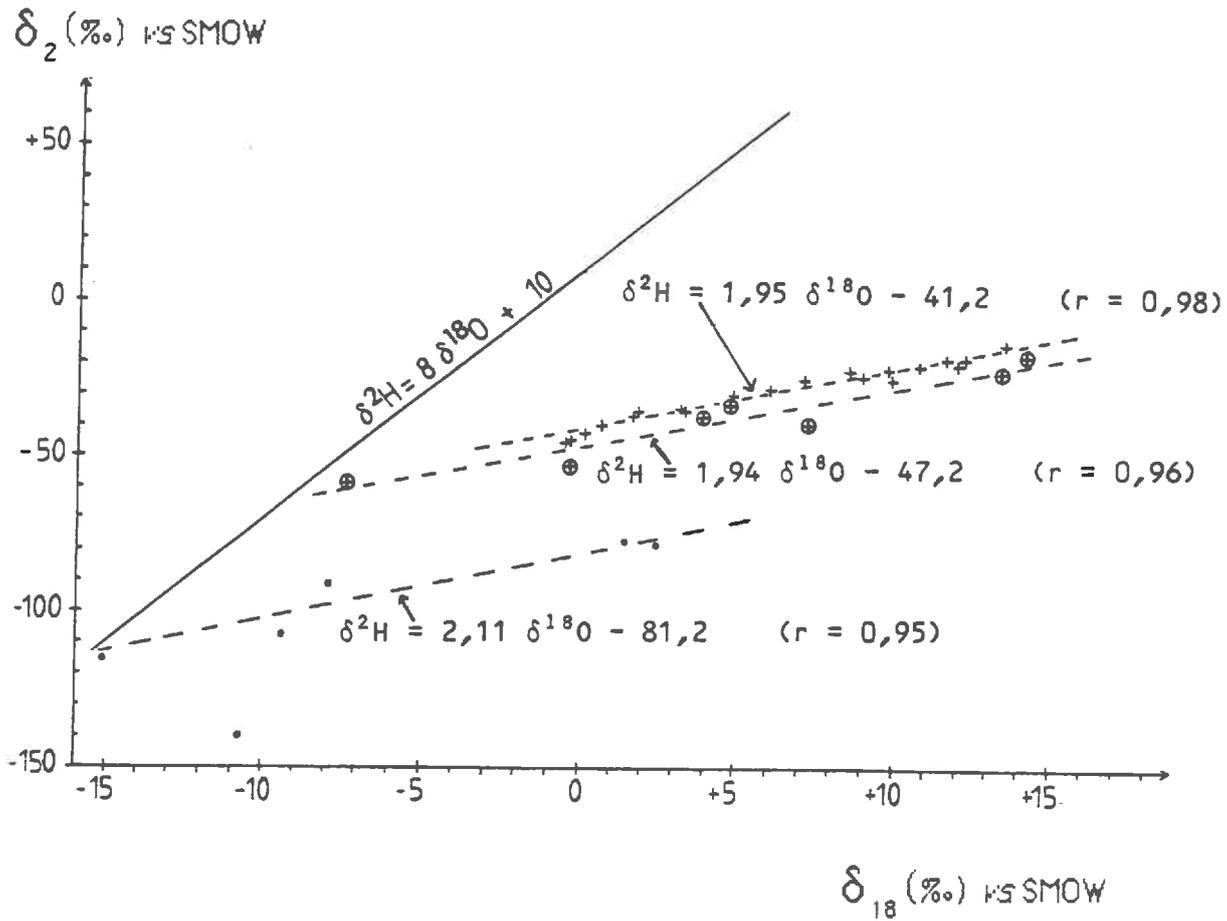
fig. 42 : INTERDUNE : relation oxygène 18 - deutérium



• H<sub>2</sub>O Liquide



fig. 43 : SC3 : relation oxygène 18 - deutérium



- H<sub>2</sub>O vapeur
- + H<sub>2</sub>O Liquide (0,90m à 5,45m)
- ⊕ H<sub>2</sub>O Liquide (surface à 0,90m)

sans doute l'humidité relative  $h$ , car il paraît peu probable que la valeur de l'exposant  $n$  diminue pour les sables secs des dunes, où toutes les conditions paraissent favorables à un transfert de type diffusif pur en phase vapeur (cf définition du facteur de fractionnement cinétique au début du chapitre IV). L'action de fortes succions a pour effet de diminuer l'humidité relative (cf rappels sur les paramètres hydrodynamiques des sols non saturés), et peut donc contribuer à augmenter l'effet de l'enrichissement cinétique dans des sols limoneux fins quoique plus humides en comparaison avec des sols sableux contenant moins d'eau de rétention. Cependant les estimations d'humidité relative effectuées à partir des échantillons ne permettent pas d'établir une différence à ce sujet entre les différents sites de sondage.

## 2- Cas de la vapeur :

Les teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  de la vapeur d'eau s'alignent sur des droites de pentes distinctes de celles issues des eaux des mêmes sédiments. Théoriquement, pour une eau en équilibre isotopique avec la vapeur environnante :

$$\begin{aligned}\delta_2^{\text{eau}} &= a \delta_{18}^{\text{eau}} + b \\ \delta_2^{\text{vap.}} &= \delta_2^{\text{eau}} - \varepsilon_2 & \Rightarrow \delta_2^{\text{vap.}} &= a \delta_{18}^{\text{vap.}} + (b + a\varepsilon_{18} - \varepsilon_2) \\ \delta_{18}^{\text{vap.}} &= \delta_{18}^{\text{eau}} - \varepsilon_{18}\end{aligned}$$

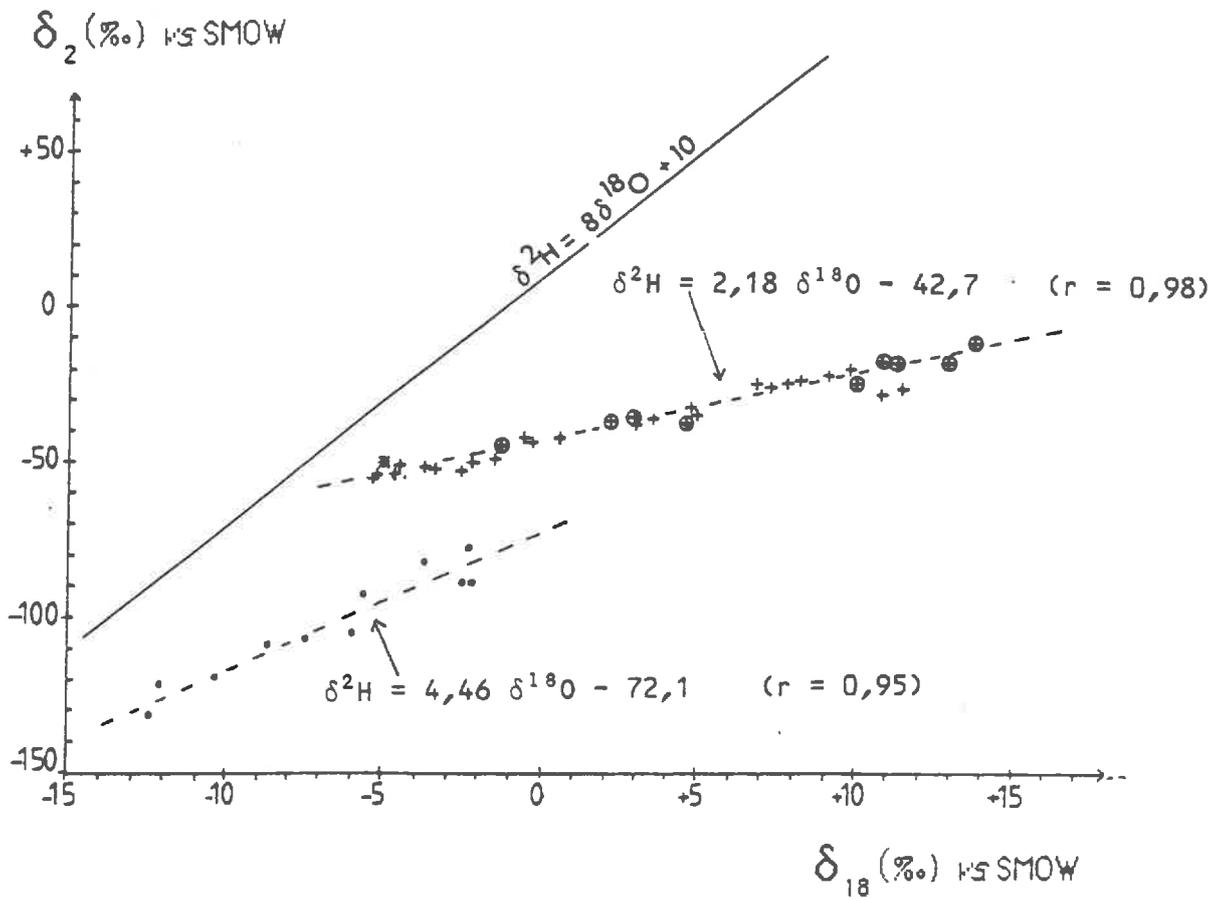
On obtient pour la vapeur une droite de même pente que pour l'eau, mais décalée de  $(a\varepsilon_{18} - \varepsilon_2)$ . De même, en cas d'enrichissement cinétique, le terme  $\Delta\varepsilon_i$ , même s'il provoque une variation de  $a$ , ne donnera pas pour la vapeur une pente différente de celle des eaux (dans des conditions isothermes).

Les pentes mesurées pour la vapeur ont des valeurs plus fortes pour le sondage de la Saoura (4,56) que pour SC3 bis (2,11) et les sondages dunaires (2,15 pour Hassi-Rokna, 2,55 pour Kerzaz).

Si on compare les pentes des droites pour les phases liquide et vapeur dans chaque site, seul SC3 bis montre des droites de corrélation parallèles.

Dans les dunes, les pentes des droites de la vapeur sont inférieures à celles de l'eau, alors que l'inverse se produit pour Saoura. On a déjà vu que l'eau des dunes n'est pas en équilibre isotopique avec sa vapeur dans la partie supérieure des profils. Ces phénomènes de déséquilibre isotopique peuvent se traduire avec une intensité différente pour  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ . En outre, on a aussi constaté que le déséquilibre jouait en sens inverse selon qu'on se trouvait dans les dunes ou dans les terrasses (Saoura) :

fig. 44 : SAOURA : relation oxygène 18 - deutérium



- H<sub>2</sub>O Liquide (surface à 1,10 m)
- + H<sub>2</sub>O Liquide (1,10m à 7,40m)
- H<sub>2</sub>O vapeur

- échange isotopique plus ou moins complet entre l'eau et la vapeur dans les dunes, (il reste partiel pour  $^2\text{H}$ ).
- effet de fractionnement cinétique dans l'eau des sédiments pour Saoura.

Globalement, tout se passe comme si la phase dominante dans le transfert d'humidité donnait la plus faible pente, par l'effet des phénomènes hors équilibre isotopique : enrichissement cinétique, échange isotopique. Dans les sables dunaires, c'est la vapeur qui joue le rôle prépondérant jusqu'à des profondeurs importantes. Les points de la vapeur situés au dessous de 4,20 m à Hassi-Rokna montrent une corrélation de pente 7,55 ce qui semble indiquer un changement dans le mode de transfert. Dans le sondage de la Saoura, c'est l'eau liquide qui serait la phase dominante dans le transfert d'humidité. Dans le sondage SC3 bis, où les conditions paraissent plus proches de l'équilibre isotopique, les pentes de corrélation sont pratiquement identiques, l'eau et la vapeur agissant dans le transfert d'humidité jusqu'en profondeur.

# CHAPITRE V

Modélisation.

## MODELISATION

### 1- Rappels sur le modèle de Barnes et Allison (1983, 1984):

La signification de tous les paramètres employés dans les équations suivantes est donnée dans le glossaire au début de l'ouvrage.

Barnes et Allison ont élaboré un modèle d'évaporation qui intègre les paramètres physiques (température, humidité volumique, humidité relative, diffusivités de la vapeur et de l'eau, porosité, tortuosité) et les paramètres isotopiques ( $\delta_{18}$  de la vapeur atmosphérique,  $\delta_{18}$  de l'eau de la nappe, facteur de fractionnement et d'enrichissement) d'un site soumis à l'évaporation de manière à reconstituer à l'équilibre des profils isotopiques (oxygène 18 et deutérium) de l'eau du sol.

Un profil d'évaporation typique d'un sol non saturé se décompose en deux tranches (cf les rappels sur le comportement isotopique d'un sol soumis à l'évaporation):

- l'une superficielle, où les concentrations en isotopes lourds vont d'un minimum en surface jusqu'à un maximum à une profondeur variable, et où le transfert d'humidité s'effectue en phase vapeur.

- la seconde où les concentrations en isotopes lourds décroissent de façon exponentielle depuis le maximum ci-dessus jusqu'à la zone d'alimentation du profil, et où le transfert d'humidité se fait au moins partiellement en phase liquide.

Chaque tranche a été modélisée séparément, les flux liquide et vapeur étant considérés tous les deux comme des processus de diffusion, mais avec des modalités différentes selon la phase envisagée.

#### **a) Equation du profil isotopique dans la région de transfert en phase vapeur :**

Le mouvement est considéré comme une diffusion moléculaire. Le flux isotopique, défini par la loi de Fick pour les milieux poreux, est fonction de la diffusivité de la vapeur d'eau dans le sol ( $D^v$ ), de la densité de vapeur ( $N$ ) et sa valeur à saturation ( $N^{sat}$ ), et de la concentration en isotope  $i$  dans la vapeur ( $R_i^v$ ), avec l'hypothèse qu'en régime permanent la vapeur d'eau est en équilibre isotopique avec l'eau résiduelle du sédiment.

Pour l'isotope  $i$ , le profil à l'équilibre est donné par :

$$h \cdot N^{sat} \cdot [1 - (\alpha_i \cdot R_i) / (\sigma_i^v \cdot R_i^{res})] = C \quad (1)$$

C est connue pour la surface (atmosphère) :

$$C = h \cdot N^{\text{sat}} \cdot [1 - (\delta_i^a + 1000) / \sigma_i^v \cdot (\delta_i^{\text{res}} + 1000)] \quad (2)$$

Cela donne pour le profil des teneurs en isotope i exprimées en unités  $\delta$  (‰)

$$\delta_i^{\text{eau}} = [(1 - C/h \cdot N^{\text{sat}}) \cdot \sigma_i^v / \alpha_i^* \cdot (1000 + \delta_i^{\text{res}})] - 1000 \quad (3)$$

**b) Equation du profil dans la région de transfert en phase liquide :**

Le flux d'isotopes i en phase liquide est considéré comme une combinaison de processus de convection et de diffusion. Le transfert en phase vapeur existe encore dans cette région. Le modèle permet d'estimer de façon approximative la grandeur relative des flux diffusifs d'isotopes en phase vapeur et en phase liquide au moyen du rapport  $z^v/z^l$  :

$$z^v/z^l = N^{\text{sat}} \cdot D^v / \rho \cdot D^l = N^{\text{sat}} \cdot D^v \cdot (p - \theta) / \rho \cdot D^l \cdot \theta \quad (4)$$

Dans cette région, le flux d'isotopes en phase vapeur peut être significatif sans qu'il y ait de flux net de vapeur.

Dans des conditions isothermes (ce qui est à peu près le cas au dessous du front d'évaporation) où le flux d'isotopes en phase vapeur est significatif, le profil peut être donné par l'équation suivante :

$$\delta_i^{\text{eau}} - \delta_i^{\text{res}} = (\delta_i^{\text{ef}} - \delta_i^{\text{res}}) \cdot \exp[-f(z)/z_i] \quad (5)$$

$$\text{avec } f(z) = \bar{\theta} \int_{z_{\text{ef}}}^z dz / [\theta + (N^{\text{sat}} \cdot D^v \cdot (p - \theta) / \rho \cdot D^l)] \quad (6)$$

$$z_i = \bar{\theta} \cdot \tau \cdot D_i^l / E \quad (7)$$

Pour les autres cas où cette équation ne peut être utilisée, le modèle donne une équation générale du profil isotopique, qui est une équation différentielle du premier ordre par rapport à la profondeur z, avec des coefficients variables en fonction de la température et dont une solution d'approximation est donnée par l'expression suivante : (8)

$$(\delta_i^{eau} - \delta_i^{res}) \cdot \exp[z/(z^l + z^v)] = (\delta_i^{ef} - \delta_i^{res}) \cdot \exp[z/(z^l + z^v)] + K_i [dz \cdot (dT/dz) \cdot \exp[z/(z^l + z^v)]]$$

où les valeurs barrées sont des moyennes,

$$\text{et } K_i = d/dT[\ln(N_i^{sat}(\epsilon_i^* + \eta_i))] \cdot [z^v/(z^l + z^v)] \cdot (\epsilon_i^* + \eta_i) \quad (9)$$

### c) Evaluation du taux d'évaporation :

Le modèle permet plusieurs estimations indépendantes du taux d'évaporation.

#### \* région à transfert en phase vapeur, hypothèse isotherme :

Pour des conditions isothermes, le modèle calcule le taux d'évaporation. En prenant pour température la moyenne annuelle, cela donne une estimation du taux d'évaporation réel annuel moyen.

$$E = (1-h) \cdot N_i^{sat} \cdot \tau \cdot D_i^v \cdot (p-\theta) \cdot 1/(\rho \cdot z^{ef}) \quad (10)$$

Il existe pour les mêmes conditions une autre façon d'évaluer E au moyen d'une représentation graphique de  $[(\delta_i^{eau} - (\delta_i^a + \epsilon_i^*)/\alpha_i^*)^{-1}]$  en fonction de  $z^{-1}$ .

#### \* région à transfert en phase liquide :

D'après l'équation du profil isotopique, on peut évaluer  $\bar{z}_i$  à partir d'une représentation graphique de  $\ln[(\delta_i^{eau} - \delta_i^{res})/(\delta_i^{ef} - \delta_i^{res})]$  en fonction de  $f(z)$ . En effet :

$$\ln[(\delta_i^{eau} - \delta_i^{res})/(\delta_i^{ef} - \delta_i^{res})] = -(1/\bar{z}_i) \cdot f(z) \quad (11)$$

Le taux d'évaporation E est alors donné par :

$$E = D_i^l \cdot \tau \cdot \bar{\theta} / \bar{z}_i \quad (12)$$

C'est cette méthode qu'on emploiera le plus souvent possible, car elle intègre un plus grand nombre de résultats et prend en compte les variations de teneur en eau et de température. C'est la linéarité de la représentation graphique qui indiquera si le modèle est applicable à un site donné.

fig. 45 : SC3 bis  
Corrélation  $f(z)$  vs.  $\ln((\partial - \partial_{res})/(\partial_{ef} - \partial_{res}))$

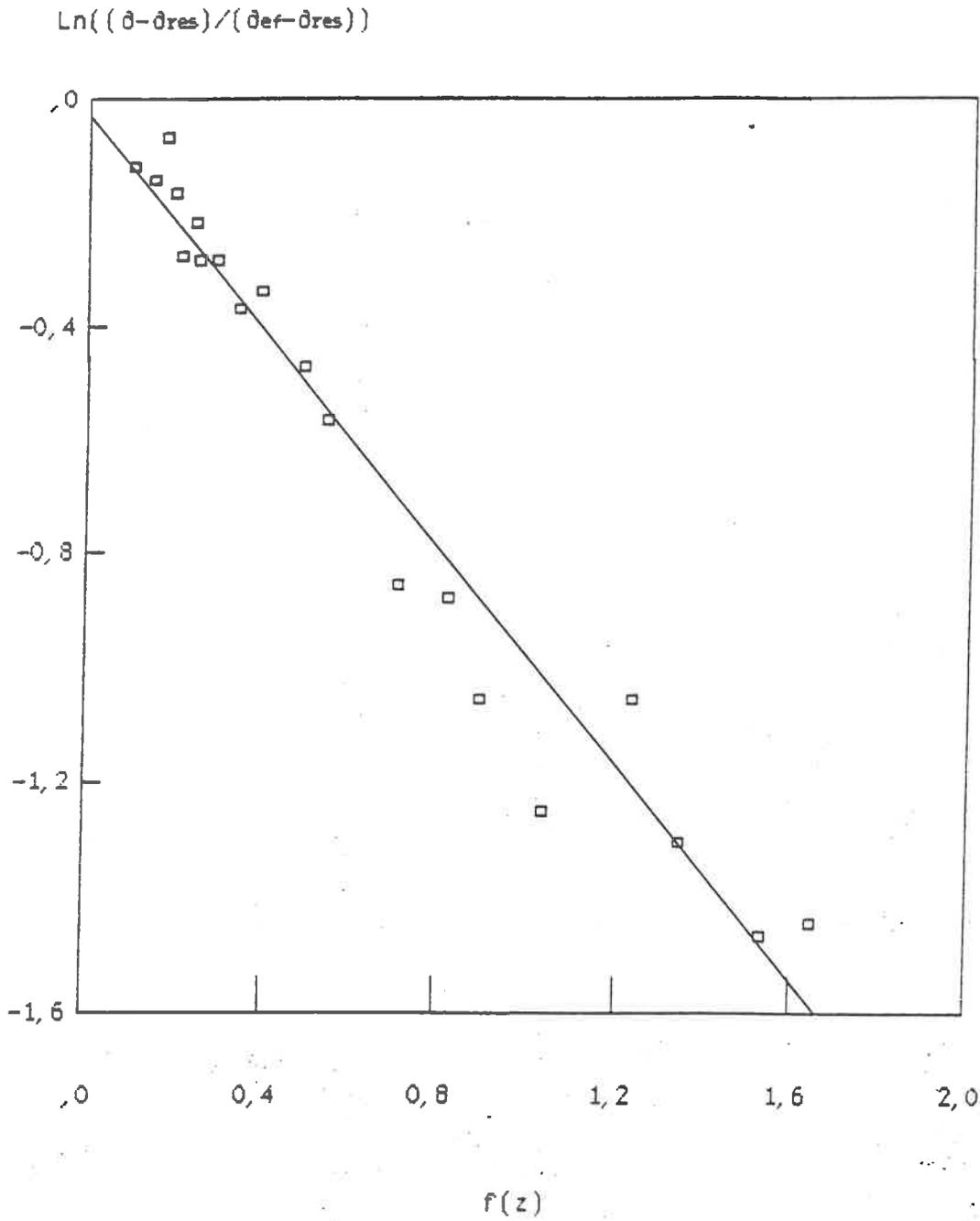
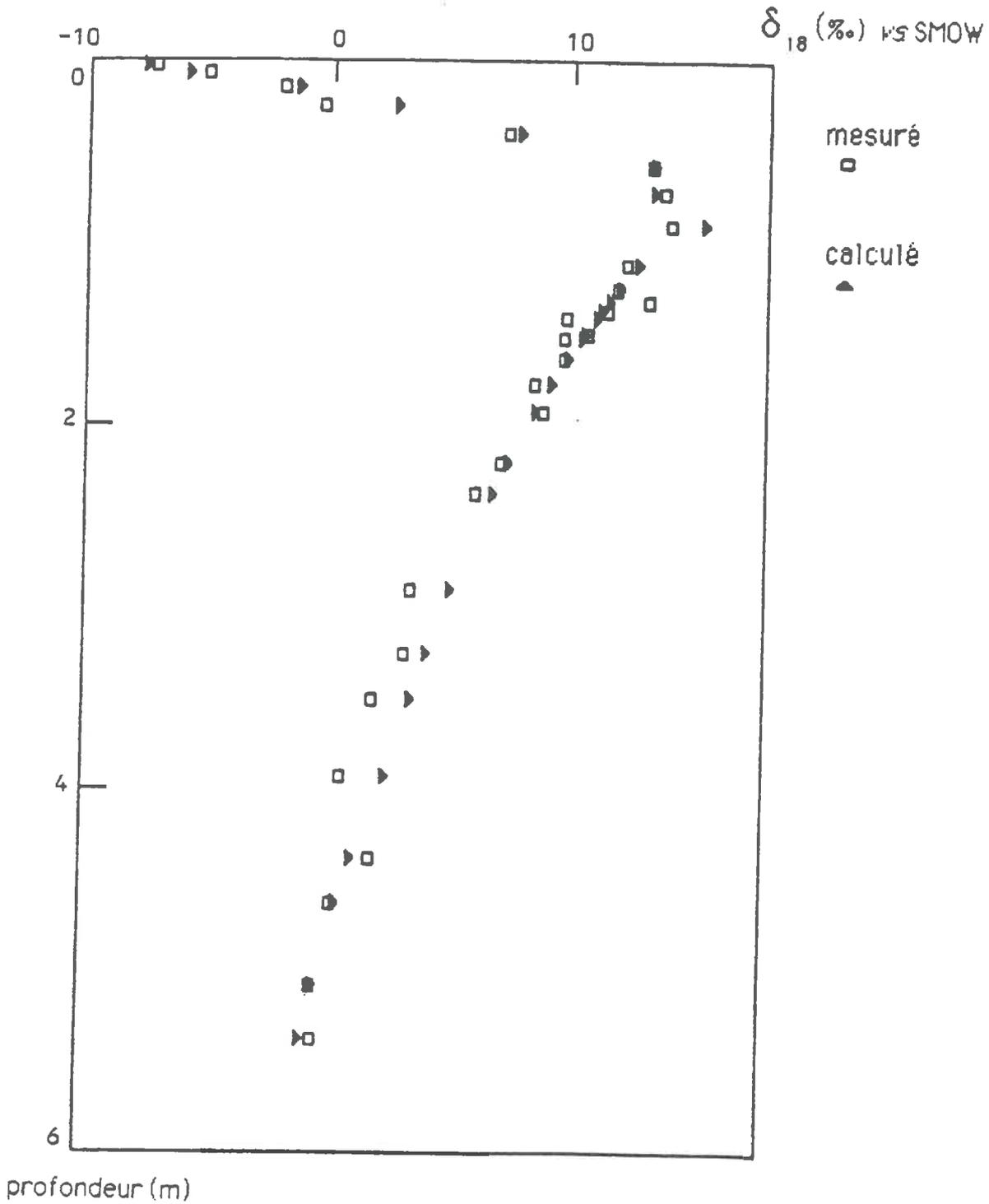


fig. 46 : SC3 bis  
Modélisation du profil  $\delta_{18}$  de H<sub>2</sub>O liquide



**d) Relation oxygène 18 - deutérium :**

Le modèle permet enfin de quantifier la pente de la relation en fonction de paramètres isotopiques.

Dans la région de transfert en phase vapeur :

$$d\delta_D / d\delta_{18} = [\overline{\eta_D} - (\delta_D^a - \delta_D^{res})] / [\overline{\eta_{18}} - (\delta_{18}^a - \delta_{18}^{res})] \quad (13)$$

Dans la région de transfert en phase liquide :

$$d\delta_D / d\delta_{18} = (\delta_D^{ef} - \delta_D^{res}) / (\delta_{18}^{ef} - \delta_{18}^{res}) = (\varepsilon_D^* + \overline{\eta_D}) / (\varepsilon_{18}^* + \overline{\eta_{18}}) \quad (14)$$

2- Résultats des tentatives de modélisation :

Seuls les profils complets, où l'on disposait de tous les paramètres physiques requis ont été modélisés : SC3, Saoura, Hassi-Rokna (tableaux 23, 24, 25 en annexe).

**a) profil SC3 bis :**

\* région à transfert en phase vapeur :

L'équation (3) donne des résultats assez satisfaisants en procédant à un ajustement des humidités relatives  $h$  dans le sol. Mais dans ce cas,  $h$  n'augmente pas linéairement avec la profondeur et la saturation n'est pas atteinte à la profondeur  $z^{ef}$ . Cependant, les valeurs ajustées de  $h$  ne sont pas en trop grand désaccord avec les valeurs estimées, les écarts (0,05) étant de l'ordre de grandeur de l'incertitude sur l'estimation de  $h$ .

L'estimation du taux moyen d'évaporation à l'aide de l'équation (10) donne  $E \approx 2,8 \text{ mm.an}^{-1}$  avec  $t = 24 \text{ °C}$ ,  $h = 0,35$ ,  $N^{sat} = 21,8.10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$ ,  $\tau = 0,67$ ,  $D = 0,254 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ ,  $p = 0,35$ ,  $\theta = 0,022$ .

\* région à transfert en phase liquide :

L'estimation de la grandeur relative des flux d'isotopes en phase vapeur et liquide au moyen de l'équation (4) donne :  $z^v \approx 1,7 z^l$ . Donc l'équation (5) est applicable pour établir le profil dans cette région. La représentation graphique de  $\text{Ln} [(\delta_{18}^{eau} - \delta_{18}^{res}) / (\delta_{18}^{ef} - \delta_{18}^{res})]$  en fonction de  $f(z)$  montre une bonne linéarité (fig. 45) :

$$\ln [(\delta_{18}^{\text{eau}} - \delta_{18}^{\text{res}}) / (\delta_{18}^{\text{ef}} - \delta_{18}^{\text{res}})] = -0,948 f(z) - 0,035 \quad (r=0,98)$$

Donc, avec  $z_{18} = 1,055 \text{ m}$ ,  $\tau = 0,67$ ,  $D_{18}^1 = 2,3 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $\theta = 0,043$  :

$$E \approx 2 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1} \quad (0,63 \cdot 10^{-10} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}).$$

Les précédentes tentatives d'évaluation de l'évaporation par ce modèle, et faites à partir des résultats de Yousfi (1984) sur le même site avaient donné des résultats très proches :

1 mm.an<sup>-1</sup> pour Yousfi (1984), Yousfi *et al.* (1985), le modèle étant appliqué pour des conditions isothermes.

2,2 mm.an<sup>-1</sup> pour Fontes *et al.* (1986).

En réinjectant la valeur de  $z_{18}$  dans l'équation (5), on obtient bien sûr un très bon ajustement du modèle aux résultats expérimentaux (fig. 46).

#### b) profil SAOURA :

##### \* région à transfert en phase vapeur :

Comme dans le profil précédent, on arrive à des résultats satisfaisants en appliquant l'équation (3) et en ajustant les valeurs de l'humidité relative. Les écarts sont de 0,10 à 0,15 entre les valeurs d'humidité mesurées et calculées.

L'estimation du taux moyen d'évaporation à l'aide de l'équation (10) donne  $E \approx 3,0 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$  avec  $t = 24 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $h = 0,35$ ,  $N^{\text{sat}} = 21,8 \cdot 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ,  $\tau = 0,67$ ,  $D = 0,254 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $p = 0,45$ ,  $\theta = 0,014$ .

##### \* région à transfert en phase liquide :

L'estimation de la grandeur relative des flux d'isotopes en phases vapeur et liquide au moyen de l'équation (4) donne  $z^v \approx 0,5 z^l$ . Sans être dominant, le flux isotopique en phase vapeur reste significatif, et on peut appliquer l'équation (5).

L'expression  $f(z)$  a été calculée en remplaçant  $N^{\text{sat}}$  par  $(h \cdot N^{\text{sat}})$ ,  $h$  étant l'humidité relative estimée. On obtient alors la relation suivante (fig.47) :

$$\ln [(\delta_{18}^{\text{eau}} - \delta_{18}^{\text{res}}) / (\delta_{18}^{\text{ef}} - \delta_{18}^{\text{res}})] = -0,907 f(z) + 0,324 \quad (r=0,97)$$

fig. 47 : SAOURA (hr estimé)  
Corrélation  $f(z)$  vs.  $\ln((\bar{\partial} - \bar{\partial}_{res})/(\bar{\partial}_{ef} - \bar{\partial}_{res}))$

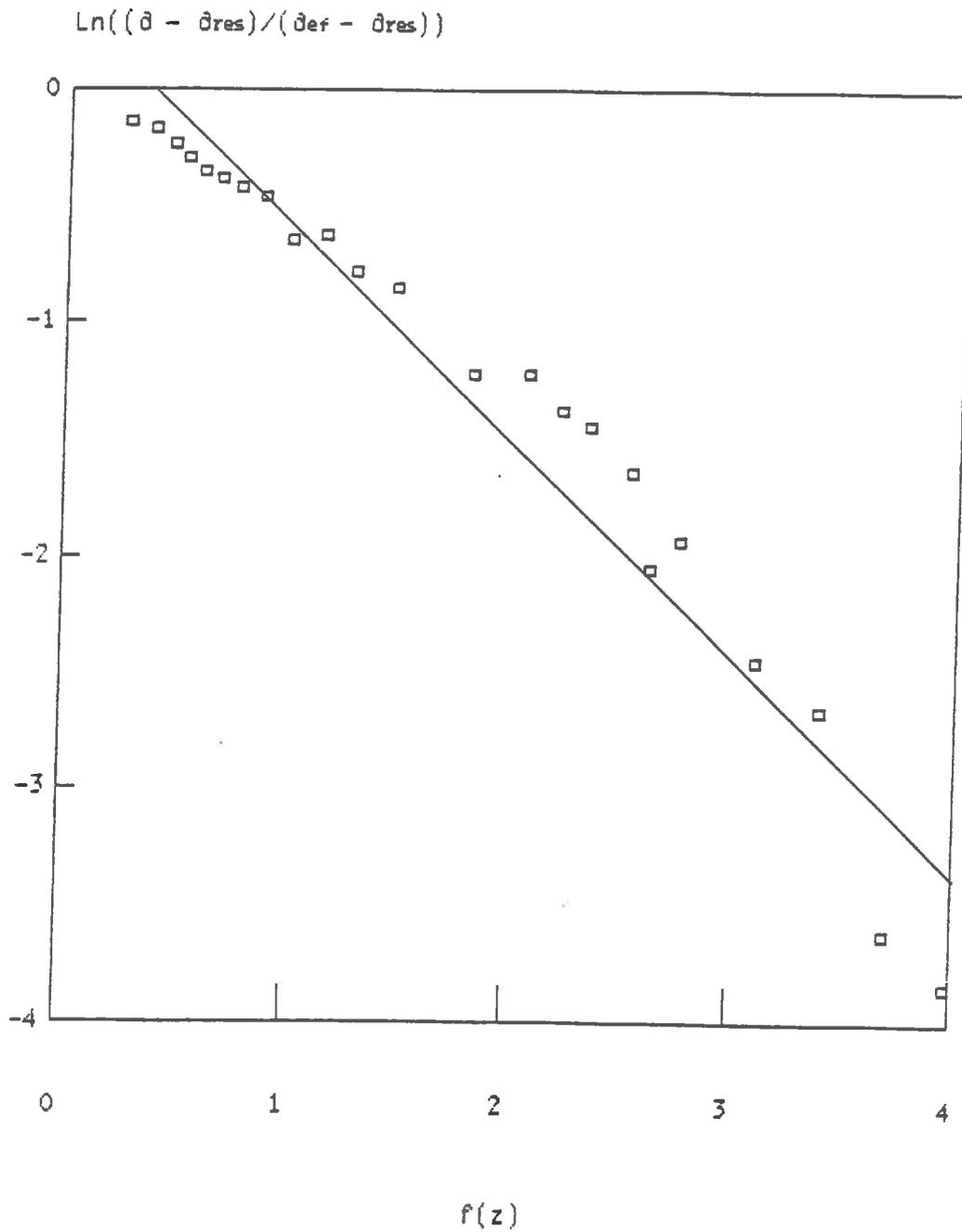


fig. 48 : SAOURA  
Modélisation du profil  $\delta_{18}$  de H<sub>2</sub>O liquide  
(h estimé)

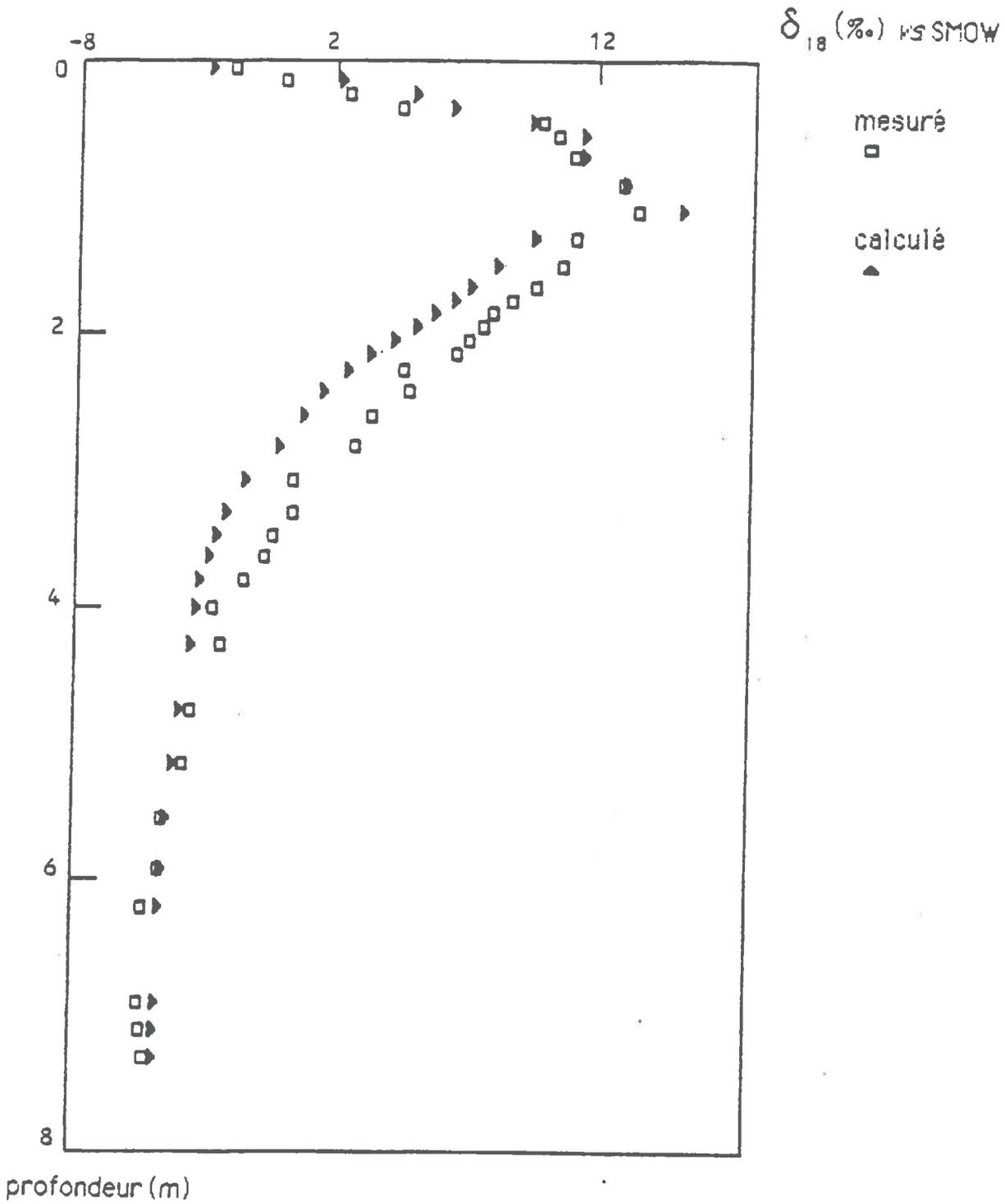


fig. 49 : SAOURA (h = 1)

Corrélation  $f(z)$  vs.  $\ln((\partial - \partial_{res})/(\partial_{ef} - \partial_{res}))$

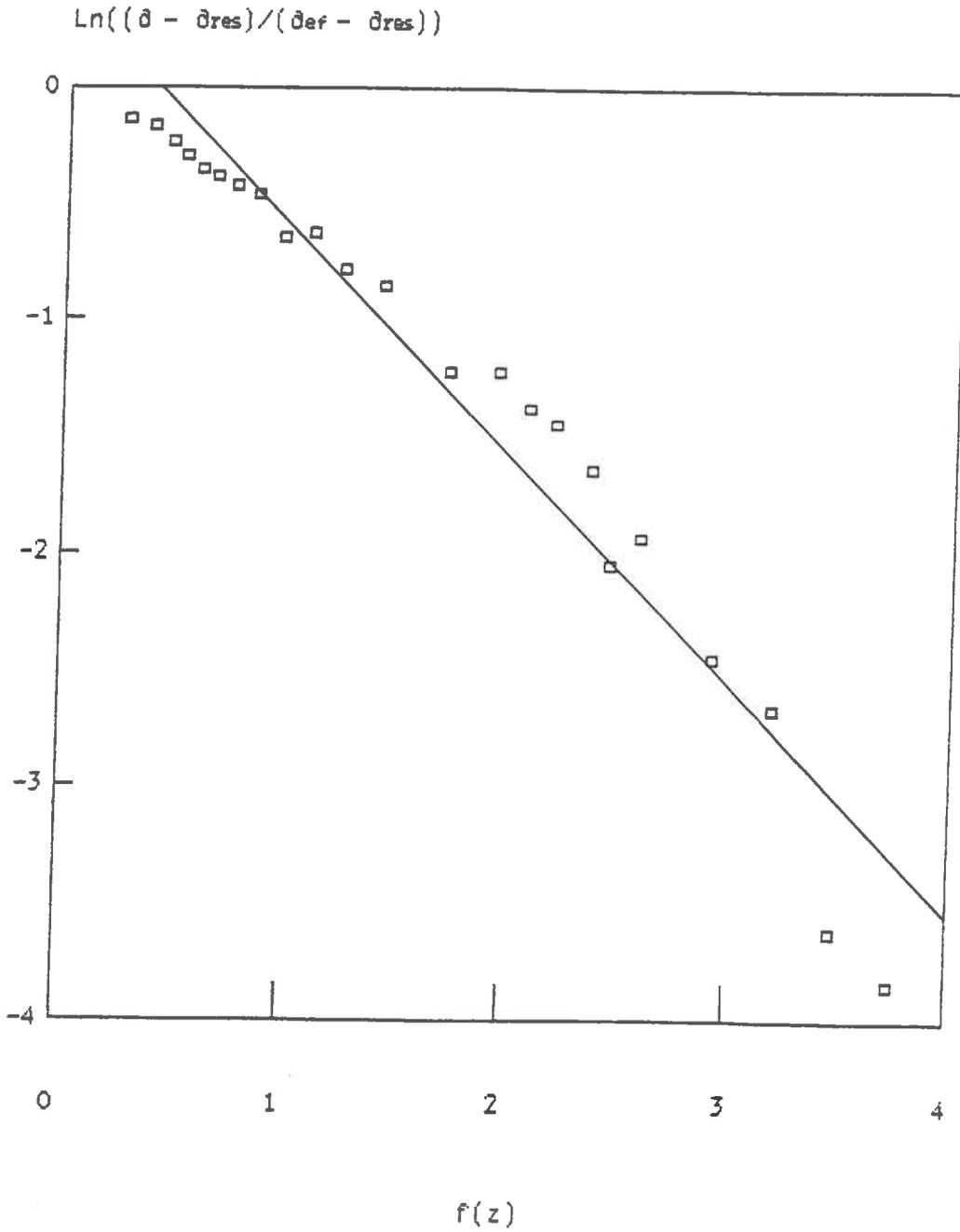
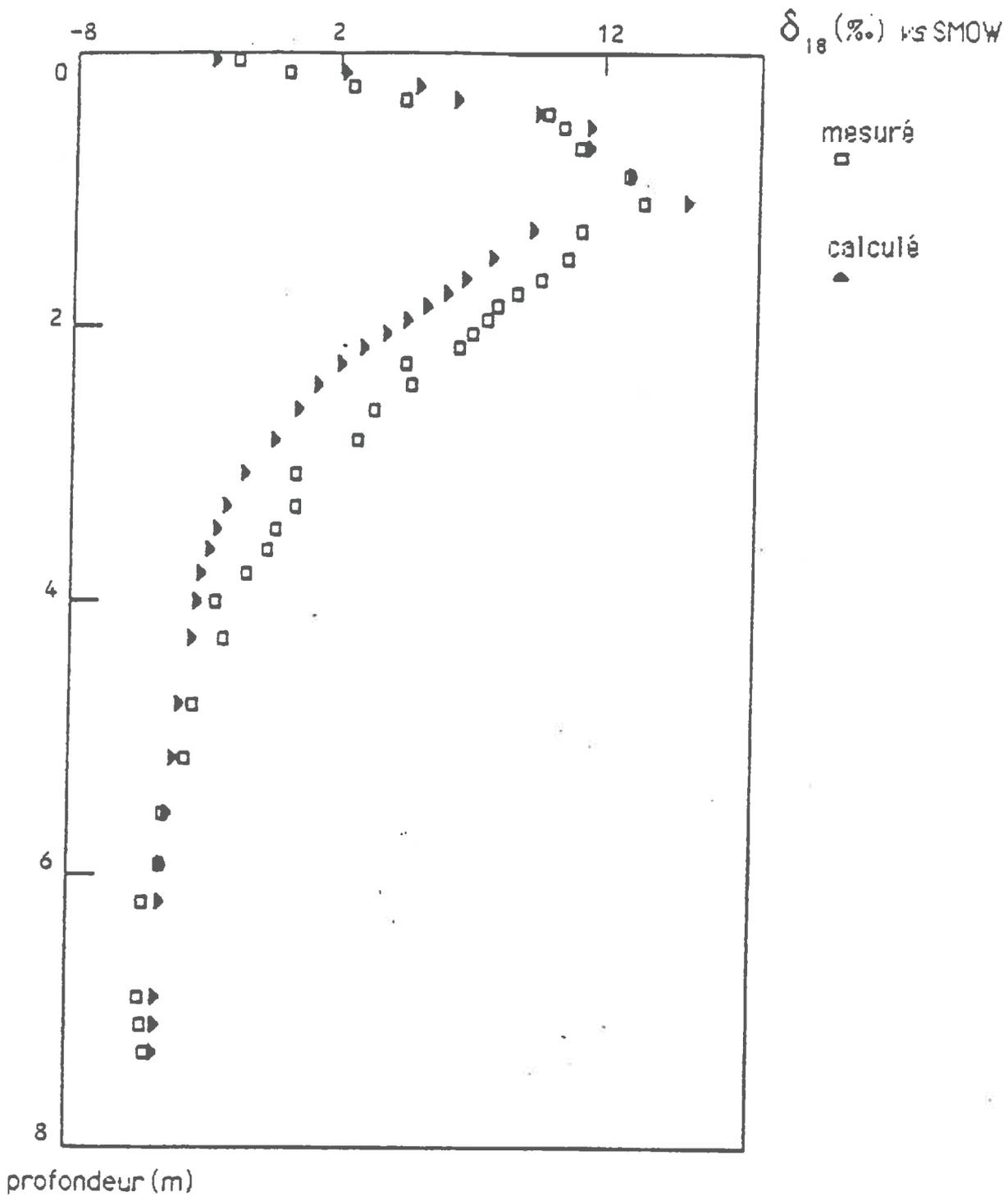


fig. 50 : SAOURA  
Modélisation du profil  $\delta_{18}$  de H<sub>2</sub>O liquide  
(h = 1)



ce qui donne, avec  $z_{18} = 1,103$  m,  $\tau = 0,67$ ,  $D_{18}^1 = 2,3 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $\theta = 0,15$  :  
 $E \approx 6,6 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$  ( $2,1 \cdot 10^{-10} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

En calculant  $f(z)$  à saturation suivant l'équation (6), on obtient une corrélation très semblable (fig. 49) :

$$\text{Ln} [(\delta_{18}^{\text{eau}} - \delta_{18}^{\text{res}}) / (\delta_{18}^{\text{ef}} - \delta_{18}^{\text{res}})] = -0,978 f(z) + 0,361 \quad (r=0,97)$$

ce qui donne, avec  $z_{18} = 1,022$  m,  $\tau = 0,67$ ,  $D_{18}^1 = 2,3 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $\theta = 0,15$  :  
 $E \approx 7,1 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$  ( $2,3 \cdot 10^{-10} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

Ces valeurs du taux d'évaporation sont nettement plus élevées que celles obtenues pour le site SC3, pourtant très proche géographiquement (une centaine de mètres). Le facteur qui détermine cet écart est l'humidité volumique, dont la moyenne est beaucoup plus élevée dans le site Saoura (15 %) que dans le site SC3 (4,3 %). Cela reflète le fait que la nappe est plus proche de la surface du sol dans le site Saoura (7,20 m) que dans le site SC3 (>9,70 m, Yousfi, 1984) situé plus haut topographiquement. Elle subit donc une évaporation plus intense à travers la zone non saturée moins épaisse.

L'estimation du taux moyen d'évaporation par l'équation (10) est beaucoup moins sensible à ces variations, car elle intègre des paramètres moins nombreux et dont l'estimation est parfois moins précise (par exemple l'humidité relative de l'air).

Le calcul des valeurs de  $\delta_{18}$  par l'équation (5) donne un bon ajustement avec les valeurs mesurées, légèrement meilleur pour le cas où  $f(z)$  est calculé en tenant compte de l'humidité relative estimée (fig. 48, 50).

### c) profil Hassi-Rokna :

#### \* région à transfert en phase vapeur :

L'équation (3) peut donner des résultats assez satisfaisants, si on ajuste les valeurs d'humidité relatives assez loin des valeurs estimées : l'écart est supérieur à 0,15 au delà de 1m de profondeur, et atteint 0,55 vers 2,50 m.

#### \* région à transfert en phase liquide :

L'estimation de la grandeur relative des flux isotopiques en phase liquide et vapeur donne une nette prépondérance à la phase vapeur puisque  $z^y$

$\approx 6 z^1$ , le facteur déterminant étant la très faible teneur en eau volumique moyenne du profil. L'équation (6) a donc pu être utilisée pour le calcul de  $f(z)$ . Cependant, la relation  $f(z) = \ln [(\delta_{18}^{\text{eau}} - \delta_{18}^{\text{res}}) / (\delta_{18}^{\text{ef}} - \delta_{18}^{\text{res}})]$  n'est pas linéaire (fig. 51). Le taux d'évaporation n'a donc pas pu être estimé par ce moyen.

Le calcul effectué sur la région de transit en phase vapeur à l'aide de l'équation (10) donne une valeur de  $E \approx 1 \text{ mm.an}^{-1}$  ( $z^{\text{ef}} = 3,15 \text{ m}$ ,  $E = 0,32 \cdot 10^{-10} \text{ m.s}^{-1}$ ) avec  $t = 25^\circ\text{C}$ ,  $h = 0,26$ ,  $N^{\text{sat}} = 23 \cdot 10^{-3} \text{ kg.m}^{-3}$ ,  $\tau = 0,67$ ,  $D = 0,256 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ ,  $p = 0,35$ ,  $\theta = 0,004$ .

Le calcul des valeurs de  $\delta_{18}$  par l'équation (5) ne donne pas un bon ajustement avec les valeurs mesurées (fig. 52). Cela n'est pas très étonnant, l'allure du profil ne correspondant pas avec le profil théorique classique prévu par le modèle, et le bas de la courbe n'étant apparemment pas sur la voie de tendre asymptotiquement vers  $-5\%$ , la teneur en  $^{18}\text{O}$  de la nappe de l'Erg.

Ce profil n'est donc pas explicable par un simple phénomène d'évaporation d'une nappe à travers la dune. Il y a pourtant indéniablement un phénomène d'évaporation, mais l'eau d'alimentation, au lieu d'être une nappe comme dans les sondages des terrasses de l'oued, pourrait être ici constituée par des épisodes pluvieux anciens qui subiraient une évaporation au fur et à mesure de leur infiltration à travers la dune. La composition isotopique initiale de cette eau de précipitation peut être estimée sur le diagramme  $^{18}\text{O} - ^2\text{H}$  :  $\delta_{18} \approx -12 \%$ ,  $\delta_2 \approx -90 \%$ . On retrouve cette même composition isotopique sur le diagramme  $^{18}\text{O} - ^2\text{H}$  correspondant au site de Kerzaz.

fig. 51 : HASSI ROKNA

Corrélation  $f(z)$  vs.  $\ln((\partial - \partial_{res})/(\partial_{ef} - \partial_{res}))$

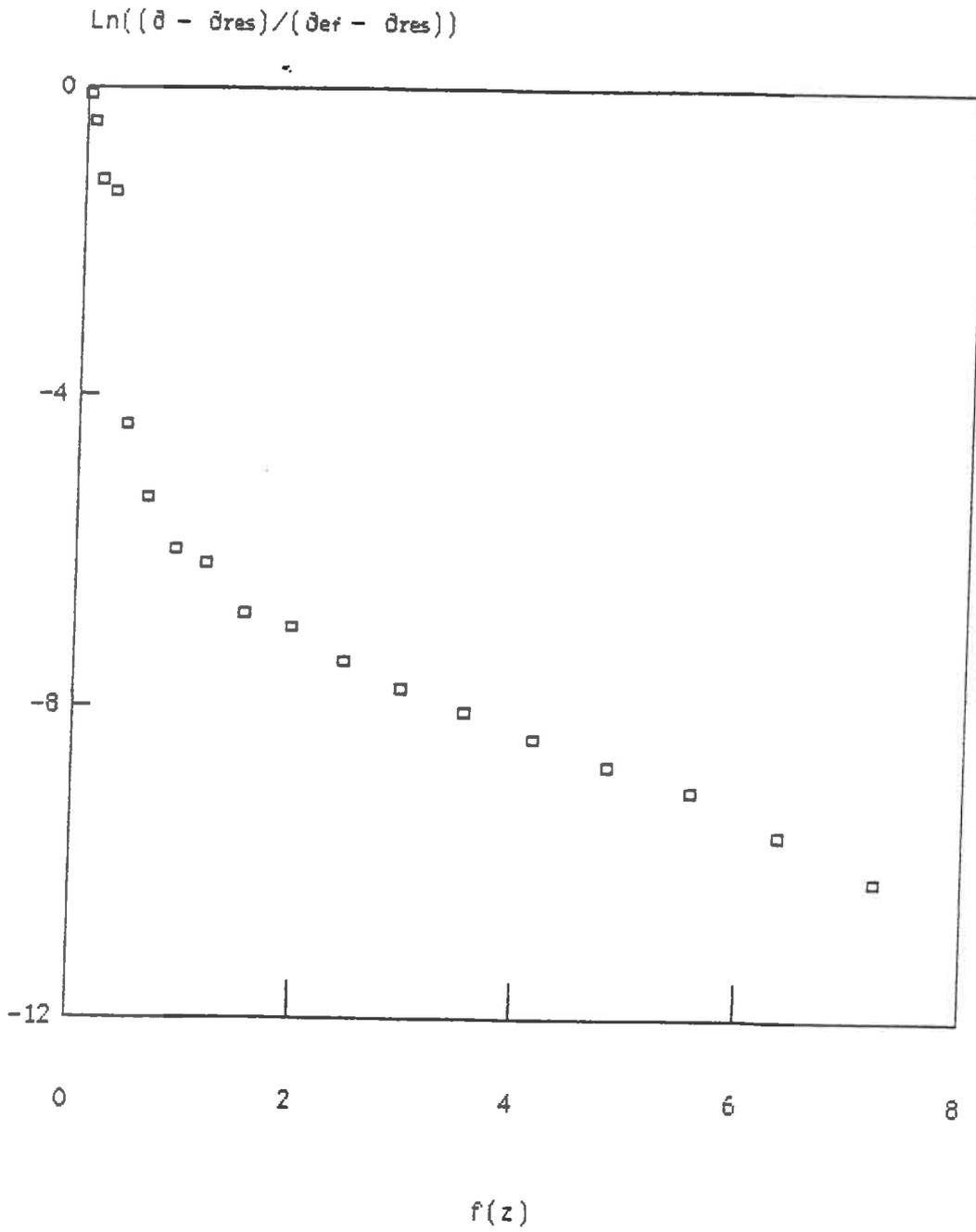
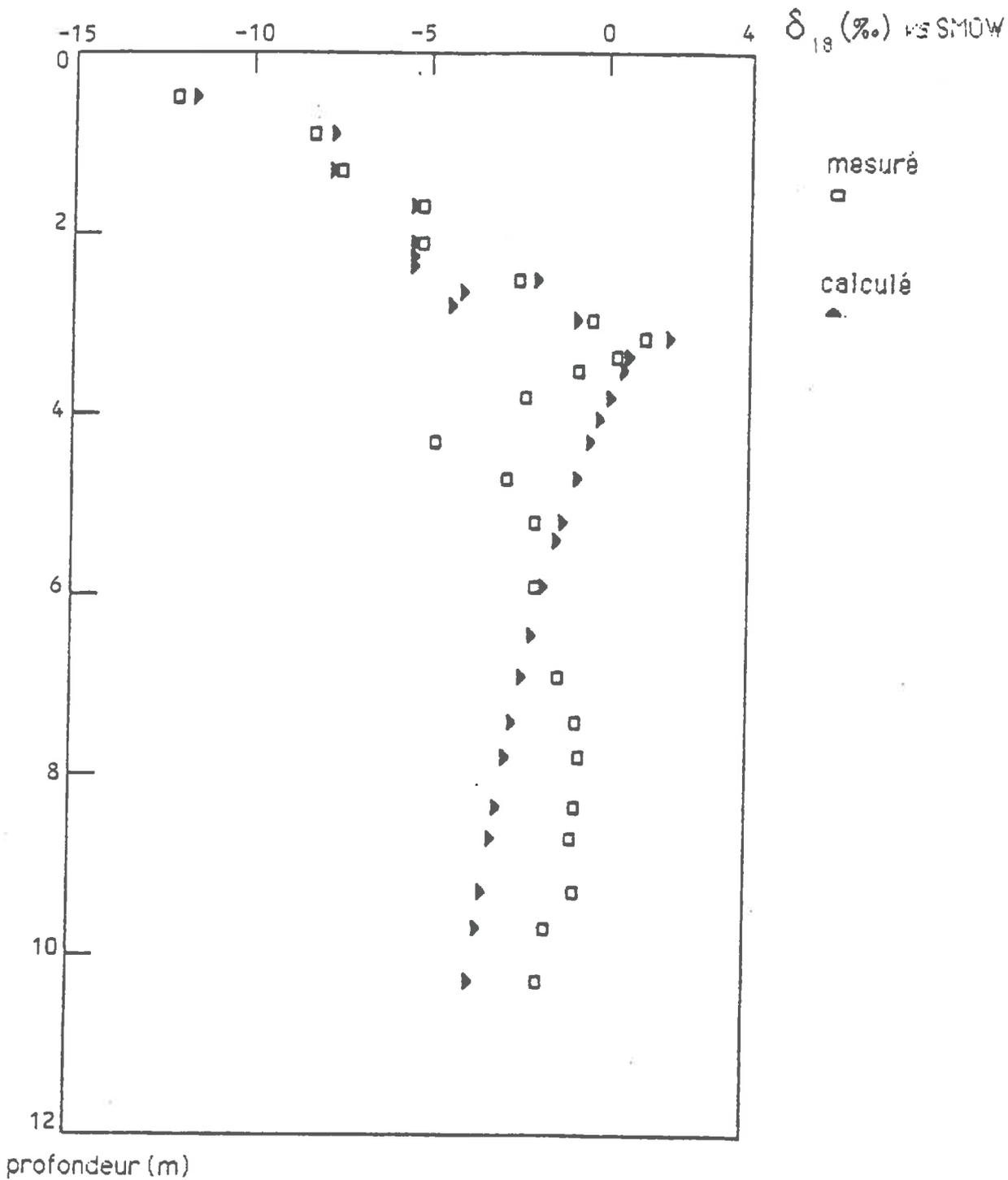


fig. 52 : HASSI-ROKNA  
Modélisation du profil  $\delta_{18}$  de H<sub>2</sub>O liquide



## CHAPITRE VI

Chlorures.

## CHLORURES

Un profil de chlorures a été établi sur le sondage "Saoura", seul profil complet de la surface à la nappe. Les autres profils n'offraient pas les conditions idéales pour une telle étude :

- sur SC3 bis, la nappe n'a pas été atteinte, mais une étude similaire a déjà été faite d'après les résultats de Yousfi (1984) (Fontes *et al.*, 1986), ce qui permettra d'établir des comparaisons entre les résultats.

- sur Hassi-Rokna, la modélisation a montré que le profil n'était pas issu de l'évaporation univoque d'une nappe.

- Kerzaz présente une profondeur trop réduite pour donner des informations suffisantes en ce qui concerne l'évaporation.

- dans l'Interdune, l'évaporation se trouve probablement superposée à un phénomène d'écoulement latéral.

### 1- Lixiviation (Zouari, 1982 ; Yousfi, 1984) :

Pour chaque point, une masse  $M_s$  d'environ 30g de sédiment sec a été agité dans un volume de 100 ml ( $\pm 2$  ml) d'eau distillée pendant plusieurs heures (6 heures ou une nuit) dans un bécber recouvert d'un film plastique étanche. La filtration préalable des échantillons ne modifie pas les résultats.

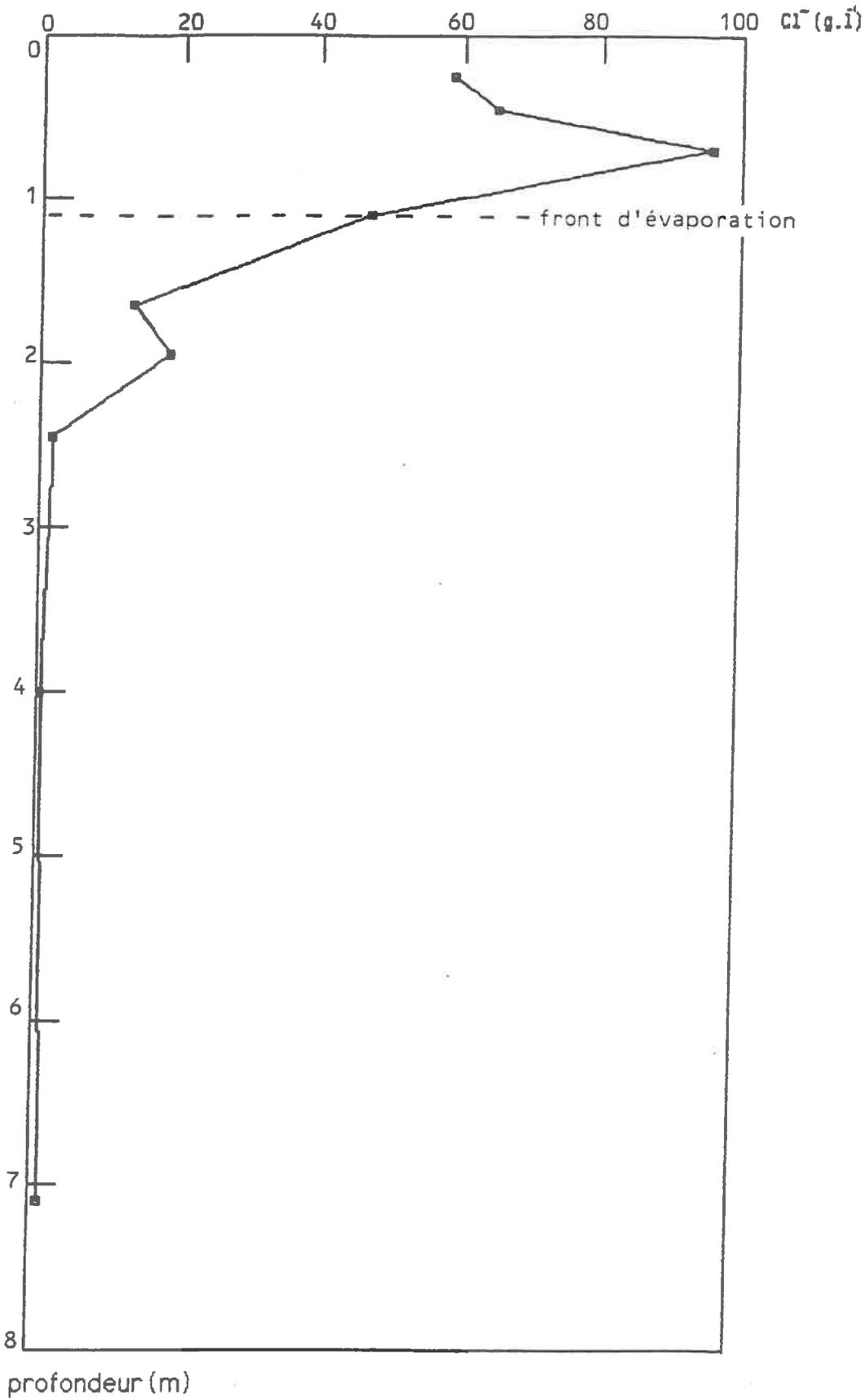
Les chlorures dissous dans l'eau de lixiviation ont été dosés par du nitrate d'argent ( $\text{AgNO}_3$ ) de normalité N/10 ( $\pm 0,1$ ). Les concentrations en ions  $\text{Cl}^-$  de la solution du sol (en  $\text{g.l}^{-1}$ ) sont obtenues par correction des teneurs en eau du sol, en admettant que la totalité de cet ion est sous forme aqueuse :

$$C_{\text{Cl}^-} = (35,5/10) \cdot (V_{\text{AgNO}_3} / V_{\text{lix.}}) \cdot (100/M_s) \cdot (1-\omega)/\omega \quad (1)$$

où  $V_{\text{AgNO}_3}$  et  $V_{\text{lix.}}$  sont les volumes respectifs de  $\text{AgNO}_3$  et de l'eau de lixiviation lors du dosage ( $\pm 0,05$  ml),  
 $M_s$  la masse de sédiment exprimée en g ( $\pm 0,1$ g),  
 $\omega$  l'humidité pondérale ( $\pm 0,001$ ).

Les mesures sont données avec une incertitude de  $\pm 0,15 \text{ g.l}^{-1}$ .

Fig. 53 : SAOURA. teneurs en Chlorures.



## 2- Résultats :

Les teneurs augmentent depuis la nappe vers la surface, en accord avec le phénomène d'évaporation de la nappe à travers le profil, conformément à la distribution préalablement relevée en SC3 par Yousfi (1984). La diminution de concentration en surface est sûrement due au début d'infiltration de la pluie récente, en accord avec le profil de teneurs en eau (fig.27) et ceux des teneurs en oxygène 18 et en deutérium (fig. 32, 34).

La quantité de chlorure accumulée dans le sol permet de calculer grossièrement le temps écoulé  $t$  depuis la dernière époque de saturation du profil (Fontes *et al.*, 1986), avec les hypothèses suivantes :

- le chlorure n'atteint pas le produit de solubilité,
- le système n'a pas subi d'infiltration,
- la concentration de la nappe est demeurée constante dans le temps,
- le profil de concentration par évaporation obéit à une loi de type exponentiel :  $\chi = C_g \int_0^t E dt = k_1 \cdot (t)^{0,5}$  (Black *et al.*, 1969) (2)

$$t = \chi \cdot (d + d_0) / (2 k_2 \cdot C_g) \quad (3)$$

où  $C_g$  = concentration dans l'eau de la nappe ( $\text{g.m}^{-3}$ )

$t$  = temps (an)

$k_1$  = constante ( $\text{g.m}^{-2}.\text{an}^{-0,5}$ )

$\chi$  = quantité totale de sel dans le profil ( $\text{g.m}^{-2}$ )

$d$  = épaisseur du niveau sec donné par  $z^{ef}$  (m)

$d_0$  = épaisseur du niveau frontière atmosphérique (m)

$k_2$  = constante ( $\text{m}^2.\text{an}^{-1}$ ) telle que le taux d'évaporation  $E = k_2 / (d + d_0)$  (4)

\* estimation des paramètres :

D'après les profils de teneurs volumiques en eau et de chlorures, on obtient :

$$\chi = \int_{z=0}^{z=\text{nappe}} C(\text{Cl}^-) \cdot \theta \cdot 10^3 \cdot dz \approx 4 \cdot 10^3 \text{ g.m}^{-2}$$

On calcule  $k_2$  et  $d_0$  d'après l'équation (4). En effet, si on considère que le taux d'évaporation était de  $\approx 2 \text{ m.an}^{-1}$  quand le profil était entièrement saturé ( $d = 0$ ) (Fontes *et al.*, 1986) et qu'il est actuellement de  $\approx 7 \cdot 10^{-3} \text{ m.an}^{-1}$

quand  $d = 1,10$  m (cf modélisation), on obtient :

$$d_0 = 3,86.10^{-3} \text{ m et } k_2 = 7,73.10^{-3} \text{ m}^2.\text{an}^{-1}.$$

La concentration de la nappe  $C_0 = 160 \text{ g.m}^{-3}$  (analyse chimique de l'eau de la nappe au bas du profil). Cette valeur est plus forte que celle mesurée pour la nappe de l'Erg :  $54,7 \text{ g.m}^{-3}$  à la Grande Source de Béni-Abbès (Blanc et Conrad, 1968).

### 3- Interprétation :

L'estimation par l'équation (3) du temps écoulé depuis la dernière période humide donne  $t \approx 1800$  ans, ce qui est beaucoup plus faible que les 9000 ans trouvés par Fontes *et al.* (1986) sur le site SC3, mais nettement inférieur à l'âge de 3000 ans généralement admis pour le début des conditions arides dans le Sahara septentrional (Fontes *et al.*, 1983, 1985).

Cette nouvelle estimation est plus plausible que la précédente dans la mesure où elle n'est pas antérieure à la dernière période humide située entre 6000 ans et 3000 ans sur tout le Sahara (Conrad, 1969). Elle offre néanmoins une nette distorsion avec l'âge estimé du commencement de la sécheresse dans cette région.

Cet écart est peut-être dû à une sous-estimation de la quantité de chlorures accumulés dans le profil.

En effet, les incertitudes sur les autres paramètres ne sont pas assez grandes pour justifier un tel écart. Le taux d'évaporation actuel d'environ  $7.10^{-3} \text{ m.an}^{-1}$  pour le profil "Saoura" est nettement plus fort que celui de  $2.10^{-3} \text{ m.an}^{-1}$  employé par Fontes (1986) pour SC3, mais on a vu au cours de la modélisation que cela était tout à fait logique du fait de la différence de profondeur de la nappe entre les deux profils.

Pour obtenir  $t = 3000$  ans, il faudrait, les autres paramètres restant constants, une quantité de chlorures  $\approx 6,7.10^3 \text{ g.m}^{-2}$ , c'est à dire 40 % de plus que la quantité estimée par les mesures. L'incertitude sur les mesures de teneurs en chlorures n'est pas non plus assez élevée pour expliquer cette sous-estimation.

Les arguments qu'on peut avancer pour tenter une explication sont :

- une réalimentation de l'oued par des pluies sur l'Atlas plus au nord, il y a environ 2000 ans, qui auraient entraîné une hausse importante du niveau piézométrique malgré la sécheresse sur le site de Béni-Abbès, et donc un lessivage par le bas, total ou partiel.

- un lessivage *in situ* par le haut du profil, causé par des pluies

tombées à Béni-Abbès depuis 3000 ans, assez intenses pour s'infiltrer jusqu'à la nappe.

Sur une période de 3000 ans, il n'est pas impossible que l'un ou (et) l'autre de ces événements se soit produit une ou même plusieurs fois, occasionnant ainsi une perte de chlorure dans le profil.

Une dernière hypothèse serait que l'eau de la nappe, au lieu de rester de concentration constante pendant toute la durée du phénomène d'évaporation, ait été au début constituée par la nappe de l'Erg, de concentration 3 fois plus faible, et que la nappe de l'oued se soit peu à peu individualisée en s'enrichissant au fur et à mesure de la baisse des niveaux piézométriques.

Cela montre que la formule de calcul utilisée se révèle un peu trop simple du fait des nombreuses hypothèses restrictives qu'elle suppose au départ pour rendre compte de la complexité possible de la longue période de fonctionnement du profil en évaporation. Il faudrait connaître ou pouvoir déceler sur le profil les différents événements qui n'ont pas manqué d'altérer l'action de l'évaporation tout au long de la période de sécheresse, et pouvoir les intégrer au calcul, ce qui suppose une théorie plus complexe.

La lame d'eau totale évaporée peut être estimée d'après (2) :

$$\int_0^t E dt = \chi / C_0 \approx 25 \text{ m,}$$

pour un rabattement de 7,20 m seulement, ce qui est en accord avec l'apport latéral de la nappe de l'Erg.

## CONCLUSION

## CONCLUSION

L'étude des profils isotopiques de la vapeur d'eau en milieu aride s'est avérée riche de renseignements mais d'une grande complexité quant à leur interprétation.

L'analyse des échantillons de vapeur, si elle permet d'obtenir les teneurs en oxygène 18 et deutérium à partir d'un seul prélèvement, présente quelques inconvénients quant à la longueur des analyses (une par jour) et au manque de moyens de contrôle des résultats. Chaque échantillon est unique et on ne peut pas comme pour l'eau reprendre une partie aliquote dans le flacon de prélèvement. Doubler les échantillons ne représente pas non plus une garantie totale car on connaît mal ce qui se passe réellement en profondeur, comment s'opère le renouvellement de l'air prélevé dans les pores du sol et si une partie de l'eau liquide présente dans les pores s'évapore ou non. L'analyse isotopique de l'oxygène du  $\text{CO}_2$  du sol présente plus d'avantages car la préparation en est beaucoup plus directe et rapide.

L'étude du fractionnement  $\alpha^{18}\text{O}$  entre liquide et vapeur n'a pas donné, telle que l'expérience avait été conçue, des renseignements utilisables sur le terrain, où la situation est beaucoup plus complexe, et gouvernée par des phénomènes le plus souvent hors équilibre. La texture du sol et la succion semblent toutefois jouer légèrement sur le fractionnement à l'équilibre entre eau et vapeur.

Les différents sites de sondage ont offert des conditions variées vis-à-vis des paramètres hydrodynamiques du sol : sables dunaires très secs avec une très faible quantité d'eau de rétention et sédiments de terrasses alluviales de l'oued, limono-sableux avec une teneur en eau de rétention plus importante. Les conditions météorologiques (pas de pluie importante infiltrée depuis plusieurs années) ont permis d'étudier des profils d'évaporation pure, sans phénomène parasite. En effet, la petite pluie infiltrée en surface trois semaines avant les prélèvements n'a pas semblé affecter la distribution de l'eau et des isotopes dans les niveaux inférieurs des sols.

L'interprétation des profils isotopiques de l'eau, la vapeur d'eau et  $\text{CO}_2$  s'est avérée assez complexe, malgré l'apparente similitude des courbes obtenues pour chaque phase. L'équilibre isotopique entre liquide et vapeur est loin d'être toujours réalisé, en particulier au dessus du front d'évaporation dans les sables où la succion est faible. Dans ce cas là, c'est

l'échange isotopique qui prime entre les deux phases. Le pseudo-équilibre constaté entre  $\text{CO}_2$  et l'eau en phases vapeur et liquide est très intéressant dans la mesure où l'analyse du  $\text{CO}_2$  est la plus directe. Dans ce cas là, la présence d'une phase liquide libre semble être une condition à l'équilibre isotopique entre  $\text{CO}_2$  et les phases de l'eau.

D'autre part, dans les sables dunaires très secs, il apparaît que le front d'évaporation, qui se situe assez profondément ( $\approx 3\text{m}$ ), correspond bien au pic des teneurs en  $^{18}\text{O}$  de l'eau liquide, mais pas aux pics enregistrés pour  $\text{CO}_2$  et la vapeur, qui se situent plus haut dans le profil ( $z \approx 2\text{m}$ ). Cela montre que la profondeur du front d'évaporation et la profondeur de pénétration de la vapeur atmosphérique sont indépendantes, bien que les effets de ces deux phénomènes se trouvent superposés sur les profils d'eau liquide.

Les relations  $^2\text{H} - ^{18}\text{O}$  donnent des droites de corrélation de pentes différentes pour la vapeur et l'eau dans chaque site, sauf pour SC3, où l'on semble être très proche des conditions d'équilibre. Dans les zones où le transfert en phase vapeur domine (les dunes), les pentes des droites de corrélation sont plus faibles pour les points correspondant aux teneurs de la phase vapeur, atteignant des valeurs d'environ 2, alors que les pentes des droites de corrélation pour la phase liquide ont des valeurs de 3 à 4.

Les tentatives de modélisation des profils de teneurs en  $^{18}\text{O}$  de la phase liquide ont permis d'évaluer les taux d'évaporation pour chaque site : 1 à 7 mm par an selon les endroits. D'autre part, on a pu montrer que l'eau qui est soumise à l'évaporation dans les dunes du Grand Erg Occidental n'est sans doute pas celle de la nappe de l'Erg, mais une eau qui s'évapore en cours d'infiltration.

L'estimation de l'âge de fonctionnement du processus d'évaporation et de la lame d'eau totale évaporée à l'aide des profils de chlorures procure un élément important pour l'étude du bilan hydrologique à une échelle régionale.

L'ensemble de cette étude montre l'intérêt que peut avoir l'analyse isotopique des phases gazeuse du sol dans les régions où la phase liquide est très réduite dans la zone non saturée. Dans des conditions de sécheresse pas trop extrêmes, les conditions d'équilibre entre  $\text{H}_2\text{O}$  liquide,  $\text{H}_2\text{O}$  vapeur, et  $\text{CO}_2$  semblent à peu près réalisées, et permettent de déduire une forme supposée du profil de  $\text{H}_2\text{O}$  liquide à partir des données de  $\text{CO}_2$ .

Des essais en zone tempérée sur des terrains plus humides malgré une période de sécheresse relativement longue (2 mois) n'ont pas été concluants quant à la forme même des profils en phase gazeuse. En effet, les profils d'évaporation de la phase liquide se développent sur des épaisseurs de sol très faibles (50 cm au lieu de 4 mètres au moins), avec une zone de transfert en phase vapeur d'épaisseur presque nulle, et le pas d'échantillonnage nécessaire devient très fin et nuit à la représentativité des prélèvements en phase gazeuse. Au contraire, en zone aride, l'épaisseur de la zone de transfert en phase vapeur, et donc l'épaisseur de la tranche du sol où se développe le profil complet d'évaporation est très grande. Cela permet d'effectuer des prélèvements de vapeur sur une verticale unique avec un pas d'échantillonnage suffisamment grand pour que les prélèvements ne s'influencent pas les uns les autres.

Le modèle utilisé pour l'évaluation du taux d'évaporation réelle donne des résultats particulièrement intéressants dans la mesure où ils intègrent pour chaque site tous les paramètres hydrodynamiques du sol et leurs variations en fonction de la température.

En effet, il existe plusieurs autres méthodes d'évaluation de l'évaporation (ETR). Les plus utilisées actuellement sont des techniques indirectes, fondées sur l'estimation de l'équivalent énergétique de l'évaporation, appelé flux de chaleur latente, au moyen de la relation du bilan énergétique :

$$R_n = L.E + G + H$$

- où  $R_n$  = rayonnement net en  $W.m^{-2}$  (dim.  $M.T^{-3}$ )  
 $G$  = flux de conduction de chaleur dans le sol en  $W.m^{-2}$  (dim.  $M.T^{-3}$ )  
 $H$  = flux de chaleur sensible par convection de l'air en  $W.m^{-2}$  (dim.  $M.T^{-3}$ )  
 $L$  = chaleur latente de vaporisation de l'eau en  $J.kg^{-1}$  (dim.  $L^2.T^{-2}$ )  
 $E$  = évaporation de la surface du sol en  $mm.s^{-1}$  ou en  $kg.m^2.s^{-1}$  (dim.  $M.L^{-2}.T^{-1}$ ).

Les deux principales méthodes sont, pour mémoire (Riou, 1984) :

- la méthode du rapport de Bowen,
- la méthode aérodynamique.

Elles utilisent des paramètres essentiellement atmosphériques : température de l'air, humidité relative de l'air, rayonnement solaire, vitesse du vent.

Pour la région étudiée, le modèle isotopique se révèle être d'une efficacité très intéressante par rapport aux méthodes classiques,

compte-tenu de l'extrême sécheresse régnant partout en surface et des très faibles taux d'évaporation. En outre, il met en évidence des variations entre les sites SC3 bis et Saoura situés seulement à une centaine de mètres de distance et donc dans les mêmes conditions climatiques. En effet, les paramètres hydrodynamiques du sol intrinsèques à chaque site entrent dans les calculs et sont capables de rendre compte des variations introduites par les textures des sols retenant plus ou moins d'eau par succion et par l'existence à une profondeur variable d'une nappe alimentant l'évaporation.



## BIBLIOGRAPHIE



## BIBLIOGRAPHIE

- ABRAMOVA M.M. 1963. Movement of water vapor in soil. *Soviet Soil Science*, 10, 952-963.
- ABRAMOVA M.M. 1968. Movement of moisture as liquid and vapor in soils of semi-deserts. A.I.H.S., UNESCO, 83, 781-789.
- AGETT J., BUNTON C.A., LEWIS T.A., LLEWELLYN D.R., O'CONNOR C., ODELL A.L. 1965. The isotopic analysis of oxygen in organic compounds and in coordination compounds containing organic ligands. *Int. J. Appl. Radiat. Isot.* 16, 165-170.
- ALLISON G.B., BARNES C.J., HUGHES M.W. 1983. The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils (II : experimental). *J. of Hydrology*, 64, 377-397.
- ALLISON G.B., HUGHES M.W. 1983. The use of natural tracers as indicators of soil water movement in a temperate semi-arid region. *J. of Hydrology* 60, 157-163.
- ARANYOSSY 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 de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle. Université P. et M. Curie, Paris VI, 133 pages.
- BARIAC T. 1980. La plante comme système fractionnant (<sup>18</sup>O) dans le transfert de l'eau à l'interface sol-atmosphère. Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle. Université P. et M. Curie, Paris VI, 96 pages.
- BARIAC T., JUSSERAND C., LETOLLE R. 1982. A routine method for <sup>18</sup>O analysis of water vapor. *Int. J. Appl. Radiat. Isot.*, 33, 1365-1368.
- BARNES C.J., ALLISON G.B. 1983. The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils (I : theory). *J. of Hydrology*, 60, 141-156.
- BARNES C.J., ALLISON G.B. 1984. The distribution of deuterium and oxygen 18 in dry soils (III : theory of non isothermal water movement). *J. of Hydrology*, 74, 119-135.
- BENETIN J. 1967. General equation of non stationary flow of soil water and its application for non isothermic movement of water vapor in soil. *Int. Soil Water Symp.*, Prague, Proc. 2, 235-247.

BLACK T.A., GARDNER W.R., THURTELL G.W. 1969. The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 33, 655-660.

BLANC, CONRAD G., 1968. Evolution géochimique des eaux de l'oued Saoura (Sahara Nord-Occidental). *Revue Géogr. phys. Géol. dyn.* Paris X, 5, p. 415.

BUNNENBERG C., KUHN W. 1974. Movement of water vapor in arid loess under conditions of temperature inversions. *Proc. Symp. "Isotope and radiation technic in soil physics and irrigation studies"* 1973, IAEA, Vienne, 89-93.

CARY J.W., TAYLOR S.A. 1962(a). The interaction of the simultaneous diffusions of heat and water vapor. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26, 413-416.

CARY J.W., TAYLOR S.A. 1962(b). Thermally driven liquid and vapor phase transfer of water and energy in soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26, 417-420.

CARY J.W. 1965. Water flux in moist soil : thermal versus suction gradients. *Soil Science*, 100, 168-175.

CASSEL D.K., NIELSEN D.R., BIGGAR J.W. 1969. Soil water movement in response to imposed temperature gradients. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 33, 493-500.

CONRAD G. 1969. L'évolution post-hercynienne du Sahara algérien. CNRS, Paris, 530 p.

CRAIG H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703.

CRAIG H., GORDON L.I., HORIBE Y. 1963. Isotopic exchange effect in the evaporation of water. *J. of Geoph. Res.*, 68, 17, 5079-5087.

DANSGAARD W. 1953. The abundance of  $^{18}\text{O}$  in atmospheric water and water vapor. *Tellus*, 5, 461-469.

DINCER T., AL MUGRIN A., ZIMMERMAN U. 1974. Study of the infiltration and recharge trough the sand dunes in arid zones with special references to stable isotopes and thermonuclear tritium. *J. of Hydrology*, 23, 79-109.

DUBIEF, 1959, 1963. Le climat du Sahara. Institut de Recherches Sahariennes, Algérie, mémoire hors série, tome 1 : 312 pages, tome 2 : 275 pages.

- EDLEFSEN N.E., ANDERSON A.B.C. 1943. The thermodynamics of soil moisture. *Hilgardia*, 16, 31-299.
- FERHI M.A. 1980. Variations des  $^{18}\text{O}$  de la matière organique d'origine végétale, application à l'étude des paléoenvironnements. Thèse d'état. Université P. et M. Curie, Paris VI, 237 pages.
- FERHI M.A., BARIAC T., JUSSERAND C., LETOLLE R. 1983. An integrated method for isotopic analysis of oxygen from organic compounds, air water vapor and leaf water. *Int. J. Appl. Radiat. Isot.*, 34, 10, 1451-1457.
- FONTES J.C., YOUSFI M., ALLISON G.B. 1986. Estimation of long-term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. *J. of Hydrology* (in press).
- FUKUDA H. 1956. Diffusion of water vapor and its exchange between condensation and evaporation in soil. *Soil Science*, 81, 2, 81-95.
- GOUVEA DA SILVA ROSA B. 1980. Migration des sels et des isotopes lourds à travers des colonnes de sédiments non saturés sous climat semi-aride. Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle. Université P. et M. Curie, Paris VI, 116 p.
- HARDCASTLE K.G., FRIEDMAN I. 1974. A method for oxygen isotope analysis of organic matter. *Geophys. Res. Lett.*, 1, 165-167.
- HARRIS K.R., WOOLF L.A. 1980. Pressure and temperature dependence of the self diffusion coefficient of water and oxygen 18 water. *J. Chem. Soc., Faraday Trans. 1*, 76, 377-385.
- HILLEL D. 1974. L'eau et le sol : principes et processus physiques. Editions Vander, Louvain, 351 p.
- JACKSON R.D. 1964. Water vapor diffusivities in relatively dry soils. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.*, 28, 172-176.
- JACKSON R.D., ROSE D.A., PENMAN H.L. 1965. Circulation of water in soil under temperature gradients. *Nature*, 205, 314-316.
- JOHN P.T. 1962. Diffusion of water vapor through soil. *J. Sci. Indust. Res.*, 21B, 539-541.

- JURY W.A., LETEY J. 1979. Water vapor movement in soil : reconciliation of theory and experiment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 823-827.
- MAJOUBE M. 1971. Fractionnement en  $^{18}\text{O}$  et D entre l'eau et sa vapeur. *J. Chim. Phys.*, 68, 1423-1435.
- MERLIVAT L. 1978. Molecular diffusivities of  $\text{H}_2^{16}\text{O}$ ,  $\text{HD}^{16}\text{O}$ ,  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  in gazes. *J. of Chem. Phys.*, 69, 6, 2864-2871.
- MERLIVAT L., COANTIC M. 1975. Study of mass transfer at the air-water interface by an isotopic method. *J. of Geoph. Res.*, 80, 24, 3455-3464.
- MILLS R., HARRIS K.R. 1976. The effect of isotopic substitution on diffusion in liquids. *Chem. Soc. Rev.*, 5, 215-231.
- NIELSEN D.R., JACKSON R.D., CARY J.W., EVANS D.D. (editors) 1972. "Soil Water" *Am. Soc. of Agronomy, Soil Sci. Soc. of America*, Madison, Wisconsin, 417 p.
- NIR A. 1967. Development of isotope methods applied to groundwater hydrology. In "Isotope Techniques in the Hydrologic Cycle" Monograph n° 11, *Amer. Geophys. Union*, Washington D.C., 109-116.
- O'NEIL J.R., ADAMI L.H. 1969. The oxygen isotope partition function ratio of water and the structure of liquid water. *J. Phys. Chem.*, 73, 1553-1558.
- PERRIER E.R., PRAKASH O.M. 1977, Heat and vapor movement during infiltration into dry soils. *Soil Science*, 124, 73-76.
- PHILIPS J.R., de VRIES D.A. 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. Am. Geoph. Union*, 38, 2, 222-232.
- RIDU C. 1984. Le bilan énergétique. In "Les bases de bioclimatologie. 1. Les bases physiques." Semaine de formation, Méribel, mars 1984, INRA Paris, 73-83.
- ROBINSON R.A., STOCKES R.H. 1959. Electrolyte Solutions, London, *Butterworths*, 570 pages.
- ROSE C.W. 1968. Water transport in soil with a daily temperature wave. *Austr. J. of Soil Res.*, 6, 31-44, 45-56.

ROSE D.A. 1963. Water movement in porous materials. *Brit. J. Appl. Phys.*, 14, 256-262, 491-496.

SOMNTAG C., CHRISTMANN D., MUNNICH K.O. 1984. Laboratory and fields experiments on infiltration and evaporation of soil water by means of deuterium and oxygen 18. *Proceedings of the final meeting of the joint IAEA/GSF*, Vienne, 10-14/9/1984, 17 p.

TAYLOR J.W., JEN CHEN I. 1970. Variables in oxygen 18 isotopic analysis by mass-spectrometry. *Anal. Chem.*, 42, 2, 224-228.

TAYLOR S.A., CARY J.W. 1964. Linear equation for the simultaneous flow of matter and energy in a continuous soil system. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 28, 167-172.

de VRIES D.A., KRUGER A.J. 1967. On the value of the diffusion coefficient of water vapor in air. In "Phénomènes de transports avec changement de phase dans les milieux poreux ou colloïdes." Colloques internationaux CNRS Symp., Paris, 61-72.

YOUSFI M. 1984. Etude géochimique et isotopique de l'évaporation et de l'infiltration en zone non saturée sous climat aride : Béni-Abbès, Algérie. Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle. Université de Paris-Sud, Orsay, 228 p.

YOUSFI M., ARANYOSSY J.F., DJERMOUNI B., FONTES J.C. 1985. Etude isotopique des mouvements de l'eau en zone non saturée sous climat aride (Algérie). Stable and radioactive isotopes in the study of unsaturated soil zone, *Proceedings of the final meeting of the joint IAEA/GSF*, Vienne, 10-14/9/1984, 161-178.

ZIMMERMAN U., EHHALT D., MUNNICH K.O. 1967. Soil water movement and evapotranspiration : changes in the isotopic composition of water. *Proc. Symp. "Isotopes in Hydrology" IAEA*, VIENNE, 567-583.

ZOUARI K. 1982. Etude géochimique et isotopique de l'infiltration en zone non saturée sous climat semi-aride. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Université Paris-Sud, Orsay, 153 p.



## ANNEXES

## LISTE DES FIGURES

fig. 1 : Préparation des échantillons de vapeur d'eau.	p.16
fig. 2 : Shéma de la ligne de préparation pour l'analyse isotopique de la vapeur d'eau.	p.16
fig. 3 : Estimation de la quantité d'eau analysée.	p.17
fig. 4 : Texture des sols.	p.23
fig. 5 : Influence de la structure et de la texture sur la rétention d'eau dans les sols.	p.23
fig. 6 : Bocal étanche.	p.26
fig. 7 : Boîte à gants.	p.27
fig. 8 : Fontainebleau : courbe granulométrique du sable.	p.28
fig. 9 : Variations de l'enrichissement à l'équilibre $\epsilon$ avec les paramètres du sol.	p.29
fig. 10 : Relation entre densité de vapeur saturante et température.	p.38
fig. 11 : Relation entre l'humidité du sol et l'humidité relative dans le sol.	p.40
fig. 12 : Variations de la pression de vapeur au dessus et au dessous de la surface de sols sableux.	p.40
fig. 13 : Courbes d'inversion de température.	p.42
fig. 14 : Temps et profondeur de pénétration de la vapeur d'eau atmosphérique sous une inversion de température journalière.	p.42
fig. 15 : Tarière à clapets.	p.44
fig. 16 : Shéma de l'aiguille.	p.45
fig. 17 : Dispositif d'échantillonnage des gaz du sol.	p.46

fig. 18 : Bassin de l'oued Saoura (Sahara Nord Occidental).	p.49
fig. 19 : Coupe géologique de la vallée de la Saoura, Béni-Abbès.	p.50
fig. 20 : Esquisse hydrogéologique de la bordure du Grand Erg Occidental et emplacement des sondages.	p.51
fig. 21 : Courbes granulométriques des sondages dunaires.	p.57
fig. 22 : Sondages des terrasses, granulométrie.	p.58
fig. 23 : KERZAZ : paramètres physiques.	p.61
fig. 24 : HASSI-ROKNA : paramètres physiques.	p.62
fig. 25 : INTERDUNE : paramètres physiques.	p.64
fig. 26 : SC3 : paramètres physiques.	p.65
fig. 27 : SAOURA : paramètres physiques.	p.66
fig. 28 : profil isotopique d'évaporation.	p.72
fig. 29 : HASSI-ROKNA : profils oxygène 18.	p.76
fig. 30 : KERZAZ : profils isotopiques.	p.77
fig. 31 : INTERDUNE : profils.	p.78
fig. 32 : SAOURA : profils oxygène 18.	p.79
fig. 33 : SC3 : profils isotopiques.	p.80
fig. 34 : SAOURA : profils deutérium.	p.82
fig. 35 : HASSI-ROKNA : profils deutérium.	p.83
fig. 36 : Béni-Abbès : vapeur atmosphérique.	p.84
fig. 37 : Relation H <sub>2</sub> O liquide - H <sub>2</sub> O vapeur.	p.86

fig. 38 : Relation H <sub>2</sub> O vapeur- CO <sub>2</sub> .	p.92
fig. 39 : Relation H <sub>2</sub> O liquide - CO <sub>2</sub> .	p.90
fig. 40 : HASSI-ROKNA : relation oxygène 18 - deutérium.	p.96
fig. 41 : KERZAZ : relation oxygène 18 - deutérium.	p.97
fig. 42 : INTERDUNE : relation oxygène 18 - deutérium.	p.99
fig. 43 : SC3 : relation oxygène 18 - deutérium.	p.100
fig. 44 : SAOURA : relation oxygène 18 - deutérium.	p.102
fig. 45 : SC3 : corrélation $f(z) \propto \ln((\delta_{mes} - \delta_{res}) / (\delta_{ef} - \delta_{res}))$	p.110
fig. 46 : SC3 : modélisation du profil $\delta_{18}$ de H <sub>2</sub> O liquide.	p.111
fig. 47 : SAOURA (h estimé) : corrélation $f(z) \propto \ln((\delta_{mes} - \delta_{res}) / (\delta_{ef} - \delta_{res}))$	p.114
fig. 48 : SAOURA (h estimé) : modélisation du profil $\delta_{18}$ de H <sub>2</sub> O liquide.	p.115
fig. 49 : SAOURA (h =1) : corrélation $f(z) \propto \ln((\delta_{mes} - \delta_{res}) / (\delta_{ef} - \delta_{res}))$	p.116
fig. 50 : SAOURA (h =1) : modélisation du profil $\delta_{18}$ de H <sub>2</sub> O liquide.	p.117
fig. 51 : HASSI-ROKNA : corrélation $f(z) \propto \ln((\delta_{mes} - \delta_{res}) / (\delta_{ef} - \delta_{res}))$	p.118
fig. 52 : HASSI-ROKNA : modélisation du profil $\delta_{18}$ de H <sub>2</sub> O liquide.	p.120
fig. 53 : SAOURA : profil de chlorures.	p.126

## LISTE DES TABLEAUX

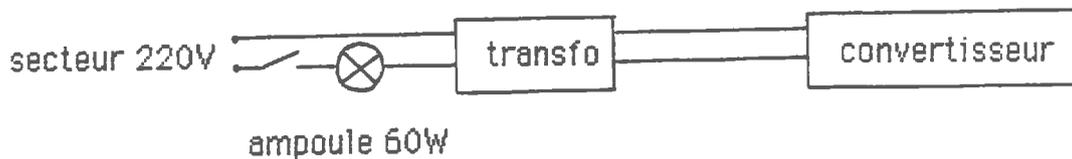
tableau 2 : Insolation journalière mensuelle.	p.52
tableau 3 : Humidité relative de l'air mensuelle moyenne à Béni-Abbès.	p.52
tableau 4 : Températures sous abri à Béni-Abbès (période 1926-1950).	p.53
tableau 5 : Variation annuelle des fréquences pour 1000 des vents de force supérieure à 3° Beaufort (période 1931-1940).	p.54
tableau 6 : Nombre de jours mensuels moyens de vents de sable (période 1925-1950).	p.54
tableau 7 : Moyennes journalières et annuelles de l'évaporation Piche à Béni-Abbès.	p.54
tableau 8 : Hauteurs moyennes mensuelles de toutes les pluies à Béni-Abbès, et totaux moyens mensuels des pluies supérieures à 5, 10 ou 20 mm en 24 heures.	p.55
tableau 9 : Nombre de jours de pluies supérieures ou égales à 5 mm en 24 h à Béni-Abbès (1925-1950).	p.55
tableau 10 : HASSI-ROKNA : essai d'interprétation de la relation eau-vapeur.	p.68
<u>en annexe :</u>	
tableau 1 : Quantités de $\text{CaCl}_2$ utilisées.	p.158
tableau 11 : Essais ligne de préparation.	p.159
tableau 12 : Variations du facteur d'enrichissement à l'équilibre en fonction des paramètres du sol.	p.160
tableau 13 : Résultats Kerzaz eau.	p.161

tableau 14 : Résultats Kerzaz vapeur.	p.161
tableau 15 : Résultats Hassi-Rokna eau.	p.162
tableau 16 : Résultats Hassi-Rokna vapeur.	p.163
tableau 17 : Résultats Interdune eau.	p.164
tableau 18 : Résultats Saoura eau.	p.165
tableau 19 : Résultats Saoura vapeur.	p.165
tableau 20 : Résultats SC3 eau.	p.166
tableau 21 : Résultats SC3 vapeur.	p.166
tableau 22 : Résultats Béni-Abbès.	p.167
tableau 23 : SC3 : Modélisation du profil des teneurs en $^{18}\text{O}$ de $\text{H}_2\text{O}$ liquide.	p.168
tableau 24 : Saoura : Modélisation du profil des teneurs en $^{18}\text{O}$ de $\text{H}_2\text{O}$ liquide.	p.169
tableau 25 : Hassi-Rokna : Modélisation du profil des teneurs en $^{18}\text{O}$ de $\text{H}_2\text{O}$ liquide.	p.170
tableau 26 : Saoura : profil de chlorures.	p.171

## LIGNE DE PREPARATION DES ECHANTILLONS POUR L'ANALYSE ISOTOPIQUE ( $^{18}\text{O}$ et $^2\text{H}$ ) DE LA VAPEUR D'EAU

### Caractéristiques de la ligne :

- tubes fins :  $\phi$  intérieur = 5 mm
- robinets (SVT) petits modèles.
- raccords (rotulex) 19/9 ou 13/5
- partie pyrolyse : \* four quartz de 22 cm de longueur totale, avec partie centrale plus étroite ( $\phi$  int. = 5 mm,  $\phi$  ext. = 8 mm), ergots à la base, et raccords (rotulex) 19/9 (*Quartex*)
  - \* diamant industriel 40 mesh (*Diamond Board*)
  - \* platine en fil de 3/10 mm (*Comptoirs Lyon-Lallemant*)
- gel de silice ( $\text{Si O}_2, x \text{H}_2\text{O}$ ) en granulés (*Prolabo*)
- uranium : copeaux d'usinage
- convertisseur à électrodes de tungstène rallongées avec du Khantal, relié à un transformateur 2500 V - 50 mA installé de la façon suivante :



- les systèmes de chauffage pour le diamant et l'uranium sont construits au laboratoire : il s'agit d'un fil de Khantal ( $3 \Omega \cdot \text{m}^{-1}$ ) enroulé sur un tube de silice et isolé par des couches superposées d'alumine humide (Kerlane), le tout séché à l'étuve.

- le système de chauffage pour le dégazage du silicagel est un cordon chauffant enroulé autour d'un tube métallique à section ovale et entouré d'un support isolant.

### Procédé d'analyse :

Comme l'a déjà montré le principe de la méthode d'analyse, celle-ci se déroule en trois phases : pyrolyse, adsorption des gaz formés, conversion du CO en  $\text{CO}_2$ .

- **pyrolyse** : a) quelques rappels :

La vapeur d'eau est réduite par du carbone pour former du monoxyde de carbone CO. Comme source de carbone, on préfère au graphite le diamant industriel car celui-ci a un dégazage plus facile, ce qui diminue beaucoup les effets de mémoire dus aux gaz adsorbés par les autres sources de carbone (Hardcastle & Friedman, 1974). La méthode de réduction de H<sub>2</sub>O sur du diamant présente toutefois quelques difficultés dues à la nécessité d'opérer à haute température.

Fraction X de H<sub>2</sub>O décomposée en fonction de la température pour la réaction

$H_2O + C \rightleftharpoons CO + H_2$  (Majoube, 1965) :

T (°C)	500	1000	1200	1400
X	$4.10^{-4}$	0,838	0,985	0,997

Pour éviter tout fractionnement dû à une réduction incomplète, une température supérieure à 1200 °C est théoriquement nécessaire. Or, la réaction s'effectuant dans un tube en quartz, celui-ci se corrode rapidement à ces températures ; la silice peut échanger de l'oxygène avec du CO (Ferhi, 1980) et même réagir avec le diamant pour former du CO (Taylor & Chen, 1970). Pour que ces phénomènes demeurent limités et que le tube en quartz ne se dévitriifie que très lentement, il faudrait que la température reste inférieure à 1000 °C. L'utilisation du platine, catalyseur de la réaction, sous forme de bouchon à la base du diamant et de très fines portions de fil mêlé au diamant à proportion de 30 %, rend la température de 1150 °C suffisante pour effectuer la réduction avec un rendement correct (Ferhi, 1980). Néanmoins l'état du four en quartz doit être surveillé avec attention et remplacé dès que la corrosion apparaît. A ce propos, une déviation des teneurs en <sup>18</sup>O mesurées a été observée selon l'origine du four en quartz, un échange se produisant en cours de pyrolyse avec l'oxygène de la silice, cela accompagné d'une dévitrification rapide du four. Cette déviation est peu importante (≈ 1 ‰), remarquablement constante, et n'altère en rien la reproductibilité des essais. Elle est plus importante sur les échantillons inférieurs à 5 µl (1,5 ‰ pour 3 µl) que pour des échantillons plus grands.

D'autres réactions existent, moins importantes, pendant la pyrolyse :

$CO + H_2O \rightleftharpoons CO_2 + H_2$  Elle est rendue moins importante par les hautes températures (Bariac, 1980).

$2 C + 3 H_2O \rightleftharpoons CO + CO_2 + 3 H_2$  (Bariac & *al.*, 1980).

b) procédé employé sur la ligne :

On désignera les robinets par R et les indications des jauges à vides par J. La pyrolyse peut commencer quand le diamant est dégazé (30 mn à 1150°C) ainsi que le silicagel (quelques heures à 250°C). Voici le procédé qui, après de nombreux essais plus ou moins fructueux semble donner les meilleurs résultats au point de vue précision et fidélité.

R1 fermé (fig. ), le PE de vapeur est amené très lentement au minimum d'ouverture. Après 5 mn, R2 et Ra fermés, R1 est ouvert très lentement de telle sorte que J1 monte progressivement jusqu'à son maximum. Alors, le silicagel préalablement plongé dans l'azote liquide et R3 fermé, R2 est très lentement ouvert, de façon à ce que J1 descende progressivement sous l'effet du piégeage de CO. Progressivement, en quelques minutes, R1 et R2 sont ouverts légèrement plus de façon à ce que J1 monte lentement. Au besoin, on peut ouvrir un peu plus le PE, ou le chauffer très légèrement et uniformément en fin de pyrolyse. Il est primordial d'éviter toute hausse brutale de pression de vapeur dans le four, soit par une ouverture trop rapide des robinets, soit par un chauffage trop brusque du PE. En effet, l'expérience montre qu'un passage rendu ainsi trop rapide de la vapeur à travers le diamant favorise la formation de CO<sub>2</sub> (que l'on observe piégé par l'azote liquide au dessus du silicagel) aux dépens de CO, ainsi qu'une perte des fractions lourdes (les dernières à réagir) et un CO<sub>2</sub> final appauvri en <sup>18</sup>O. A la fin de la pyrolyse, qui dure de 20 à 50 mn selon la quantité d'eau analysée, J1 descend jusqu'à un minimum stable atteint en quelques minutes, le PE ayant été chauffé à 40°C, puis R1 et R2 complètement ouverts. Comme la durée de la pyrolyse, la valeur de J1 varie en fonction de la quantité d'eau dont elle est un indice.

**- piégeage des gaz formés :**

Le piégeage de CO s'effectue pendant la pyrolyse sur le silicagel plongé dans l'azote liquide.

Le piégeage de H<sub>2</sub> se fait après la pyrolyse. L'uranium doit être préalablement "rincé" par adsorption d'hydrogène à 60°C, puis dégazé 15mn à 800°C. L'adsorption de l'hydrogène de l'échantillon peut alors commencer. R4 et Rb fermés, R6, Ru, et Rh ouverts, on ouvre R3 et on place le four au dessous de l'uranium. Au bout de 25 à 30 mn, J2 et J1 arrivent au minimum : on considère l'adsorption complète et on ferme R6, isolant ainsi l'hydrogène du reste de la ligne, et permettant de continuer simultanément les phases ultérieures de l'analyse. Pour éviter le fractionnement de l'hydrogène en cours d'adsorption, on laisse R1 ouvert au début de celle-ci pendant 10 à 15

mn. Quand J1 est suffisamment basse ( $\approx 0,05$  mb), on ferme R1 et on baisse la température du four. Ainsi l'hydrogène resté en amont de R1 en fin de pyrolyse est aussi adsorbé.

**- conversion CO  $\rightarrow$  CO<sub>2</sub> et récupération de l'hydrogène :**

Ces deux phases complètement indépendantes peuvent être conduites simultanément sur la ligne.

Après la fermeture de R6, le four est replacé sur l'uranium. Après 20 minutes à 800°C on considère que tout l'hydrogène est de nouveau libéré. Le PE d'hydrogène est alors fermé. Il est prêt à passer au spectromètre de masse.

Pendant ce temps, le silicagel est isolé et le vide fait sur le convertisseur et le PE à CO<sub>2</sub>. Ensuite, on libère le CO du silicagel en chauffant celui-ci au sèche-cheveux, R2, Rb, R4, R6 fermés et R3 ouvert. Le PE à CO<sub>2</sub> est fermé et la conversion peut commencer. Elle est nécessaire pour l'analyse spectrométrique car il est préférable de disposer de CO<sub>2</sub> plutôt que de CO qui a la même masse molaire que N<sub>2</sub>, d'où des interférences. Le CO est transformé en CO<sub>2</sub> le convertisseur à haute tension (2500V) suivant la méthode d'Agett (Agett & *al.*, 1964) :



Les molécules de CO excitées donnent à l'étincelle une couleur bleue caractéristique. Le CO<sub>2</sub> est piégé par l'azote liquide au fur et à mesure de sa formation. Cependant, la conversion n'est efficace que dans un domaine de pressions basses ( $\approx 10$  Pa à 700 Pa) si bien qu'il est indispensable d'introduire le CO par petites fractions dans le convertisseur, ce qu'on fait en manœuvrant R4 pour introduire environ 7 mb (indiqué par J3) de monoxyde de carbone chaque fois que la pression devient inférieure à 0,3 mb dans le convertisseur. Le nombre de fractions de 7 mb de CO introduites dans le convertisseur varie avec la quantité d'eau de l'échantillon, (de 10 à 30 fractions selon l'échantillon) et en constitue l'indication la plus fidèle. Une partie du CO (avec une préférence pour la partie lourde, Ferhi, 1980) s'adsorbe sur le CO<sub>2</sub> piégé dès sa formation. Il est donc nécessaire une fois la conversion terminée, le CO<sub>2</sub> dépiégé du convertisseur puis repiégé dans le PE, de convertir le CO restant. Pour que la transformation soit la plus complète possible et ainsi éviter tout fractionnement indésirable, il faut recommencer environ 6 fois l'opération. A la fin de la conversion, la pression résiduelle indiquée par J3 est d'environ 0,07 mb. Après pompage du

résidu, on peut libérer le  $\text{CO}_2$  du PE entre R5 et R4 fermés pour évaluer la quantité de gaz final sur J3. Après repiégeage de  $\text{CO}_2$  dans le PE et un dernier pompage, on ferme le PE qui peut alors passer au spectromètre de masse.

**- nettoyage - dégazage :**

Après chaque analyse, il est nécessaire d'effectuer le nettoyage du diamant et du convertisseur afin d'éviter les effets de mémoire.

Le diamant est laissé pendant environ 30 mn à  $600^\circ\text{C}$  en contact avec l'atmosphère. Ainsi, le graphite formé pendant la pyrolyse est consommé, le diamant restant intact (Ferhi, 1980). Ensuite, avant de pouvoir recommencer une autre pyrolyse, il faut, comme on l'a vu, dégazer le diamant 30 mn à  $1150^\circ\text{C}$ .

Les électrodes du convertisseur sont couvertes de carbone déposé pendant la conversion. Pour éliminer le carbone, on effectue la réaction inverse de la conversion :



Le carbone déposé sur le verre est éliminé par un lavage par une solution sulfochromique, très oxydante.

Le silicagel est dégazé à  $250^\circ\text{C}$  pendant plusieurs heures entre chaque analyse pour éviter les effets de mémoire.

tableau 11 : Essais ligne de préparation.

	$\delta$ O-18/SMOW (‰)	quantité ( $\mu$ l)	moyenne (‰)	écart-type	$\delta$ O-18 connu (‰)
au d'Orsay	-9,0	5			
	-8,7	5			
	-8,7	5			
	-8,1	5			
	-7,7	5			
	-8,7	7			
	-8,6	7			
	-8,4	7			
			-8,5	0,4	-8,4
GISP 220	-23,5	5			
	-24,3	5			
	-23,3	5			
	-24,0	5			
	-24,0	5			
	-23,4	5			
	-24,3	5			
			-23,8	0,4	-24,8
IAEA VTW	-12,1	5			
	-10,8	5			
	-12,2	5			
	-11,7	5			
	-11,8	5			
	-11,8	5			
	-11,0	7			
	-11,5	7			
			-11,6	0,5	-11,5

tableau 11 (suite) : Essais ligne d'analyse.

	$\delta \text{ } ^2\text{H}/\text{SMOW}$ (% )	quantité $\mu\text{l}$	moyenne (% )	écart type (% )	$\delta \text{ } ^2\text{H}$ connu (% )
eau d'Orsay	-50,3	7			
	-51,1	7			
	-50,0	7			
	-51,9	3			
	-55,5	6			
	-48,6	4			
	-51,6	6			
	-56,2	3	-51,9	2,7	-51,3
TW IAEA	-85,4	7			
	-86,5	7			-86,4

Tableau 1 : Quantités de CaCl<sub>2</sub> utilisées

humidité relative	m CaCl <sub>2</sub> (moles/kg) (1)	C CaCl <sub>2</sub> (g/kg eau) (2)	volume eau dist. bocal (ml)	masse CaCl <sub>2</sub> (g)	sable	crate
100 %	0,0	0,0	150	0	X	X
90 %	1,584	175,8	150	26,4	X	X
80 %	2,579	286,3	100	28,6	X	X
70 %	3,400	377,4	100	37,7	X	X
60 %	4,188	464,7	100	46,5	X	
50 %	4,990	553,9	100	55,4	X	
35 %	6,478	719,1	100	71,9	X	

m = molalité (moles de soluté/kg de solvant)

(1) extrait de R.A. Robinson et R.M. Stokes (1959)

C = concentration (g de soluté / kg de solvant)

(2) M (CaCl<sub>2</sub>) = 111 g

Tableau 12: Variations du facteur de fractionnement en fonction des paramètres du sol.

nature sédt.	durée (jours)	h rel. théor. (%)	h rel. mes. (%)	$\delta$ 0-18/SMOW vapeur (‰)	h pond. (%)	$\delta$ 0-18/SMOW eau (‰)	facteur d'enrichissement liq.- vap.
sable	29	100	100	-15,0	2,4	-7,1	7,9
sable	29	90	90	-17,5	0,2	-7,6	9,9
sable	48	80	72	-16,1	0,2	-6,0	10,1
sable	90	70	61	-16,5	0,1	-8,0	8,5
sable	90	60	—*	-17,7	0,1	-8,7	9,0
sable	90	50	32	-19,4	0,1	-8,9	—
sable	90	35	35	-15,9	0,1	-8,7	7,2
craie	28	100	100	-15,1	16,5	-7,6	7,5
craie	28	90	90	-15,8	4,1	-9,1	6,7
craie	47	80	72	-15,9	2,3	-8,0	7,9
craie	47	70	61	-16,2	1,9	-7,9	8,3
craie	47	60	—*	-15,7	0,9	-9,0	6,7

eau de départ = eau distillée, 0-18/SMOW  $\approx$  -7,0 ‰ .

\* l'ampoule ne s'est pas complètement remplie lors du prélèvement.

Kerzaz Eau (tableau 13)

éch.	profondeur (m)	temp. (°C)	h pond. (%)	d app. hum.	h vol. (%)	porosité (%)	δO-18/SMOW eau (‰)	δH-2/SMOW eau (‰)
/84/71	0,00-0,03	7,0	0,2	1,6	0,3	35		
/84/72	0,03-0,06	9,0	0,2	1,6	0,3	35		
/84/74	0,06-0,10	11,5	0,2	1,6	0,2	35		
/84/75	0,10-0,20		0,2	1,6	0,2	35	-14,0	-89,9
/84/76	0,20-0,29		0,1	1,6	0,2	35		
/84/78	0,29-0,40		0,2	1,6	0,3	35	-13,9	-94,0
/84/80	0,40-0,50		0,2	1,6	0,3	35		
/84/81	0,50-0,70		0,1	1,6	0,2	35	-11,8	-88,7
/84/84	0,70-0,84	21,0	0,1	1,6	0,2	35		
/84/87	0,84-1,04	24,0	0,1	1,6	0,2	35	-9,5	-79,5
/84/89	1,04-1,19	24,0	0,1	1,6	0,2	35		
/84/90	1,19-1,32	24,0	0,2	1,6	0,2	35		
/84/91	1,32-1,46	25,5	0,2	1,6	0,3	35	-8,1	-71,7
/84/92	1,46-1,66	26,0	0,1	1,6	0,2	35		
/84/93	1,66-1,83	26,5	0,2	1,6	0,2	35	-6,1	-66,4
/84/94	1,83-2,03	26,5	0,1	1,6	0,2	35		
/84/95	2,03-2,23	27,0	0,2	1,6	0,3	35	-4,6	-58,5
/84/96	2,23-2,43	27,0	0,2	1,6	0,2	35		
/84/97	2,43-2,65	28,5	0,1	1,6	0,2	35		
/84/98	2,65-2,89	28,5	0,1	1,6	0,2	35	-4,8	-64,7
84/99	2,89-2,84	26,0	0,2	1,6	0,3	35		
4/100	2,84-2,95	28,5	0,2	1,6	0,3	35	-5,4	-59,1

Kerzaz Vapeur (tableau 14)

l.	prof. (m)	vol. (ml)	amp. (°C)	temp. (°C)	quant. (µl eau)	vap. h rel. (%)	δO-18/SMOW vap. (‰)	δH-2/SMOW vap. (‰)	δC-13/PDB CO2 (‰)	δO-18/SMOW CO2 (‰)
73	atm	500	8,0	3,0	70		-16,9	-121,2	-11,0	38,9
77	0,20	500	15,0	3,0	50		-12,3	-109,7	-10,2	37,1
79	0,60	500	22,0	3,5	40		-11,5	-99,5	-11,3	40,6
82	1,00	500	24,0	4,0	40		-7,6	-95,4	-10,3	44,6
83	1,40	500	25,5	4,2	35		-3,7	-86,9	-11,5	45,3
85	1,80	500	26,5					-10,0		50,7
86	2,20	500	27,0	6,0	45		-0,2	-81,6		
88	2,60	500	28,5	6,8	50		-0,4	-73,5	-9,3	51,2

Hassi-Rokna Eau (tableau 15)

éch.	profondeur (m)	temp. (°C)	h pond. (%)	d app. hum.	h vol. (%)	porosité (%)	$\delta^{18}\text{O}/\text{SMOW}$ eau (‰)	$\delta^2\text{H}/\text{SMOW}$ eau (‰)
/84/1	0,00-0,03		0,2	1,6	0,3	35	-9,1	-70,7
/84/2	0,03-0,06		0,3	1,6	0,4	35		
/84/3	0,06-0,09		0,3	1,6	0,6	35	-1,2	-42,8
/84/4	0,09-0,15		1,0	1,6	1,5	35	2,7	-33,6
/84/5	0,15-0,21		0,6	1,6	1,0	35	-1,8	-50,4
/84/6	0,21-0,26		0,3	1,6	0,5	35		
/84/7	0,26-0,33		0,3	1,6	0,5	35	-11,4	-84,3
/84/8	0,33-0,42		0,2	1,6	0,3	35		
/84/9	0,42-0,42		0,3	1,6	0,4	35	-14,5	-97,4
/84/10	0,42-0,48		0,3	1,6	0,4	35		
/84/11	0,48-0,56		0,2	1,6	0,4	35	-12,4	-88,3
/84/12	0,56-0,63		0,2	1,6	0,3	35		
/84/13	0,63-0,68		0,2	1,6	0,4	35		
/84/14	0,68-0,74		0,2	1,6	0,4	35	-10,4	-88,8
/84/15	0,74-0,80		0,2	1,6	0,4	35		
/84/16	0,80-0,91		0,3	1,6	0,4	35	-8,9	-80,3
/84/20	0,91-1,02		0,3	1,6	0,5	35		
/84/22	1,02-1,12		0,3	1,6	0,5	35	-5,4	-73,7
/84/23	1,12-1,16		0,3	1,6	0,4	35		
/84/25	1,16-1,23		0,3	1,6	0,4	35		
/84/26	1,23-1,33		0,2	1,6	0,4	35	-7,2	-75,3
/84/27	1,33-1,42		0,2	1,6	0,3	35		
/84/29	1,42-1,52		0,2	1,6	0,4	35	-5,9	-69,3
/84/31	1,52-1,63		0,3	1,6	0,4	35		
/84/32	1,63-1,72		0,3	1,6	0,5	35	-5,1	-61,8
/84/35	1,72-1,83		0,3	1,6	0,4	35		
/84/36	1,83-1,88		0,2	1,6	0,4	35		
/84/37	1,88-1,96		0,3	1,6	0,4	35	-5,6	-67,2
/84/38	1,96-2,09		0,3	1,6	0,5	35		
/84/39	2,09-2,21	26,5	0,3	1,6	0,4	35	-4,9	-62,9
/84/40	2,21-2,30	26,5	0,3	1,6	0,5	35		
/84/41	2,30-2,41	26,5	0,3	1,6	0,4	35		
/84/42	2,41-2,56	23,0	0,2	1,6	0,3	35	-3,0	-59,1
/84/43	2,56-2,78	23,7	0,3	1,6	0,4	35		
/84/44	2,78-2,86	23,5	0,3	1,6	0,4	35		
/84/46	2,86-3,04	24,2	0,3	1,6	0,5	35	-1,8	-52,6
/84/47	3,04-3,25	24,0	0,9	1,6	1,4	35	0,9	-39,4
/84/48	3,25-3,42	24,5	0,5	1,6	0,8	35	0,3	-45,0
/84/49	3,42-3,62	24,0	0,6	1,6	0,9	35	-0,8	-42,9
/84/50	3,62-3,92	24,0	0,5	1,6	0,9	35	-2,3	-47,9
/84/53	3,92-4,23	24,0	0,5	1,6	0,9	35		
/84/54	4,17-4,47		0,4	1,6	0,7	35	-4,8	-53,9
/84/57a	4,60-4,80	26,5	0,5	1,6	0,8	35	-2,8	-51,2
/84/58a	5,10-5,30	26,0	0,5	1,6	0,8	35	-2,0	-52,9
/84/59a	5,30-5,50	26,0	0,5	1,6	0,7	35		
/84/57b	5,80-5,95	26,0	0,9	1,6	1,4	35	-2,0	-45,7
/84/58b	6,37-6,57	25,5	0,8	1,6	1,3	35		
/84/60	6,80-7,05	25,5	1,3	1,6	1,8	35	-1,3	-43,6
/84/61	7,30-7,50	25,7	1,2	1,4	1,6	35	-0,8	
/84/63	7,75-7,80	25,7	1,3	1,4	1,8	35	-0,7	-40,8
/84/64	8,25-8,45	25,7	1,4	1,4	1,9	35	-0,8	-40,1
/84/67	8,60-8,80	25,7	1,3	1,4	1,8	35	-0,9	-41,6
/84/68	9,20-9,40	25,7	1,0	1,4	1,5	35	-0,7	
/84/69	9,60-9,80	25,7	1,0	1,5	1,4	35	-1,6	
/84/70	10,20-10,40	24,5	0,8	1,6	1,3	35	-1,8	

s Hassi-Rokna Vapeur (tableau 16)

éch.	prof. (m)	vol.amp. (ml)	temp. (°C)	quant.vap. ( $\mu$ l eau)	h rel. (%)	$\delta$ O-18/SMOW vap.(‰)	$\delta$ H-2/SMOW vap.(‰)	$\delta$ C-13/PDB CO2 (‰)	$\delta$ O-18/SMOW CO2 (‰)
34/45	atm	370	16,0		45	-16,3	-130,9	-8,5	40,3
34/66	atm	370	20,0		35				
34/17	0,50	370		3,0		-14,5	-124,3	-9,6	35,6
34/18	0,90	370		2,7		-11,6	-122,6		
34/19	1,30	370		3,7		-5,0	-103,0	-10,0	46,7
34/21	1,70	370		5,0		-4,7	-101,5	-10,1	45,4
34/24	2,10	370	26,5	5,7	60	-2,4	-106,9	-9,4	49,0
34/28	2,50	370	23,0	6,7	90	-4,2	-100,1	-9,6	47,8
34/30	2,90	370	24,0	6,7	85	-6,2	-108,1	-9,6	44,4
34/33	3,30	370	24,5	6,8	80	-8,4	-107,4	-8,9	42,7
34/34	3,70	370	24,0	6,5	80	-10,0	-119,4	-9,5	40,6
34/51	4,20	370	25,0	6,1	70	-10,9	-113,0	-10,5	37,5
34/52	4,80	370	26,5	7,0	75	-8,8	-107,6	-9,8	40,6
34/55	5,05	370	26,0	6,5	75	-10,0	-101,5	-9,7	40,3
34/56	5,85	370	26,0	7,5	85	-7,8	-93,6	-10,3	41,1
34/59 b	6,85	200	25,5	2,5	50	-8,8	-103,5	-13,2	38,7
34/62	7,85	200	25,7	4,3	90	-10,4	-112,0	-12,4	37,3
34/65	8,80	370	25,7	7,2	80	-8,4	-97,5	-10,1	41,2

## Interdune Eau (tableau 17)

n° éch.	profondeur (m)	temp. (°C)	h pond. (%)	d app. hum.	h vol. (%)	porosité (%)	$\delta O-18/SMOW$ eau (‰)	$\delta H-2/SMOW$ eau (‰)
LG/84/200	0,00-0,10		2,5	1,5	3,8	35		
LG/84/201	0,20-0,30		2,1	1,5	3,2	35	-2,3	-43,1
LG/84/202	0,30-0,40		0,7	1,5	1,1	35	-3,8	-44,5
LG/84/203	0,40-0,45		0,3	1,5	0,5	35	-3,0	-48,2
LG/84/204	0,45-0,50		0,3	1,5	0,4	35	-6,7	-53,7
LG/84/205	0,50-0,60		0,3	1,5	0,4	35		
LG/84/206	0,60-0,80		0,3	1,5	0,5	35	-6,4	-61,0
LG/84/207	0,80-1,00		0,4	1,5	0,5	35		
LG/84/208	1,00-1,20		0,3	1,5	0,5	35	-4,2	-50,9
LG/84/209	1,20-1,30		0,4	1,5	0,5	35		
LG/84/210	1,30-1,40		0,6	1,5	0,8	35	0,8	-37,2
LG/84/211	1,40-1,50		1,4	1,5	2,1	35	4,5	-24,1
LG/84/212	1,50-1,67		1,5	1,5	2,3	35	6,5	-18,1
LG/84/213	1,67-1,71		1,5	1,5	2,3	35	6,0	-9,0
LG/84/214	1,71-1,91		1,1	1,5	1,6	35	6,1	-20,4
LG/84/215	1,91-2,00	24,0	1,3	1,5	1,9	35	4,3	-28,7
LG/84/216	2,00-2,15	24,2	1,1	1,5	1,7	35	3,9	-30,9
LG/84/217	2,15-2,30	23,5	1,9	1,5	2,9	35	2,5	-41,0
LG/84/218	2,30-2,43	23,5	1,7	1,5	2,6	35	1,7	-31,4
LG/84/219	2,43-2,60	24,2	1,8	1,5	2,7	35	0,4	-31,4
LG/84/220	2,60-2,71	24,0	1,6	1,5	2,4	35	0,6	-33,7
LG/84/221	2,71-2,79		1,7	1,5	2,5	35	0,1	-34,0
							0,0	-37,2

Ré:

Saoura Eau (tableau 18)

n° éch.	profondeur (m)	temp. (°C)	h pond. (%)	d app. hum.	h vol. (%)	porosité (%)	δO-18/SMOW eau (‰)	δH-2/SMOW eau (‰)
ALG/84/140	0,00-0,10	10,0	0,9	1,5	1,3	45	2,0	-37,0
ALG/84/141	0,10-0,20	12,5	1,0	1,5	1,5	45	2,9	-36,6
ALG/84/142	0,20-0,30	14,0	0,9	1,5	1,3	45	-1,5	-48,6
ALG/84/143	0,30-0,40	15,0	1,5	1,5	2,3	45	4,5	-37,3
ALG/84/144	0,40-0,50	16,0	1,2	1,5	1,8	45	9,9	-22,2
ALG/84/145	0,50-0,60	17,5	0,8	1,5	1,3	45	10,7	-26,8
ALG/84/146	0,60-0,80	17,5	0,8	1,5	1,2	45	11,3	-24,6
ALG/84/147	0,80-1,00	19,0	1,0	1,5	1,5	45	13,2	-16,5
ALG/84/148	1,00-1,20	21,0	1,2	1,5	1,8	45	13,6	-10,0
ALG/84/150	1,20-1,40	22,0	1,4	1,5	2,1	45	11,2	-16,8
ALG/84/151	1,40-1,60	20,0	13,4	1,6	21,4	50	10,7	-16,0
ALG/84/152	1,60-1,70	21,0	13,1	1,6	21,0	50	9,7	-18,7
ALG/84/153	1,70-1,80	21,0	11,5	1,6	18,4	45	8,8	-21,5
ALG/84/154	1,80-1,90	23,0	9,4	1,5	14,1	45	8,1	-22,7
ALG/84/155	1,90-2,00	23,0	8,5	1,6	13,6	45	7,7	-23,8
ALG/84/156	2,00-2,10	23,5	5,9	1,5	8,9	45	7,2	-25,5
ALG/84/157	2,10-2,20	24,0	3,1	1,5	4,6	45	6,7	-24,0
ALG/84/158	2,20-2,35	23,0	4,7	1,5	7,1	45	4,7	-32,0
ALG/84/160	2,35-2,50	24,5	4,4	1,5	6,6	45	4,9	-33,6
ALG/84/161	2,50-2,70	24,2	7,8	1,5	11,7	45	3,5	-34,8
ALG/84/162	2,70-2,95	24,0	6,1	1,5	9,1	45	2,9	-34,7
ALG/84/163	2,95-3,20	24,0	2,8	1,5	4,2	38	0,5	-41,8
ALG/84/164(a)	3,20-3,40	24,5	5,0	1,5	7,3	40	0,5	-41,1
ALG/84/164(b)	3,40-3,55	25,0	7,4	1,5	11,0	40	-0,3	-42,8
ALG/84/165	3,55-3,70	23,5	8,4	1,5	12,7	40	-0,6	-42,4
ALG/84/166	3,70-3,90	25,0	5,0	1,5	7,5	40	-1,4	-44,8
ALG/84/167	3,90-4,10	23,5	19,7	1,6	31,4	50	-2,6	-52,7
ALG/84/168	4,10-4,45	23,5	15,9	1,6	25,4	50	-2,3	-49,5
ALG/84/170	4,70-4,80	24,0	9,7	1,6	15,6	40	-3,4	-52,1
ALG/84/171	5,10-5,20	24,8	9,8	1,6	15,6	40	-3,7	-52,1
ALG/84/172	5,50-5,60	23,0	9,9	1,6	15,8	40	-4,5	-50,7
ALG/84/174	5,90-5,95	25,0	9,2	1,6	14,6	40	-4,6	-53,7
ALG/84/175	6,15-6,25	23,5	10,3	1,8	18,5	40	-5,2	-52,6
ALG/84/177	6,80-7,00	25,5	15,8	1,9	30,1	40	-5,3	-52,7
ALG/84/178	7,00-7,20	24,0	14,7	1,8	26,5	35	-5,2	-52,5
ALG/84/179	7,20-7,40	25,5	16,8	1,8	30,3	35	-5,1	

Saoura Vapeur (tableau 19)

n°	prof. (m)	vol. amp. (ml)	temp. (°C)	quant. vap. (µl eau)	h rel. (%)	δO-18/SMOW vap. (‰)	δH-2/SMOW vap. (‰)	δC-13/PDB CO2 (‰)	δO-18/SMOW CO2 (‰)
49	0,20	500	13	5,0	90	-6,0	-104,9	-9,2	49,0
59	0,50	500	17	6,3	90	-7,4	-106,9	-13,9	54,2
69	0,90	500	19	8,0	100	-2,5	-88,8	-13,8	50,7
75	1,50	500	20	9,0	100	-3,7	-82,0	-11,6	44,9
81	1,80	500	22	3,0	(100)	-2,2	-89,4	-11,6	45,4
82	2,27	500	23	3,0	(100)	-3,3	-78,0	-11,3	43,7
83	2,70	370	24	7,3	90	-5,6	-92,4	-11,7	42,1
84	3,10	370	24	7,0	85	-8,7	-108,8	-12,1	39,7
85	3,55	500	24	5,5	(100)	-10,4	-119,8	-11,2	38,4
86	3,90	500	24	6,0	(100)	-12,4	-131,6	-11,2	35,2
87	5,70	370	23	6,0	80	-12,1	-121,4	-11,5	37,4

SC3 Eau (tableau 20)

n° éch.	profondeur (m)	temp. (°C)	h pond. (%)	d app. hum.	h vol. (%)	porosité (%)	$\delta^{18}\text{O}$ -18/SMOW eau (‰)	$\delta^2\text{H}$ -2/SMOW eau (‰)
G/84/119	0,00-0,05	11,0	0,9	1,6	1,4			
G/84/120	0,05-0,10	11,0	1,0	1,5	1,5	35	-7,4	-59,4
G/84/121	0,10-0,20	13,0	1,4	1,5	2,0	35	3,9	-36,5
G/84/122	0,20-0,30	15,0	1,7	1,5	2,6	35	4,7	-33,0
G/84/123	0,30-0,50	17,0	1,5	1,5	2,3	35	-0,4	-53,1
G/84/124	0,50-0,65	18,0	1,5	1,5	2,3	35	7,2	-38,9
G/84/125	0,65-0,80	18,0	1,3	1,5	1,9	35	13,3	-22,4
G/84/126	0,80-1,00	20,0	2,5	1,5	3,7	35	13,8	
G/84/129	1,00-1,20	21,0	2,2	1,5	3,3	35	14,1	-17,7
G/84/135	1,20-1,30	23,5	2,7	1,7	4,7	35	12,3	-19,4
G/84/136	1,30-1,35	24,0	2,3	1,6	3,7	35	11,9	-19,6
G/84/137	1,35-1,40	23,5	2,7	1,6	3,3	35	13,2	-13,2
G/84/138	1,40-1,42	24,5	2,0	1,6	3,2	35	11,5	-18,0
G/84/104	1,45-1,55	24,5	3,1	1,6	5,0	35	9,8	-24,9
G/84/105	1,48-1,57	24,0	2,8	1,6	4,4	35	10,7	-20,2
G/84/106	1,57-1,70	24,0	2,9	1,6	4,7	35	9,7	-21,7
G/84/107	1,70-1,85	24,5	2,9	1,5	4,7	35	9,8	-21,4
G/84/109	1,85-2,00	25,0	3,1	1,5	4,7	35	8,5	-21,7
G/84/110	2,00-2,30	25,0	2,9	1,5	4,3	35	8,9	-23,6
G/84/111	2,30-2,45	25,0	3,8	1,5	5,7	35	7,1	-25,5
G/84/112	2,55-2,70	26,0	3,7	1,5	5,6	35	6,0	-27,8
G/84/113	2,80-3,00	25,5	3,8	1,5	5,7	35	4,8	-30,4
G/84/115	3,20-3,30	25,0	4,0	1,5	5,9	35	3,3	-34,9
G/84/117	3,40-3,60	25,5	4,6	1,5	6,9	35	3,1	-32,9
G/84/118	3,85-4,00	25,0	3,6	1,5	5,4	35	1,8	-35,6
G/84/130	4,30-4,45	23,5	1,4	1,5	2,0	35	0,6	-40,0
G/84/131	4,55-4,70	23,5	1,3	1,5	1,9	35	1,8	-36,8
G/84/132	5,00-5,15	24,0	1,7	1,5	2,5	35	0,3	-43,2
G/84/133	5,30-5,45	25,0	2,3	1,5	3,4	35	-0,5	-44,7
							-0,4	-45,1

Vapeur (tableau 21)

prof. (m)	vol. amp (ml)	temp. (°C)	quant. vap. (µl eau)	h rel. (%)	$\delta^{18}\text{O}$ -18/SMOW vap. (‰)	$\delta^2\text{H}$ -2/SMOW vap. (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ -13/PDB CO2 (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ -18/SMOW CO2 (‰)
atm	500	23,0	4,0	35				
0,30	500	16,0	5,2	75	-15,1	-112,6	-13,8	39,8
0,60	500	18,0	6,5	85	-7,9	-91,0	-12,1	47,4
1,00	500	20,0	7,2	85	-0,5		-16,6	48,5
1,20	370	22,0	5,5	75	1,4	-76,9	-14,5	51,9
4,60	370	23,5	5,0	65	2,4	-77,9	-13,2	53,5
5,55	370	25,0	5,5	65	-10,8	-140,1	-15,0	37,7
					-9,4	-107,7	-14,0	38,7

Résultats Béni-Abbès (tableau 22)

VAPEUR ATMOSPHERIQUE		n° éch.	heure	temp. (°C)	vol. amp. (ml)	quantité vapeur (µl eau)	h rel. (%)	δO-18/SMOW vapeur (‰)	δH-2/SMOW vapeur (‰)	δC-13/PDB CO2 (‰)	δO-18/SMOW CO2 (‰)
NAPPES											
		n° éch.			provenance			δO-18/SMOW (‰)	δH-2/SMOW (‰)		
	ALG/84/187	19h45	14,0	500		2,7	45	-18,6	-151,8	-10,9	35,3
	ALG/84/188	23h06	10,6	500		2,7	55	-19,1	-148,2	-11,3	35,0
	ALG/84/189	3h05	7,7	500		3,0	70	-19,2	-141,9	-12,6	31,4
	ALG/84/190	7h05	6,8	500		3,0	80	-17,4	-135,9	-9,8	37,2
	ALG/84/193	10h00	12,0	500		3,0	65	-19,2	-133,0	-9,8	36,4
	ALG/84/194	12h45	18,9	500		3,0	45	-19,0	-135,9	-10,4	36,2
PLUIES											
		n° éch.	date de la pluie	hauteur				δO-18/SMOW (‰)	δH-2/SMOW (‰)		
	ALG/84/250	14/1/1985	14/1/1985	3,6 mm				-3,4	-19,5		
	ALG/84/251	15/1/1985	15/1/1985	2,2 mm				-13,4	-9,5,6		
	ALG/84/252	2/11/1984 (1)	2/11/1984 (1)	6,2 mm				-9,5	-45,8		
	ALG/84/253	7/1/1985	7/1/1985	7,2 mm				-4,3	-73,8		
	ALG/84/191				robinet CNRZA (Erg)			-5,1	-50,9		
	ALG/84/192				robinet CNRZA (Torba)			-5,0	-50,1		
	ALG/84/134(b)				Puits HassiJulfra			-5,2	-51,0		
	ALG/84/101				Puits Kerzaz			-5,3	-52,8		
	ALG/84/102				Puits El Ouata			-4,8	-50,6		
	ALG/84/139				Puits HassiRokna			-4,9	-50,9		

PROFIL DE TENEURS EN O-18 DE H<sub>2</sub>O LIQUIDE.

z (m)	temp. (°C)	hr a.j.	Nsat (kg/m <sup>3</sup> )	fract.	calc. eau (hr a.j.) (%)	mes. eau (%)	hr est.	calc. eau (%)	mes. eau (%)
0,025	11	0,67	0,0100	1,0106	-7,6	-7,2			
0,075	11	0,70	0,0100	1,0106	-5,8	(-5,0)			
0,150	13	0,70	0,0113	1,0104	-1,4	(-2,0)			
0,250	15	0,70	0,0128	1,0102	2,5	-0,4	0,75		
0,400	17	0,75	0,0144	1,0101	7,8	7,2			
0,575	18	0,90	0,0154	1,0100	13,4	13,3	0,85		
0,725	18	0,90	0,0154	1,0100	13,4	13,8			
0,900	20	0,90	0,0173	1,0098	15,4	14,1	0,85		
z (m)	temp. (°C)	h. vol	porosité	N sat (kg/m <sup>3</sup> )	Dv (m <sup>2</sup> /s)	f(z)	Ln(-)	calc. eau (%)	mes. eau (%)
1,12	21,0	0,033	0,35	0,0183	0,0000249	0,09874	-0,11971	12,8	12,3
1,25	23,5	0,047	0,35	0,0212	0,0000253	0,14625	-0,14310	12,0	11,9
1,32	24,0	0,037	0,35	0,0218	0,0000254	0,17304	-0,06899	11,6	13,2
1,37	23,5	0,033	0,35	0,0212	0,0000253	0,19315	-0,16705	11,2	11,5
1,41	24,5	0,032	0,35	0,0224	0,0000255	0,20865	-0,27579	11,0	9,8
1,50	24,5	0,050	0,35	0,0224	0,0000255	0,23973	-0,21675	10,5	10,7
1,52	24,0	0,044	0,35	0,0218	0,0000254	0,24704	-0,28257	10,4	9,7
1,63	24,0	0,047	0,35	0,0218	0,0000254	0,28648	-0,28257	9,9	9,7
1,77	24,5	0,047	0,35	0,0224	0,0000255	0,33572	-0,36772	9,2	8,5
1,92	25,0	0,047	0,35	0,0230	0,0000256	0,38750	-0,33853	8,5	8,9
2,20	25,0	0,043	0,35	0,0230	0,0000256	0,48652	-0,47721	7,3	7,1
2,37	26,0	0,056	0,35	0,0244	0,0000257	0,54021	-0,57252	6,7	6,0
2,90	25,5	0,057	0,35	0,0237	0,0000257	0,70953	-0,85416	5,0	3,3
3,25	25,0	0,059	0,35	0,0230	0,0000256	0,82227	-0,87855	3,9	3,1
3,50	25,5	0,069	0,35	0,0237	0,0000257	0,89723	-1,05349	3,3	1,8
3,92	25,0	0,054	0,35	0,0230	0,0000256	1,03639	-1,24765	2,3	0,6
4,37	23,5	0,020	0,35	0,0212	0,0000253	1,23597	-1,05349	1,0	1,8
4,62	23,5	0,019	0,35	0,0212	0,0000253	1,34772	-1,30271	0,4	0,3
5,07	24,0	0,025	0,35	0,0218	0,0000254	1,53515	-1,46634	-0,4	-0,5
5,37	25,0	0,034	0,35	0,0230	0,0000256	1,64742	-1,44436	-0,9	-0,4

(%)

(%)

tableau 24 Saoura : Modélisation du profil des teneurs en 0-18 de H<sub>2</sub>O liquide.

z (m)	temp. (°C)	N sat (kg/m <sup>3</sup> )	fract.	hr aj.	calc. eau (hr aj.) (%)	hr mes.	mes. eau											
0,05	10,0	0,0094	0,98940	0,80	-2,9	0,90	-2,0	9,6	11,2	0,265	-0,138	1	9,3					
0,15	12,5	0,0110	0,98967	0,80	2,2	0,90	0,0	8,2	10,7	0,377	-0,170	1	7,9					
0,25	14,0	0,0121	0,98976	0,80	5,0	0,90	2,5	7,2	9,7	0,461	-0,235	1	6,8					
0,35	15,0	0,0128	0,98988	0,80	6,5	0,90	4,5	6,6	8,8	0,522	-0,298	1	6,2					
0,45	16,0	0,0136	0,98998	0,85	9,5	0,90	9,9	5,8	8,1	0,593	-0,351	1	5,4					
0,55	17,5	0,0149	0,99006	0,85	11,5	1,00	10,5	4,3	7,7	0,665	-0,382	1	4,7					
0,70	17,5	0,0149	0,99006	0,85	11,5	1,00	11,1	3,4	6,7	0,750	-0,422	1	3,9					
0,90	19,0	0,0162	0,99022	0,85	13,1	1,00	13,0	2,6	4,9	0,854	-0,464	1	3,1					
1,10	21,0	0,0183	0,99038	0,85	15,3	1,00	13,6	1,6	4,7	0,968	-0,651	1	2,2					
1,30	22,0	0,0194	0,000251	0,45	0,021	1,00	0,265	0,8	3,5	1,106	-0,631	1	1,3					
1,50	20,0	0,0173	0,000248	0,50	0,214	1,00	0,377	0,8	2,9	1,241	-0,783	1	0,5					
1,65	21,0	0,0183	0,000249	0,50	0,210	1,00	0,461	0,8	2,9	1,426	-0,856	1	-0,4					
1,75	21,0	0,0183	0,000249	0,50	0,184	0,90	0,523	0,8	2,9	1,728	-1,218	1	-1,6					
1,85	23,0	0,0206	0,000253	0,45	0,141	0,90	0,597	0,8	2,9	1,950	-1,218	1	-2,2					
1,95	23,0	0,0206	0,000253	0,45	0,136	0,90	0,671	0,8	2,9	2,087	-1,376	1	-2,6					
2,05	23,5	0,0216	0,000253	0,45	0,089	0,90	0,761	0,8	2,9	2,205	-1,442	1	-2,8					
2,15	24,0	0,0218	0,000254	0,45	0,046	0,90	0,872	0,8	2,9	2,374	-1,642	1	-3,2					
2,27	23,0	0,0206	0,000253	0,45	0,071	0,90	0,993	0,8	2,9	2,458	-2,048	1	-3,3					
2,42	24,5	0,0224	0,000255	0,45	0,066	0,90	1,140	0,8	2,9	2,588	-1,930	1	-3,5					
2,60	24,2	0,0220	0,000255	0,45	0,117	0,90	1,281	0,8	2,9	2,922	-2,453	1	-3,9					
2,82	24,0	0,0218	0,000254	0,45	0,091	0,90	1,476	0,8	2,9	3,196	-2,661	1	-4,2					
3,07	24,0	0,0218	0,000254	0,38	0,042	0,80	1,823	0,8	2,9	3,477	-3,616	1	-4,4					
3,30	24,5	0,0224	0,000255	0,40	0,073	0,80	2,072	0,8	2,9	3,739	-3,839	1	-4,5					
3,47	25,0	0,0230	0,000256	0,40	0,110	0,80	2,221	0,8	2,9	3,917	-4,6	1	-4,6					
3,62	23,5	0,0212	0,000253	0,40	0,127	0,80	2,347	0,8	2,9	4,238	-5,3	1	-4,7					
3,80	25,0	0,0230	0,000256	0,40	0,075	0,80	2,537	0,8	2,9	4,343	-5,2	1	-4,7					
4,00	23,5	0,0212	0,000253	0,50	0,314	0,80	2,623	0,8	2,9	4,692	-4,7	1	-4,8					
4,27	23,5	0,0212	0,000253	0,50	0,254	0,80	2,758	0,8	2,9									
4,75	24,0	0,0218	0,000254	0,40	0,156	0,80	3,111	0,8	2,9									
5,15	24,8	0,0228	0,000256	0,40	0,156	0,80	3,402	0,8	2,9									
5,55	23,0	0,0206	0,000253	0,40	0,158	0,80	3,699	0,8	2,9									
5,92	25,0	0,0230	0,000256	0,40	0,146	0,80	3,978	0,8	2,9									
6,20	23,5	0,0212	0,000253	0,40	0,185	0,80	4,164	0,8	2,9									
6,90	25,5	0,0237	0,000257	0,40	0,301	0,80	4,490	0,8	2,9									
7,10	24,0	0,0218	0,000254	0,35	0,265	0,80	4,596	0,8	2,9									
7,30	25,5	0,0237	0,000257	0,35	0,303	0,80	4,692	0,8	2,9									

z (m)	temp. (°C)	N sat (kg/m <sup>3</sup> )	fract.	hr aj.	calc. eau zet=3,15 hr aj. (%)	hr mes.	mes. eau (%)	Ln(-)	calc. eau (%)	mes. eau (%)
z (m)	temp. (°C)	h vol	porosité	Dv (m <sup>2</sup> /s)	N sat kg/m <sup>3</sup>	f(z)				
0,50	21,0	0,0183	1,0097	0,29	-11,6	0,45	-12,1			
0,90	22,0	0,0194	1,0096	0,30	-7,8	0,40	-8,3			
1,30	22,5	0,0201	1,0095	0,29	-7,8	0,50	-7,5			
1,70	23,0	0,0206	1,0095	0,30	-5,5	0,65	-5,2			
2,10	23,0	0,0206	1,0095	0,30	-5,5	0,75	-5,2			
2,25	23,0	0,0206	1,0095	0,30	-5,5	0,80				
2,35	23,0	0,0206	1,0095	0,30	-5,5	0,85				
2,50	23,0	0,0206	1,0095	0,33	-2,0	0,90	-2,5			
2,65	23,7	0,0214	1,0095	0,30	-4,0	0,85				
2,80	23,5	0,0212	1,0095	0,30	-4,4	0,85				
2,95	24,2	0,0220	1,0094	0,32	-0,9	0,85	-0,4			
3,15	24,0	0,0218	1,0094	0,35	1,7	0,85	1,1			
3,15	24,5	0,008	0,35	,0000255	0,0224	0,027	-0,105	0,6	0,9	
3,35	24,0	0,009	0,35	,0000254	0,0218	0,047	-0,333	0,4	0,3	
3,50	24,0	0,009	0,35	,0000254	0,0218	0,088	-0,762	0,1	-0,8	
3,80	24,0	0,009	0,35	,0000254	0,0218	0,122	-0,163	-0,2	-2,3	
4,05	25,0	0,007	0,35	,0000256	0,0230	0,155	-2,996	-0,5	-4,8	
4,30	26,5	0,008	0,35	,0000258	0,0250	0,202	-0,959	-0,8	-2,8	
4,70	26,0	0,008	0,35	,0000257	0,0244	0,264	-0,660	-1,2	-2,0	
5,20	26,0	0,007	0,35	,0000257	0,0244	0,288	-0,163	-1,4		
5,40	26,0	0,014	0,35	,0000257	0,0244	0,347	-0,660	-1,7		
5,90	25,5	0,013	0,35	,0000257	0,0237	0,414	-0,163	-2,1	-2,0	
6,45	25,5	0,018	0,35	,0000257	0,0237	0,466	-0,457	-2,4	-1,3	
6,90	25,7	0,016	0,35	,0000257	0,0240	0,525	-0,333	-2,6	-0,8	
7,40	25,7	0,018	0,35	,0000257	0,0240	0,571	-0,310	-2,8	-0,7	
7,80	25,7	0,018	0,35	,0000257	0,0240	0,635	-0,333	-3,0	-0,8	
8,35	25,7	0,019	0,35	,0000257	0,0240	0,675	-0,357	-3,2	-0,9	
8,70	25,7	0,018	0,35	,0000257	0,0240	0,746	-0,333	-3,4	-0,8	
9,30	25,7	0,015	0,35	,0000257	0,0240	0,794	-0,539	-3,5	-1,6	
9,70	25,7	0,014	0,35	,0000257	0,0240	0,871	-0,598	-3,7	-1,8	
10,30	24,5	0,013	0,35	,0000255	0,0224					

profil Chlorures (tableau 26)

profil	profondeur (m)	Ms (g)	V eau lix. (ml)	V AgNO3 (ml)	C(Cl-) lixiviat (g/l)	hum. pond. (%)	C (Cl-) (g/l)
34/142	0,25	31,7	50	2,4	0,17	0,9	58,6
34/144	0,45	30,2	50	3,4	0,24	1,2	64,9
34/146	0,70	29,2	50	3,2	0,23	0,8	95,8
34/148	1,10	29,6	60	2,85	0,17	1,2	47,2
34/152	1,65	29,9	50	8,2	0,58	13,1	12,9
34/155	1,95	28,3	50	6,8	0,48	8,5	18,3
34/160	2,45	26,2	50	0,3	0,02	4,4	1,7
34/167	4,00	32,7	31,6	0,4	0,05	19,7	0,6
34/178	7,10	28,9	50	0,95	0,07	14,7	1,4

