

# **Emploi de la thermométrie pour l'estimation des caractéristiques hydrodynamiques dans un aquifère à surface libre: application au massif dunaire de Bouteldja (Nord-Est de l'Algérie)**

Ahmed Chérif TOUBAL

Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène,  
Institut des Sciences de la Terre, B.P. 32, El-Alia, 16111 Bab-Ezzouar, Alger

**Résumé:** La mesure *In situ* de la vitesse de déplacement des eaux souterraines au moyen de traceurs a permis de déterminer la perméabilité et la transmissivité d'un réservoir aquifère à porosité d'interstices : le massif dunaire de Bouteldja (Nord-Est de l'Algérie); l'emploi en particulier de la température en tant que traceur naturel s'est révélé très prometteur. Une série de tests complémentaires exécutés les uns au laboratoire (granulométrie, perméamètres), les autres sur le terrain (essais Lefranc, essais de pompage), ont conduit à une approche assez réaliste des paramètres hydrodynamiques; la vitesse de déplacement de l'eau souterraine serait d'environ 1,7 m/j, les valeurs de perméabilité s'échelonnaient entre  $10^{-5}$  et  $10^{-4}$  m/s. La méthodologie proposée et les résultats acquis pourraient être exploités avec profit, essentiellement dans les problèmes de pollution et de recharge artificielle des nappes aquifères.

**Mots clés:** Traceurs - Température - Convection thermique - Nappe libre - Saumure - Méthode électrique.

## **Use of the temperature in the determination of the hydrodynamic characteristics of an unconfined aquifer : application to the sandy aquifer of Bouteldja (North - Eastern Algeria)**

**Abstract:** The measurement *In situ* of the ground water velocity to the means of tracers, allowed to determine the permeability and the transmissivity of a porous medium : the sandy aquifer of Bouteldja (North-Eastern Algeria); The use, in particular, of the temperature as much as natural tracer, allowed to value the hydrodynamic parameters with a satisfactory precision; the ground water velocity would be of about 1,7 m/j, the hydraulic conductivity's values would space between  $10^{-5}$  and  $10^{-4}$  m/s. The suggested methodology and acquired results could be exploited with utility, essentially in the problems of aquifers pollution and artificial recharge.

**Key words:** Tracers - Temperature - Thermal convection - Hydrodynamic dispersion - Phreatic aquifer - Electrical method.

## I - INTRODUCTION

La mesure sur le terrain de la vitesse de déplacement de l'eau au moyen de traçages permet dans certaines conditions d'entreprendre des évaluations quantitatives sur les débits des nappes ou d'effectuer des calculs hydrodynamiques tels que la recherche de la perméabilité. Cependant malgré tout le soin que l'on peut apporter à l'expérimentation et à l'interprétation des résultats, les paramètres ainsi estimés présentent toujours une marge d'erreur que l'on se doit de réduire par une approche méthodologique du paramètre à évaluer; dans cette optique, l'emploi de la température en tant que traceur naturel, en complément aux techniques de traçage traditionnel, peut conduire à des résultats probants. La méthode électrique peut également jouer un rôle important pour fournir à moindres frais les informations qu'exige une telle approche : géométrie du réservoir, porosité effective, temps de transit du traceur...

## II - MESURE DE LA VITESSE D'ÉCOULEMENT PAR INJECTION MASSIVE DE SAUMURE

### 1 - Localisation, Conditions expérimentales

\* *Le site expérimental.* Le massif dunaire de Bouteldja occupe la partie orientale de la baie d'Annaba, sur une surface d'environ 183 km<sup>2</sup> (fig. 1a). Il est constitué de sables éoliens quaternaires, d'épaisseur variable allant de 25 m à l'Est à 175 m à l'Ouest. Les sables dunaires sont le siège d'une nappe libre, représentée au plan géophysique par un horizon résistant (100 à 450 Ω.m), reposant sur un substratum de nature argilo-silteuse très conducteur (environ 30 Ω.m) (fig. 2). La carte piézométrique établie en 1981 (Toubal, 1983) reflète globalement la morphologie dunaire (fig. 1b). Une crête hydraulique majeure sillonne le massif sur une longueur de 15 kilomètres. De part et d'autre de cette crête, l'écoulement se fait d'une part, vers la mer qui au Nord draine une

grande partie de la nappe, d'autre part, vers la plaine de Bouteldja contribuant ainsi à alimenter au Sud la nappe captive des graviers. Des affleurements de nappe sous forme de marécages (*garaets, néchas*) existent en différents points de ce massif. Le gradient hydraulique est particulièrement élevé (1,7 %), notamment au droit des grandes dénivellations dunaires. Les valeurs de transmissivité calculées par essais de pompage sont comprises entre 10<sup>-4</sup> et 10<sup>-2</sup> m<sup>2</sup>/s, le coefficient d'emmagasinement est en moyenne de 11%, caractérisant ainsi une nappe libre.

\* *Impératifs expérimentaux.* La méthode d'injection par bouffée en un seul puits a été appliquée en juillet 1987 à l'aplomb du forage F3 (fig. 3a). Notre choix a porté sur l'injection d'une solution de chlorure de sodium, traceur qui peut être facilement repéré à la surface du sol par des mesures de résistivité électrique.

La concentration totale en équivalent NaCl est de 100 mg/l correspondant à une résistivité de l'eau d'imbibition  $\rho_w$  de 50 Ω.m (fig. 4). D'autre part, l'interprétation d'un sondage électrique réalisé à 300 m au Sud du forage F3 (fig. 3b), permet d'attribuer à la formation aquifère une résistivité  $\rho_t$  de 440 Ω.m. Cette valeur correspond d'après la relation d'Archie ( $\rho_t / \rho_w = 1 / \Phi^{1.3}$ ) à une porosité totale  $\Phi$  des alluvions de 18,8 %. La porosité efficace sera égale à la porosité totale diminuée de la capacité de rétention spécifique qui peut être évaluée au moyen du diagramme d'Eckis (fig. 5). La porosité efficace ainsi corrigée serait de 15 %.

En ajoutant donc une quantité de 0,1 g/l de sel, à une eau de résistivité voisine de 50 Ω.m, on provoquerait une baisse de 50 % de la résistivité de la formation aquifère. Il faudra donc 50 Kg de sel pour arriver à une telle diminution dans un volume de 1670 m<sup>3</sup> d'un terrain ayant une porosité maximale de 25 %.

En réalité, compte tenu de la dispersion cinématique due à l'écoulement de l'eau et de la

EMPLOI DE LA THERMOMÉTRIE POUR L'ESTIMATION DES CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DANS UN AQUIFÈRE

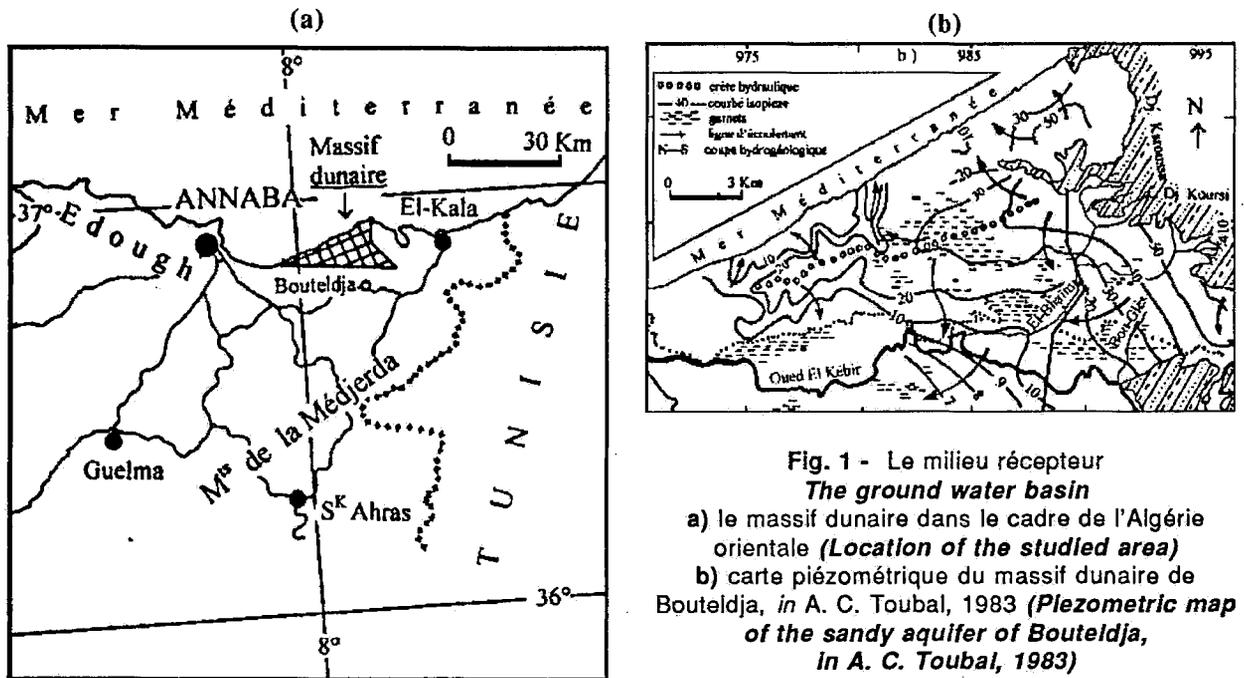


Fig. 1 - Le milieu récepteur  
**The ground water basin**  
 a) le massif dunaire dans le cadre de l'Algérie orientale (*Location of the studied area*)  
 b) carte piézométrique du massif dunaire de Bouteldja, in A. C. Toubal, 1983 (*Piezometric map of the sandy aquifer of Bouteldja, in A. C. Toubal, 1983*)

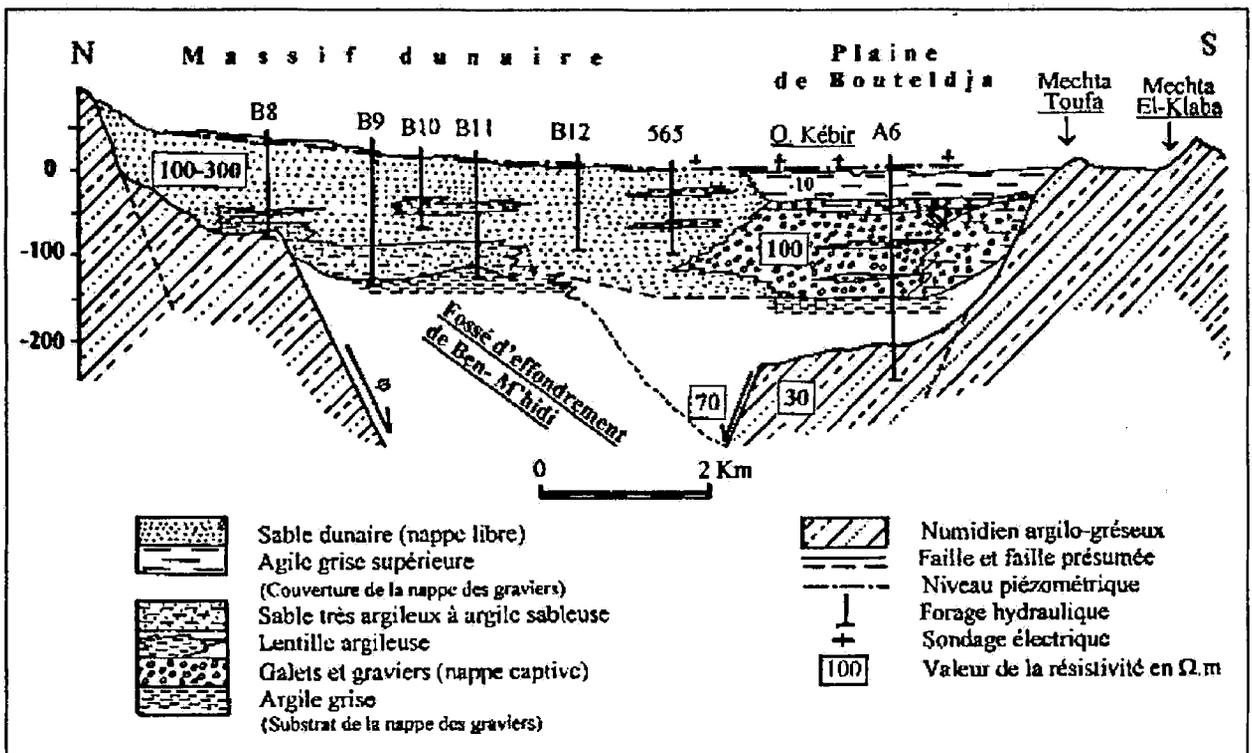


Fig. 2 - Coupe hydrogéologique interprétative (in A. C. Toubal, 1983)  
*hydrogeological cross section, (in A. C. Toubal, 1983)*

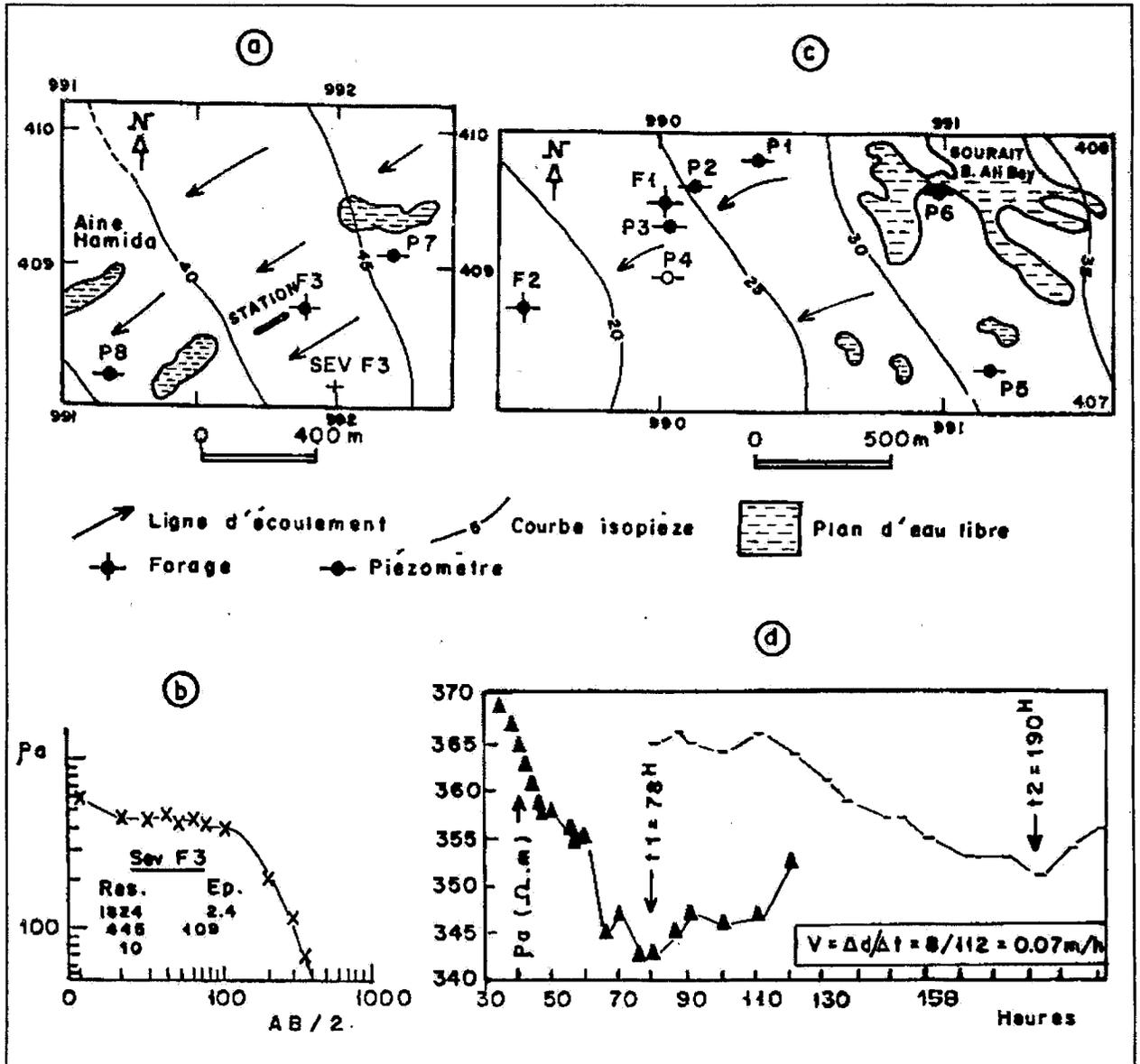


Fig. 3 - Mesure de la vitesse de l'écoulement souterrain.  
Measurement of the groundwater flow

a) et c) localisation des points de mesure (location of the measurement points), b) exemple de sondage électrique paramétrique (example of parametric electrical sounding), d) repérage du traceur à l'aide de mesures de résistivité électrique (tracer's detection by electrical resistivity's measurements).

différence des temps séparant l'apparition de l'anomalie maximale sur la courbe relative aux deux stations de mesure considérées. La vitesse de déplacement ainsi déterminée serait de 1,7 m/jour. Cette méthode dite de l'anomalie maximale, repose sur l'hypothèse qu'au centre du nuage de saumure, la concentration est la plus élevée et que le centre se déplace à la même vitesse que la nappe.

### III - MÉTHODE DES TEMPÉRATURES

#### 1 - Fondements de la méthode

\* *Equation de la chaleur.* On aborde généralement le problème des transferts thermiques en milieu perméable saturé d'eau, par la théorie des milieux poreux. On suppose que localement, les températures du solide et de l'eau sont identiques et on peut obtenir l'équation de la chaleur suivante:

$$(\rho c)^* \frac{\partial \theta}{\partial t} + \underbrace{(\rho c)_f \vec{U} \cdot \text{grad} \theta}_{\text{convection}} = \underbrace{\text{div}(\lambda^* \text{grad} \theta)}_{\text{conduction}} + A \quad (1)$$

où  $(\rho c)^*$  et  $(\rho c)_f$  désignent respectivement la capacité calorifique du milieu composite et de l'eau,  $\vec{U}$  la vitesse efficace de l'eau dans le milieu,  $\lambda^*$  la conductivité effective qui tient compte de la dispersion thermique associée aux circulations dans les pores,  $A$  étant un éventuel terme source de production ou de consommation de chaleur.

L'eau étant en écoulement, la conductivité est une fonction de la vitesse d'écoulement. En pratique la conductivité devient tensorielle et admet les composantes principales suivantes (Demarsily, 1988):

$$\begin{aligned} \lambda_L &= \lambda_0 + \beta_L \rho c |\vec{U}| \\ \lambda_T &= \lambda_0 + \beta_T \rho c |\vec{U}| \end{aligned} \quad (2)$$

$\lambda_0$  est la conductivité en l'absence d'écoulement, et  $\beta_L$ ,  $\beta_T$  sont les dispersivités thermiques, s'exprimant en unités de longueur.

On reconnaît dans l'équation (1) un terme conductif qui exprime le fait que la chaleur se déplace par rapport à la matière et un terme convectif lié au mouvement de l'eau. Les transferts de chaleur par convection peuvent jouer un rôle important au niveau des grands systèmes aquifères.

\* *Flux géothermique et convection naturelle.* Dans une nappe d'eau souterraine horizontale dont la vitesse d'écoulement est négligeable, le gradient géothermique peut induire une convection naturelle caractérisée par un nombre de Rayleigh sans dimension (Combarnous, 1978):

$$Ra^* = \frac{\alpha \rho g (\rho c)_f k}{\mu \lambda^*} e \Delta \theta \quad (3)$$

- $\alpha$ : coefficient d'expansion thermique de l'eau =  $2,0678 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$  à  $20^\circ \text{ C}$
- $\rho$ : masse volumique de l'eau =  $10^3 \text{ Kg/m}^3$
- $g$ : accélération de la pesanteur =  $9,81 \text{ m/s}^2$
- $(\rho c)$ : capacité calorifique volumique de l'eau =  $4,185 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ K}$
- $k$ : perméabilité intrinsèque du milieu poreux,  $\text{m}^2$
- $k = K\mu/\rho g$ .  $K$  étant la perméabilité de Darcy en  $\text{m/s}$ , supposée isotrope
- $\mu$ : viscosité dynamique de l'eau =  $10^{-3} \text{ Pa.s}$  à  $20^\circ \text{ C}$
- $\lambda^*$ : conductivité thermique équivalente du milieu poreux (eau + solide) =  $2,5 \text{ W/m/K}$
- $e$ : épaisseur de la nappe en mètres
- $\Delta \theta$ : différence de température entre les épontes

Pour  $\Delta \theta$  on prend  $3,36 \text{ K}$ , ce qui correspond au gradient géothermique normal observé sur la région pour une épaisseur de  $100 \text{ m}$  de sables ( $e=100 \text{ m}$ ).

Dans la formule (3) on suppose que la perméabilité est isotrope, ce qui n'est pas le cas pour le massif dunaire de Bouteldja qui est caractérisé par une stratification marquée. On doit dans ce cas prendre en compte la perméabilité verticale car c'est elle qui détermine l'importance des mouvements gravitaires verticaux. Les études entreprises *In situ* (Toubal 1983, 1996) ont abouti à une valeur de la perméabilité

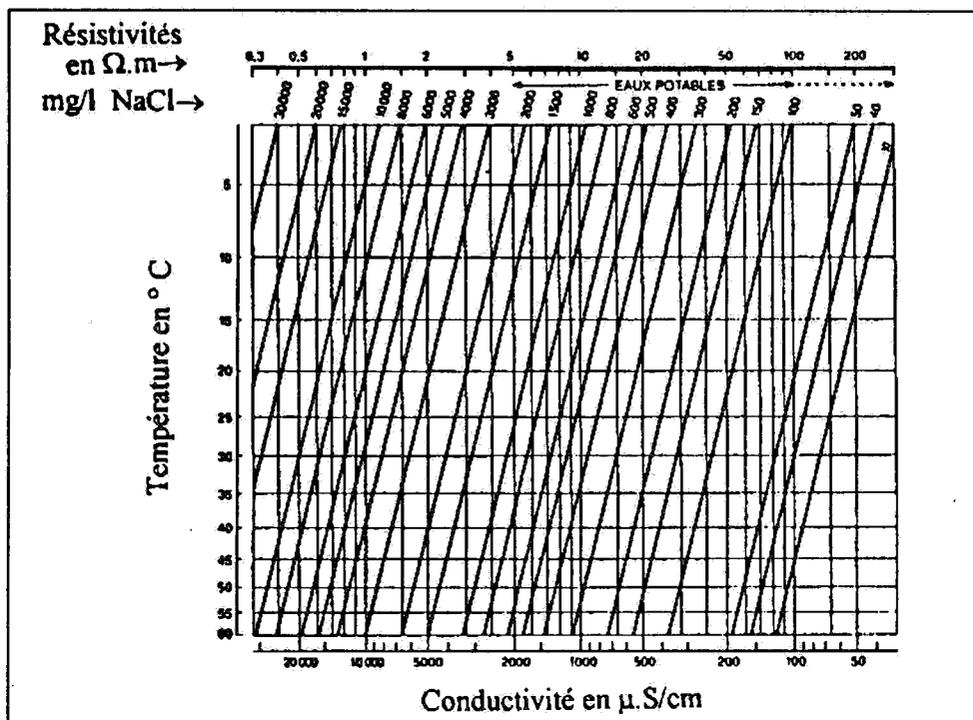


Fig. 4 - Résistivité de solutions NaCl en fonction de la concentration et de la température, d'après documents Schlumberger

*Resistivity of solution of sodium chloride as a function of concentration and temperature, according to Schlumberger documents*

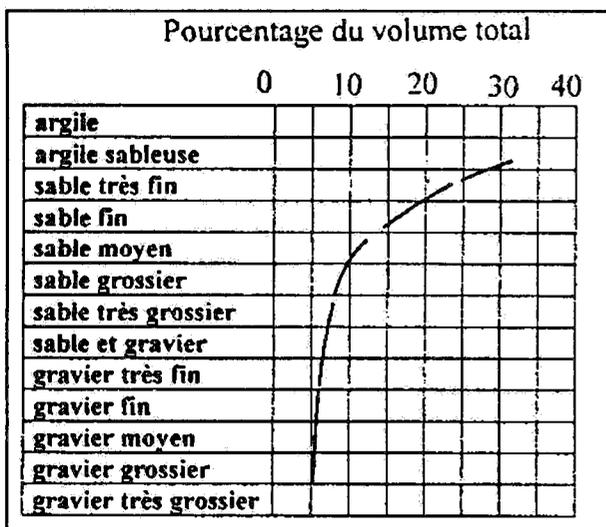


Fig. 5 - Diagramme d'Eckis  
Eckis diagram

diffusion moléculaire, le sel injecté ponctuellement occupera progressivement un volume croissant en fonction du temps et de la distance, mais avec une concentration décroissante selon une loi que l'on ignore *a priori*.

## 2 - Résultats

Le cheminement du traceur est suivi depuis la surface du sol par des mesures de résistivité effectuées à l'aide d'un dispositif *Schlumberger*, au droit de deux stations distantes de 8 et 16 m du point d'injection. Les stations de mesure ainsi que le forage sont alignés dans le sens de l'écoulement souterrain (fig. 3a). Les courbes de variation de la résistivité apparente en fonction du temps (fig. 3d) permettent de calculer la vitesse de déplacement modale de l'écoulement de la nappe en prenant la

verticale d'environ  $2,2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ . Les autres valeurs des grandeurs intervenant dans le nombre de Rayleigh sont classiques et on obtient alors :  $Ra^* = 0,26$ .

Le nombre de Rayleigh de filtration est faible puisque le nombre de Rayleigh critique, à partir duquel apparaît la convection dans une couche horizontale poreuse à perméabilité isotrope et homogène, d'extension infinie, est égale à  $4\pi^2$ . En l'absence d'une *circulation hydrogéologique* importante la convection naturelle n'intervient donc pas.

\* *Effets du rayonnement solaire et rôle des plans d'eau libres.* La principale source de chaleur de la couche la plus superficielle du milieu souterrain provient des rayonnements solaires. Cette chaleur se propage dans le sol par des ondes thermiques journalières et annuelles, jusqu'à une certaine profondeur neutre, limitant ainsi par le bas une zone dite d'hétérothermie (Schöeller, 1962). Sous cette zone d'hétérothermie, existe une zone d'homothermie balayée par le flux de chaleur émanant de l'intérieur de la terre. Le flux reçu du soleil qui est de  $0,18 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$  est incomparablement plus grand que le flux géothermique qui lui est estimé à  $1,3 \pm 0,1 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ .

Le réservoir aquifère de Bouteldja se situe essentiellement dans la zone d'hétérothermie annuelle; il subit donc notablement l'influence des variations saisonnières de température.

Les variations diurnes et saisonnières du rayonnement solaire imposent des variations correspondantes de la température du sol, variations qui se propagent et s'atténuent en fonction de la profondeur. Cette propagation peut être décrite par l'équation de la chaleur en conduction à une dimension dans un demi-espace homogène:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = d_s \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (4)$$

où  $d_s$  désigne la diffusivité spécifique du milieu et  $z$  la profondeur (positive) sous la surface. Pour une perturbation de période  $T$  et d'amplitude  $\theta_0$ , la solution périodique de cette équation qui tend vers 0 pour  $z$  tendant vers l'infini est:

$$\theta(z, t) = \theta_0 \cos\left(\frac{2\pi}{T} - z\sqrt{\frac{\pi}{d_s T}}\right) \exp\left(-z\sqrt{\frac{\pi}{d_s T}}\right) \quad (5)$$

On peut également utiliser la formule simplifiée suivante:

$$\theta(z, t) = \theta_0 \exp\left(-z\sqrt{\frac{\pi}{d_s T}}\right) \quad (6)$$

Les solutions (5) et (6) appellent divers commentaires:

- L'amplitude de la perturbation décroît exponentiellement avec la profondeur. A toute profondeur, la température varie avec la même période qu'en surface, mais avec un déphasage.

- Pour la station de Ben-M'hidi, l'amplitude thermique annuelle dans le sol, peut être évaluée en appliquant selon E. Scott Bair et R. R. Parizek (1978) l'équation (6). Dans les calculs, on admettra les valeurs suivantes (unités CGS) qui correspondent à un terrain sableux:

\* conductibilité thermique du milieu :

$$\lambda^* = 0,004 \text{ cal/cm} \cdot \text{s} \cdot ^\circ\text{C}$$

\* chaleur spécifique du milieu :

$$c = 0,35 \text{ cal/g} \cdot ^\circ\text{C}$$

\* masse volumique du milieu :

$$\rho = 2 \text{ g/cm}^3$$

\* diffusion spécifique du milieu :

$$d_s = \lambda^* / \rho c = 0,0057 \text{ cm}^2/\text{s}$$

\* amplitude annuelle de la température de l'air à Ben M'hidi :  $\theta_0 = 27^\circ,3$

\* période du cycle de variation de la température:

$$T = 31\,356\,000 \text{ secondes.}$$

\* profondeur  $Z$  en centimètres

Selon de telles considérations théoriques, l'influence des variations saisonnières des températures de l'air sur le sol, dans un aquifère sableux, conduirait à une amplitude thermique annuelle  $\theta$  d'environ  $3,4^{\circ}\text{C}$  pour une profondeur de 5m. A une profondeur de 10m, l'amplitude annuelle de la température du sol ne serait plus que de  $0,5^{\circ}\text{C}$  environ.

Les amplitudes thermiques enregistrées dans les forages, à proximité des zones d'affleurement de la nappe, sont toutefois beaucoup plus importantes (fig. 6 et 7a). Le phénomène de diffusion thermique (conduction) à partir des corps hydriques superficiels ne pourrait donc à lui seul expliquer l'ampleur d'un tel écart et ce en raison de la faible conductibilité thermique spécifique de l'eau et du milieu. Il est alors légitime de penser que la propagation de chaleur à partir des corps superficiels est surtout régie par le phénomène de convection thermique, en relation avec un mouvement intense des eaux souterraines. Dans ces conditions, la température peut être utilisée en tant que traceur naturel, pour déterminer la vitesse effective d'écoulement des eaux souterraines. Il suffit pour cela de mesurer sur une période aussi longue que possible, la température de l'eau au niveau des *garaets* ainsi que dans les ouvrages de captage qui les avoisinent. Pour chaque point d'observation, on reporte sur un diagramme les températures en fonction du temps (fig. 6). L'intervalle de temps  $\Delta t$  s'écoulant entre les dates d'observation des pics de température enregistrée dans la *garâa* et dans le puits situé à l'aval, correspond en première approximation, au temps nécessaire à la chaleur pour se transférer du plan d'eau libre au puits considéré. En supposant l'aquifère homogène, le rapport  $L/\Delta t$  exprimera la vitesse de déplacement de l'eau dans le sous-sol, L étant la distance qui sépare la *garâa* au puits respectif.

## 2 - Mesures et résultats

Les mesures de température ont été réalisées au cours de l'année 1984 à l'aide d'un thermomètre de laboratoire, au droit de 13 ouvrages captant la nappe aquifère de Bouteldja (fig. 3a et 3c, fig. 6). Tous les points de mesure sont situés à l'aval de plans d'eau

libre, et dans la direction du flux d'eau souterrain, à des distances variant entre 50 et 1250 m. L'examen des cartes piézométriques établies en 1981 et le complément de mesures effectué au cours de la campagne 1984 ont permis de préciser la direction de l'écoulement et d'évaluer avec plus de précision le gradient hydraulique. Les mesures, d'une fréquence mensuelle, ont été effectuées du mois d'avril à octobre et ont été arrêtées à un moment où l'on a pu identifier avec certitude les pics de température dans les puits. Le tableau I indique que la vitesse de déplacement

Tableau I: Mesure de la vitesse d'écoulement, éléments de calcul.  
*Measurement of the flow velocity, elements of calculus*

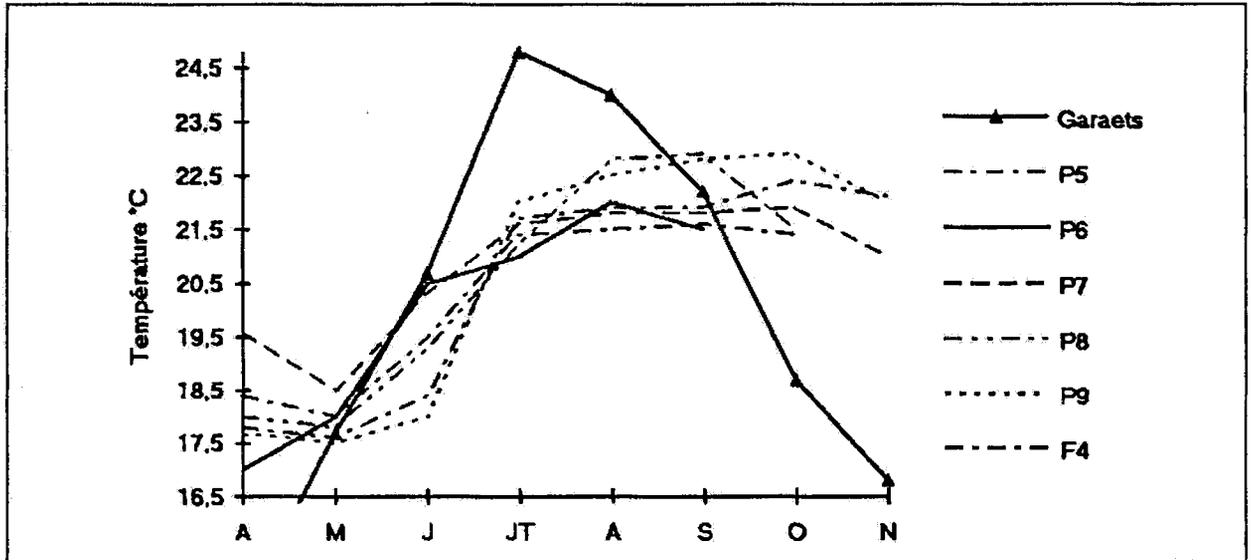
Pt. d'eau	NS/sol (m)	$\Delta T$ ( $^{\circ}\text{C}$ )	$\Delta L$ (m)	$\Delta t$ (j)	$V_e$ (m/j)
F1	8.01	2.8			
P1	11.25	2.6			
P2	14.9	2.7			
P3	9.03	2.9	750	60	12.60
P4	9.0	4.1	660	60	11
F2		3.2	1250	90	13.88
P5	5.45	3.6	100	60	1.66
P6	8.1	5	50	30	1.66
F3	3.7	2	500	60	8.33
P7	8	3.4	170	90	1.88
P8	5	5.1	200	60	3.33
F4	2	4.8	110	90	1.22
P9	2.55	5.2	100	90	1.11

ainsi calculée varie entre 1 et 14m/j. Dans certains secteurs, les valeurs paraissent excessives et peu compatibles avec la nature lithologique du réservoir aquifère notamment là où existent des niveaux de matériau pélicite et tourbeux.

L'étude de la variation de l'amplitude thermique et du temps de propagation de l'onde thermique en fonction des distances a permis de lever l'ambiguïté. L'analyse des graphes représentés par les figures 7a et 7b permet en effet de porter notre choix sur les seuls puits F4, P5, P6, P7, P9 (et dans une moindre mesure P8) pour lesquels amplitude thermique et temps de transfert de la chaleur semblent dépendre de la distance au plan d'eau libre. A une distance supérieure à 300m, le signal thermique est sûrement masqué par d'autres phénomènes. Ces considérations traduiraient au fait une prépondérance du phénomène de transfert de chaleur par convection à partir des *garaets* pour des

EMPLOI DE LA THERMOMÉTRIE POUR L'ESTIMATION DES CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DANS UN AQUIFÈRE

(a)



(b)

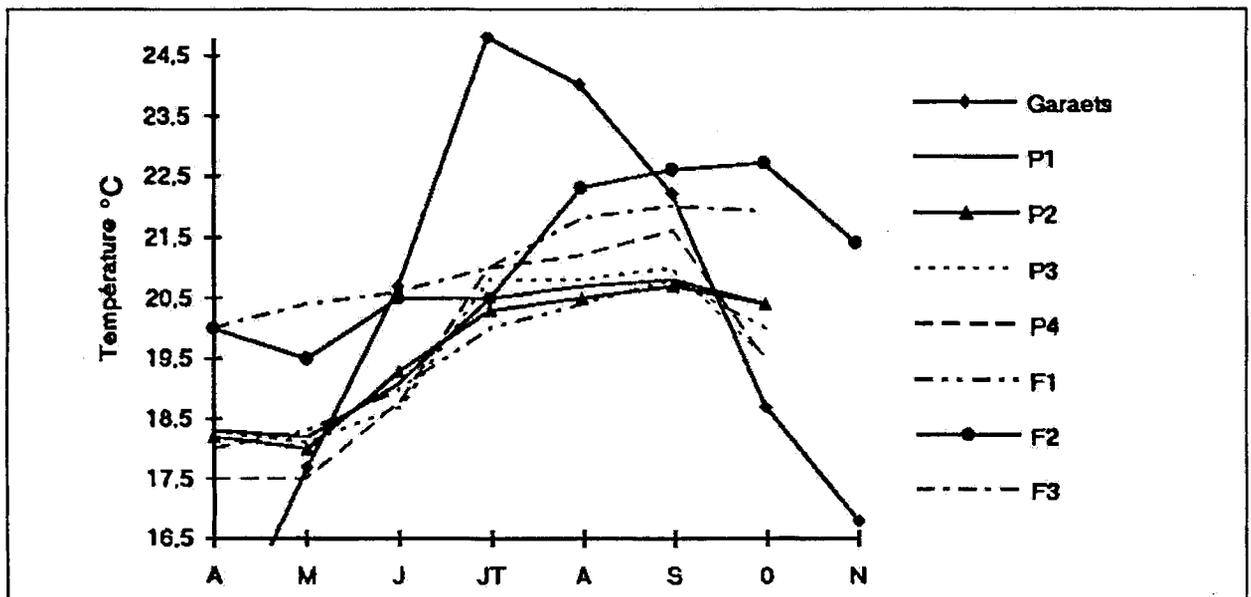


Fig. 6 - Température de l'eau dans les puits et garaets  
*Water temperature in the wells and swamps*  
 a ) puits exclus (*excluded wells*), b ) puits retenus (*kept wells*).

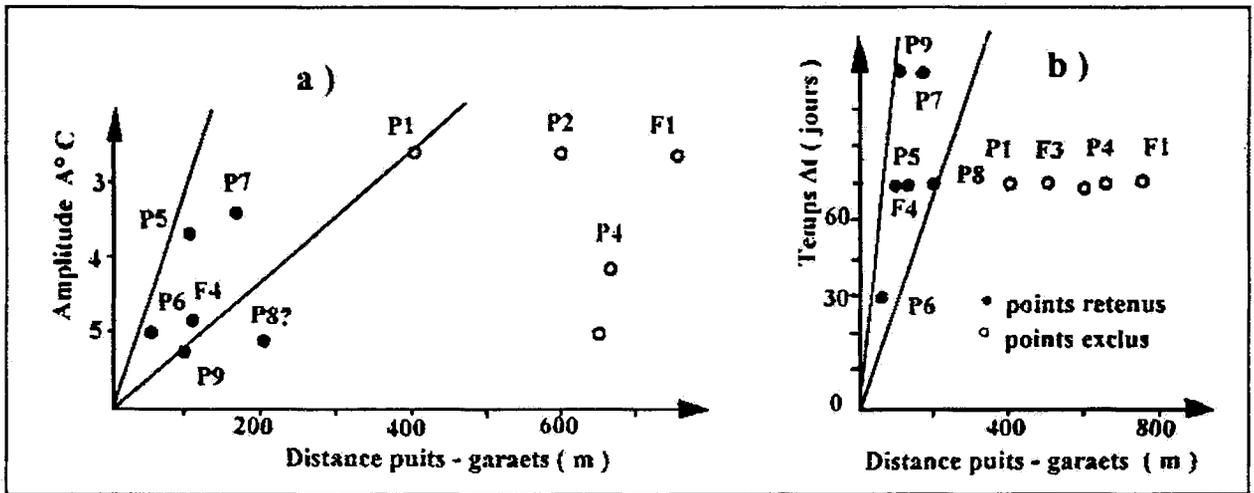


Fig. 7 - La température en tant que traceur naturel

*The temperature as much as natural tracer:*

a) amplitude thermique de l'eau des puits en fonction de la distance aux *garaets* (*water thermal amplitude of the wells as a function of the distances to the swamps*), b) temps de propagation de l'onde thermique et distance entre puits et *garaets* (*propagation time of the thermic wave and distance between wells and swamps*).

distances inférieures à 300 m. Si par ailleurs l'on considère que les mesures mensuelles comportent une erreur d'évaluation du temps de parcours de 15 jours, les valeurs de la vitesse s'échelonnaient alors dans les intervalles indiqués dans le tableau II.

Tableau II: Valeurs de la vitesse d'écoulement  
*Values of the flow velocity*

N° Puits	P5	P6	P7	P8	F4	P9	F3
Vemin (m/j)	1.3	1.1	1.6	2.6	1	0.95	6
Vemax (m/j)	2.2	3.3	2.2	13	1.4	1.33	11

#### IV - APPROCHE DES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES, DISCUSSION

La vitesse effective s'écrit selon Darcy:

$$v_e = Q/(S \times i) = (K \times i)/\Phi_e \quad (7)$$

- Q: débit.
- S: section transversale
- K: perméabilité
- i: gradient hydraulique
- $\Phi_e$ : porosité efficace

Cette formule permet de calculer la perméabilité et la transmissivité selon les notations inscrites dans le tableau III. Pour les besoins du calcul, la vitesse effective (ou vitesse convective, De Marsily 1976) est assimilée à la vitesse de déplacement déduite des mesures expérimentales.

Pour tester davantage la validité des résultats obtenus, le coefficient de perméabilité des sables de Bouteldja a été déterminé à l'aide de deux séries de méthodes complémentaires aux précédentes:

- des mesures faites au laboratoire, sur échantillons: Perméamètre, granulométrie;
- des mesures réalisées *In situ*: pompage, essais Lefranc.

Le tableau IV et la figure 8 regroupent les différents résultats. Il se dégage une bonne concordance entre les mesures faites *In situ*, alors que les méthodes de laboratoire marquent leur désaccord par un regroupement des valeurs vers les intervalles à faible perméabilité pour le

**Tableau III: Détermination des paramètres hydrodynamiques**  
**Determination of the hydrodynamic parameters**

N° Ouvrage	Vitesse effective Ve. 10 <sup>-5</sup> m/s		Porosité ef Φ. 10 <sup>-2</sup>	Gradient hydraulique i. 10 <sup>-2</sup>	Perméabilité K. 10 <sup>-5</sup> m/s		Epaisseur E m	Transmissivité T=K.E. 10 <sup>-2</sup> m <sup>2</sup> /s	
	Min.	Max.			Min.	Max.		Min.	Max.
P5	1.5	2.54	18	0.89	30	51	80	2.4	4
P6	1.27	3.81	18	0.68	33	100	80	2.6	8
F3 NaCl T°	1.96		15	0.74	39		90	3.5	
	6.9	12.7	15	0.74	57	139	90		
P7	1.85	2.54	15	0.74	37	51	76	2.8	3.8
P8	3	15	15	0.8	56	281	76		
F4	1.15	1.6	12	0.78	17	24	110	1.8	2.6
P9	1.09	1.53	12	0.78	16	23	112	1.8	2.5

**Tableau IV: Plages des perméabilités  
déterminées par différentes méthodes**  
**Some permeability's intervals determined  
by various methods**

Perméabilité m/s)	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-2</sup>
Perméamètre		*****	****			
Granulométrie				*****		
Essais Lefranc		*****	*****	*****	****	
Essais Lefranc. Km		*****	*****	*****		
Essais de pompage		*****	*****	**		
Formule de Dupuit			*****	*		
Traçage			*****			

perméamètre, ou à forte perméabilité en ce qui concerne la méthode granulométrique. Les mesures faites à l'aide d'un perméamètre sont souvent sujettes à caution, car l'échantillon détaché de son milieu originel, ne se trouve plus au moment de l'essai dans les conditions de gisement. Les valeurs de K déduites de la formule de Hazen sur la base des résultats de l'analyse granulométrique, sont surestimées du fait de l'état de non-consolidation primaire des échantillons de sable. Les valeurs issues de l'interprétation des essais Lefranc sont en harmonie avec celles déduites des essais de pompage (10<sup>-6</sup> à 3.10<sup>-3</sup> m/s) d'une part, et des méthodes de traçage d'autre part.

La grande dispersion des valeurs s'expliquerait en revanche par l'hétérogénéité du massif dunaire, constitué d'une masse sableuse à structure orientée, caractérisée par plusieurs niveaux à fraction silteuse plus ou moins fine. L'essai Lefranc réalisé à plusieurs profondeurs, à l'avancement du forage, a d'ailleurs permis de faire une approche de

l'anisotropie du terrain. La valeur  $K_m = \sqrt{K_h \times K_v}$ , (Kh = perméabilité horizontale, Kv = perméabilité verticale), caractérisant la perméabilité moyenne de l'empilement des couches sableuses et argileuses, varie entre 4,4 / 10<sup>-6</sup> et 8. 10<sup>-4</sup> m/s, se rapprochant ainsi davantage des valeurs déduites des essais de pompage.

Ainsi les valeurs de perméabilité déterminées à l'aide de traceurs semblent être raisonnables. Toutefois il est important de se rappeler que la vitesse ainsi déterminée, traduit la *moyenne* d'un ensemble de vitesses particulières microscopiques: elle n'a qu'une signification cinématique moyenne et statistique, dépendant de la procédure expérimentale appliquée et du temps de transit mesuré. Cette vitesse ne peut être reliée analytiquement aux vitesses macroscopiques conceptuelles (vitesse effective) qui dérivent de la loi de Darcy.

## V - CONCLUSION

Sur un plan fondamental, on constate que la convection naturelle d'origine profonde est peu probable puisque le nombre de Rayleigh de filtration est faible: à l'échelle régionale il ne doit pas exister de rouleaux de convection dans la nappe et l'eau est stratifiée suivant la température dans toute l'épaisseur de la couche d'alluvions. Il convient cependant d'émettre quelques réserves sur l'analyse faite ici car certaines configurations géométriques de nappes aquifères sont inconditionnellement instables (Combarnous, 1978).

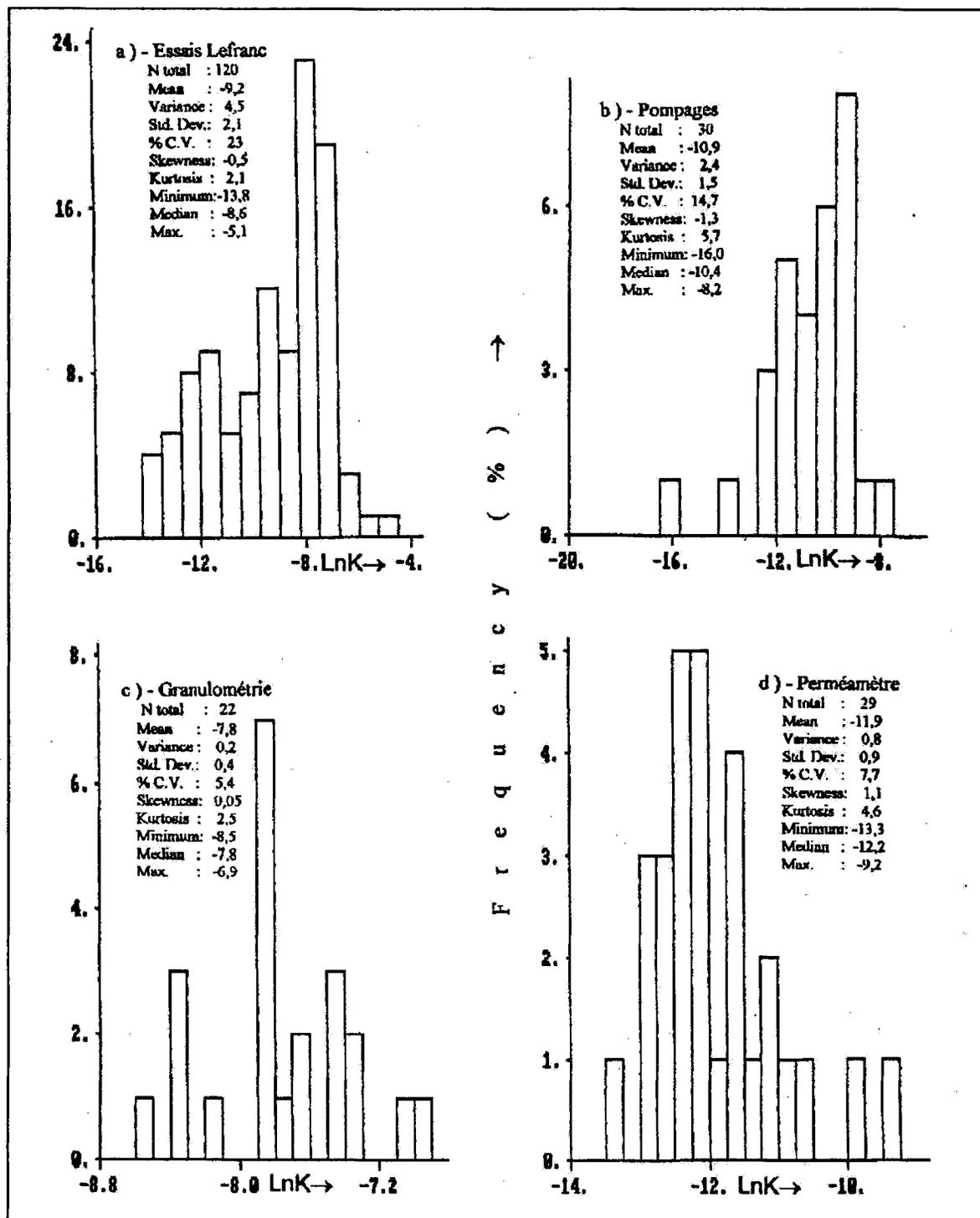


Fig. 8 - Histogrammes des perméabilités  
 Histograms of the hydraulic conductivities

## EMPLOI DE LA THERMOMÉTRIE POUR L'ESTIMATION DES CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DANS UN AQUIFÈRE

Il est par ailleurs montré qu'à l'échelle annuelle, l'effet conductif généré par le rayonnement solaire se limite à une profondeur de 10 m. L'hypothèse de l'existence d'un mode de transfert thermique par convection à partir des plans d'eau libre est alors envisagée pour expliquer l'amplitude des perturbations mesurées.

*D'un point de vue purement utilitaire*, on constate que les différentes méthodes aboutissent à des résultats comparables. La vitesse de déplacement des eaux souterraines serait d'environ 1,7 m/jour et les valeurs de perméabilité déterminées à l'aide des traceurs s'échelonnent entre  $10^{-5}$  et  $10^{-4}$  m/s. Il paraît évident que les méthodes expérimentales utilisant les traceurs ont un large champ d'application lorsqu'on a besoin de connaître directement la vitesse de déplacement de l'eau souterraine. *La méthode des températures en particulier peut être appliquée avec profit, dans les études d'alimentation artificielle des nappes et de pollution (projet Mitidja) à condition d'en améliorer l'interprétation en se basant sur une réflexion théorique plus approfondie.*

**Remerciements:** Je dois de vifs remerciements à Messieurs les Professeurs P. Verdeil et A. Issaadi, pour l'intérêt et les conseils qu'ils m'ont prodigués tout au long de cette étude. Ma gratitude va également à Monsieur P. Pouchan, Professeur à l'Institut de Géodynamique de l'Université de Bordeaux 3, pour l'acuité de ses suggestions.

## BIBLIOGRAPHIE

- BEAR, J., 1967.** Dynamics of fluids in porous media. *American Elsevier Publishing Co* inc. 764 p.
- BEREST, P., 1988.** Phénomènes thermiques en Géotechnique. *Manuel du BRGM «La thermomécanique des roches»,* 16, 13-67.
- BIA, P. ET COMBARNOUS, M., 1975.** Transfert de chaleur et de masse. *Rev. Inst. fr. du Pétrole.* XXX, 3, 361-395.
- CASTANY, G., 1982.** Principes et méthodes de l'Hydrogéologie. *Dunod Université, Paris,* 236 p.
- COMBARNOUS, M. A. ET BORIES, S. A., 1975.** Hydrothermal convection in saturated porous media. *Advances in Hydrosciences*, edited by VEN TE CHOW, *Academic Press*, vol. 10, 232-307.
- COMBARNOUS, M., 1978.** Convection naturelle en milieu poreux et systèmes géothermiques. 6<sup>e</sup> Conférence internationale sur le transfert de chaleur, *Toronto*, vol. 7, 35-49.
- GARG, S. K. ET KASSOY, D. R., 1981.** Convective Heat and Mass Transfer in Hydrothermal Systems. In: «Geothermal Systems », Principles and cases histories. *Eds. Rybachand Muffler*, 37-76.
- GRINGARTEN, A. C. AND SAUTY, J. P.** A theoretical study of heat extraction from aquifers with uniform regional flow. *J. Geophys. Res.*, 80, 35, 4956-4962.
- HOSANSKI, J. M., 1980.** Contribution à l'étude des transferts thermiques en milieu fissuré. *Thèse Doct. Ing., Ecole des Mines de Paris et Univ. Paris VI*, 250 p.
- IRIS, P., 1980.** Etude de la valorisation énergétique des nappes souterraines peu profondes. *Revue générale de thermique*, 12, 224-225 et 687-697.
- KELLER, G. AND FRISCHKNECHT, F. C., 1972.** Electrical Methods in Geophysical Prospecting. *Pergamon Press*, 517 p.
- LALLEMAND, A. ET BARRÈS, 1971.** Mesure de la vitesse d'écoulement en milieu saturé par les méthodes de traçage. Etude documentaire. *Revue « Hydrogéologie » du B.R.G.M.* Section 3. n° 4, 9-15.
- MARSILY, DE, G., 1976.** Cours d'Hydrogéologie. Ecole Nationale Supérieure des Mines, Centre d'Informatique Géologique, Fontainebleau, 207 p.
- MARSILY, DE, G., 1976.** Quelques considérations pratiques sur la modélisation des flux thermiques et hydrauliques dans les milieux naturels. *Manuel du BRGM «La Thermo-mécanique des roches»,* 16, 131-149.
- SCHUELLER, H., 1962.** Les eaux souterraines. *Masson et C*, Paris, 642 p.
- SCOTT BAIR, E. AND PARIZEK, R.R., 1978.** Detection of permeability Variations by a *Shallow Geothermal Technique - Pennsylvania*, 38 p.
- TOUBAL, A. C., 1983.** Etude hydrogéologique du massif dunaire de Bouteldja, *Thèse de doctorat 3 cycle*. USTHB, 500 p.
- TOUBAL, A. C., 1996.** Anisotropie des réservoirs aquifères dunaires, *Colloque National des Sciences de la Terre*, Boumerdès, 20 - 21 mai 1996, résumé 1p.
- TOUBAL, A. C., 1996.** Les propriétés directionnelles des dépôts éoliens. *Deuxième Séminaire National sur l'Hydraulique*, Biskra, décembre 1996, communication, 6p.
- VASSEUR, G., 1988.** Propagation de la chaleur dans la Terre et flux géothermique. *Manuel du BRGM «La thermo-mécanique des roches»,* 16, 102-129.