

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE
DES MINES DE PARIS
Centre d'Informatique Géologique

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES
ET MINIERES
Département Géothermie et Hydroénergie

JR

ANALYSE DES ECOULEMENTS NATURELS
DANS L'AQUIFERE DU DOGGER A CACHAN

Traçage radioactif

Répartition des pressions statiques de gisement

par

Guy AUBERTIN
et
Jean-Pierre CHILES



ECOLE NATIONALE SUPERIEURE
DES MINES DE PARIS
Centre d'Informatique Géologique

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES
ET MINIERES
Département Géothermie et Hydroénergie

ANALYSE DES ECOULEMENTS NATURELS
DANS L'AQUIFERE DU DOGGER A CACHAN

=====

Traçage radioactif
Répartition des pressions statiques de gisement

par

Guy AUBERTIN
et
Jean-Pierre CHILES

ANALYSE DES ECOULEMENTS NATURELS DANS L'AQUIFERE DU DOGGER A CACHAN

-/-

I - INTRODUCTION

L'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris a demandé au BRGM de participer à l'interprétation des essais de mesure de la vitesse d'écoulement naturel du Dogger à CACHAN réalisés en septembre 1984.

Le présent rapport contient :

- une interprétation de la distribution des pressions statiques de gisement dans la région de CACHAN ;
- une analyse des effets de pseudo skin générés par la déviation des puits ;
- une analyse de l'effet de la diffusion moléculaire du traceur (Iode 131) utilisé pour les mesures ;
- une carte de transmissivité de la région parisienne obtenue par krigage de la quasi totalité des données ponctuelles existantes.

Ces différents éléments sont complémentaires aux travaux menés par l'ENSMP.

II - ANALYSE DE LA DISTRIBUTION DES PRESSIONS STATIQUES DE GISEMENT. RESERVOIR DU DOGGER DE LA REGION DE CACHAN. APPROCHE DES ECOULEMENTS NATURELS PAR EXAMEN DES GRADIENTS DE PRESSION

II.1 - La pression statique de gisement

Le fluide géothermal dans le réservoir est soumis à une pression intitulée en l'absence de pompage ou d'injection, pression statique de gisement.

Pour mesurer directement cette pression il faudrait être en mesure d'introduire des capteurs de pression au niveau du réservoir sans générer de perturbation. Le forage et les essais de production (ou test DST) perturbent l'état initial de la répartition des pressions dans un réservoir : aussi serait-on obligé d'attendre que l'aquifère ait retrouvé son état initial pour mesurer directement la pression statique de gisement. En pratique, pour des raisons économiques dans le cas des essais de production en géothermie et pour des raisons de sécurité dans le cas de l'exploration pétrolière (cas des tests DST), les opérateurs n'attendent jamais que les pressions se stabilisent à la valeur de la pression de gisement et cette dernière est obtenue par extrapolation de la loi de remontée de pression en fonction du temps effectivement mesurée.

Détermination de la pression statique

Les puits géothermiques sont mis en production (après stimulation par acidification du réservoir) en artésien ou en air lift selon les cas, à des débits dépassant généralement 100 m³/h. L'ordre de grandeur des durées de pompage est 12 heures. Cette période de production à débit constant est suivie d'une période de remontée de pression après fermeture du puits. Les valeurs de pression sont mesurées au moyen d'un capteur électronique (généralement à quartz) pendant la période de production et pendant en moyenne les 12 premières heures de la remontée. Les mesures sont généralement interrompues avant que la remontée de pression ne soit entièrement terminée. Il est cependant possible de déterminer la pression statique de gisement d'après ces mesures.

La figure 1 présente un exemple de remontée de pression enregistrée sur un des puits géothermiques de CREIL.

La loi de variation du niveau d'eau dans le puits après une période de production à débit constant est du type :

$$P - P(t) = A \log \frac{TP + \Delta T}{DT} \quad (1)$$

avec $P - P(t)$: rabattement dans le puits

A : terme constant dépendant du débit de production et des caractéristiques intrinsèques du réservoir

TP : durée de la production

ΔT : intervalle de temps séparant la fin de la période de production, du point de mesure

P : pression statique de gisement

$P(t)$: pression dans le puits mesurée à l'instant t.

A l'état statique le terme de gauche de l'équation (1) est nul. Ainsi pour déterminer la pression statique, il convient de prolonger la droite :

$$P - P(t) = A \log \frac{TP + \Delta T}{DT}$$

jusqu'à ce que :

$$\text{le } \log \frac{TP + \Delta T}{DT} = 1$$

ce qui correspond à faire tendre DT vers l'infini.

Dans les puits pétroliers d'exploration sont parfois réalisés des essais de couche (test DST). Les tests DST par opposition aux essais réalisés en géothermie sont de très courte durée et les quantités de fluide géothermal mis en production sont beaucoup moins grandes.

Le résultat obtenu est donc représentatif d'un volume de réservoir petit dans lequel les perturbations induites par les fluides de forage par exemple peuvent ne pas avoir été dissipées.

La figure 2 présente un diagramme de pression enregistré lors d'un test DST.

La pression statique peut donc être obtenue de deux façons :

- . lecture de la pression vierge de prédébit ;
- . lecture de la pression de fin de test et détermination de la pression statique extrapolée de la même façon que pour les essais de longue durée réalisés en géothermie.

II.2. - Les cartes de pression et la détermination des écoulements naturels

Rappel de la loi de Darcy

La vitesse d'écoulement laminaire d'un fluide incompressible dans un milieu poreux peut s'exprimer par la relation :

$$V = -\frac{1}{\emptyset} \times \frac{K}{\mu} \cdot \text{grad.} (P + \sigma gz) \quad (2)$$

avec V : vitesse d'écoulement réelle en cm/s

$\emptyset$: porosité en %

K : perméabilité en Darcy

μ : viscosité dynamique en centipoises

$\text{grad} (P + \sigma gz)$: gradient de pression en atm/cm

P : pression statique de gisement

σ : densité du fluide géothermal

z : profondeur verticale

Les ordres de grandeur des paramètres K , $\emptyset$ et μ du réservoir du Dogger sont bien connus en particulier dans les zones dans lesquelles un grand nombre de forages géothermiques ont été réalisés.

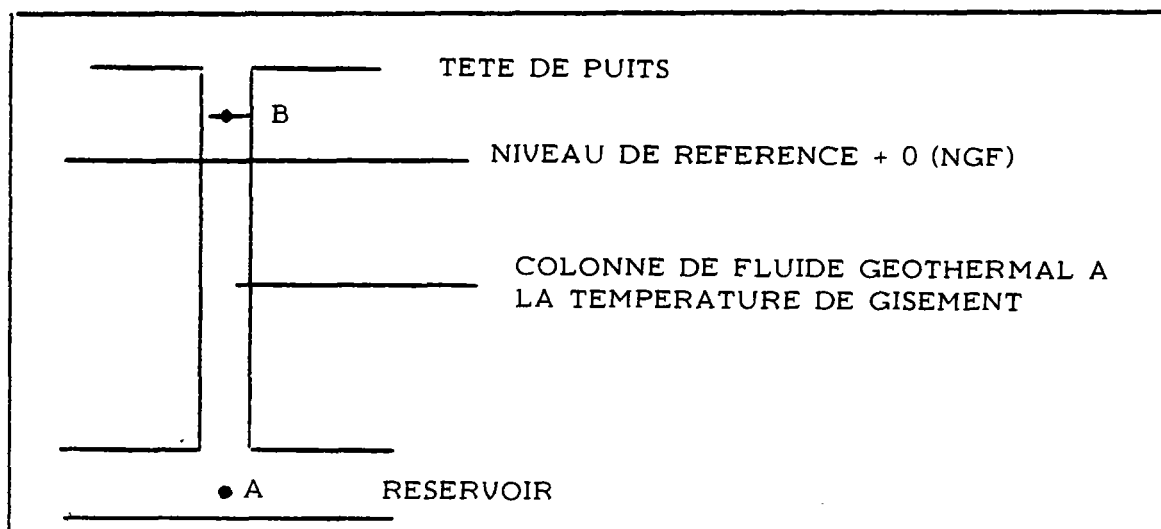
Ainsi, l'établissement de cartes de pressions statiques de gisement peut permettre de déterminer les gradients de pression. Par application de la loi de Darcy dans sa forme générale (2) on peut alors obtenir les ordres de grandeur des vitesses d'écoulements naturels dans le réservoir. La direction d'écoulement correspondant dans une première approximation à la direction perpendiculaire aux lignes d'égale pression .

Les différentes données de pression statique extrapolées dépendent en particulier de la profondeur des sondes de pression au moment de la mesure. Pour s'affranchir de ce problème de différences de profondeur des réservoirs et des sondes de pression, nous avons calculé des niveaux potentiométriques fictifs ; la comparaison de ces niveaux permet d'appréhender les gradients de pression existant entre deux points.

Calcul des niveaux potentiométriques fictifs

La valeur de la pression de gisement à une profondeur donnée dans un puits est connue (mesure directe ou mesure extrapolée).

Nous appelons niveau potentiométrique fictif, la hauteur de la colonne de fluide géothermal à la température de gisement équilibrant la pression de gisement.



Soit P_A la pression de gisement mesurée ou extrapolée.

$$\text{On a } P_A = \int_A^B \rho(z) g dz \quad \text{avec } z : \text{profondeur}$$

$\rho(z) : \text{masse volumique du fluide géothermal à une profondeur donnée}$
 $g : \text{accélération de la pesanteur}$

$\rho(z)$ varie en fonction de trois paramètres :

- . la température du fluide considéré (T)
- . la salinité (S)
- . la pression à la profondeur (P)

La masse volumique moyenne du fluide géothermal (ρ) dans le puits peut être déterminée de la façon suivante.

$$\rho = \rho_{\text{eau pure}}(T) \times \frac{1}{1 + \frac{dV}{V}(T,P)} \times F(S, T)$$

avec $\frac{dV}{V}(T,P)$: compressibilité volumique. Des abaques donnant ce paramètre en fonction de la température et de la pression ont été déterminées expérimentalement (DODSON et STANDING). Pour le calcul de la masse volumique moyenne on prendra P égal à la demi pression de gisement.

$\rho_{\text{eau pure}}(T)$: masse volumique de l'eau pure à une température donnée. De nombreux physiciens ont étudié cette loi de variation.

$F(S, T)$: facteur correctif permettant de passer de la masse volumique de l'eau pure à une température donnée à la masse volumique d'une eau salée (fluide géothermal) à la même température. SCHLUMBERGER et ELF ont étudié les valeurs de la fonction $F(S,T)$.

$$P_A = \rho g (Z_A - Z_B)$$

Connaissant ρ (densité moyenne du fluide géothermal dans la colonne), Z_A (profondeur de la sonde de pression), P_A (pression mesurée ou extrapolée), on peut déterminer Z_B .

Nous avons cartographié les différences exprimées en mètres entre Z_B (altitude de la colonne de fluide géothermal à la température de gisement équilibrant la pression de gisement) et le niveau de la mer (0 (NGF)).

Carte des niveaux potentiométriques du Dogger dans la région de CACHAN

Dans la proche région de CACHAN, les données de pression proviennent dans leur grande majorité des forages géothermiques et donnent des résultats qui semblent cohérents à l'échelle régionale. Une des mesures (GCDS2) est quelque peu décalée par rapport à la cohérence régionale.

La planche 2 présente les niveaux piézométriques fictifs calculés sur les différents puits géothermiques du secteur étudié. On peut observer une décroissance des niveaux potentiométriques du Sud vers le Nord le long d'une direction N 30 W.

II.3. - Application de la loi de Darcy et détermination de quelques vitesses d'écoulement dans la région de CACHAN.

L'application de la loi de Darcy sur des profils de réservoirs passant par les différents puits de CACHAN est présentée dans le tableau suivant.

Tronçon de réservoir	Distance entre puits en m	Variation de pression en m d'eau	Gradient de pression en kg/cm ² /km	Porosité moyenne sur la zone en %	Perméabilité moyenne en Darcy	Vitesse d'écoulement naturel en m/an
Entre GCDN2 et GCDN1	1107	10	0.903	0.15	2.1	94.9
Entre GCOS1 et GCDN2	1055	4	0.379	0.15	1.24	23.5
Entre GCDS1 et GCDS2	1051	9	0.8563	0.15	1.39	59.6

IMPACT DES VITESSES D'ÉCOULEMENT SUR LA DURÉE DE VIE DES DOUBLETS

La durée de vie des doublets va être légèrement affectée par l'existence d'un écoulement naturel dans le réservoir. Dans le cas de CACHAN, il apparaît que l'écoulement naturel va accroître la durée de vie des doublets, dans la mesure où les puits d'injection sont situés dans l'aval du puits de production.

La relation entre la vitesse de déplacement du front thermique et la vitesse d'écoulement hydraulique est la suivante :

$$V_{th} = V_e \times \frac{\phi \rho_F C_F}{\rho_A C_A} = V_D \frac{\rho_F C_F}{\rho_A C_A}$$

avec :

- ϕ : porosité
- V_e : vitesse effective ou vitesse moyenne de pore
- V_D : vitesse de Darcy ou vitesse apparente (moyenne calculée sur la section totale ΔS et non plus seulement sur la section $\phi \Delta S$ occupée par les pores)
- $\rho_A C_A$: est la capacité calorifique globale de l'aquifère
- $\rho_A C_A : \rho_P C_F \times (1 - \phi) \rho_R C_R$
- $\rho_R C_R$: est la capacité calorifique de la roche
- $\rho_F C_F$: est la capacité calorifique du fluide géothermal

FIGURE 1

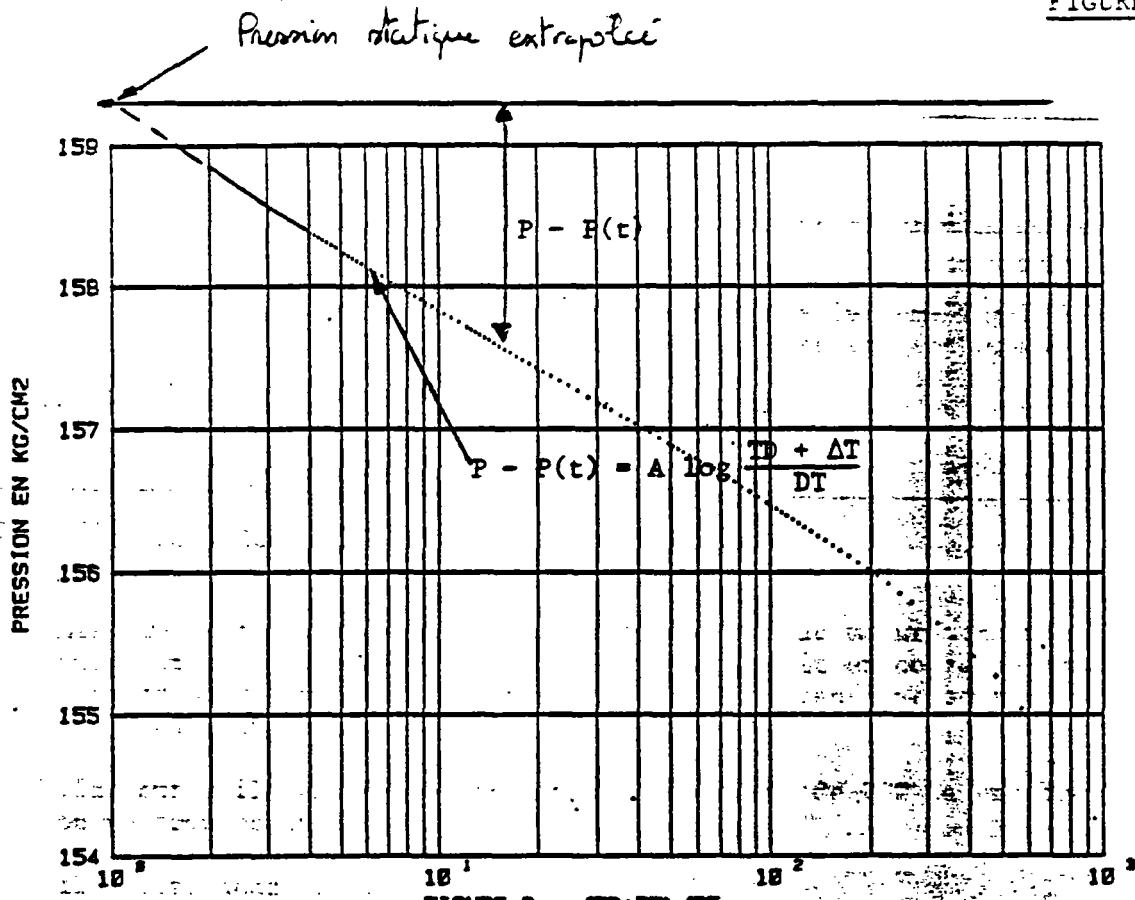
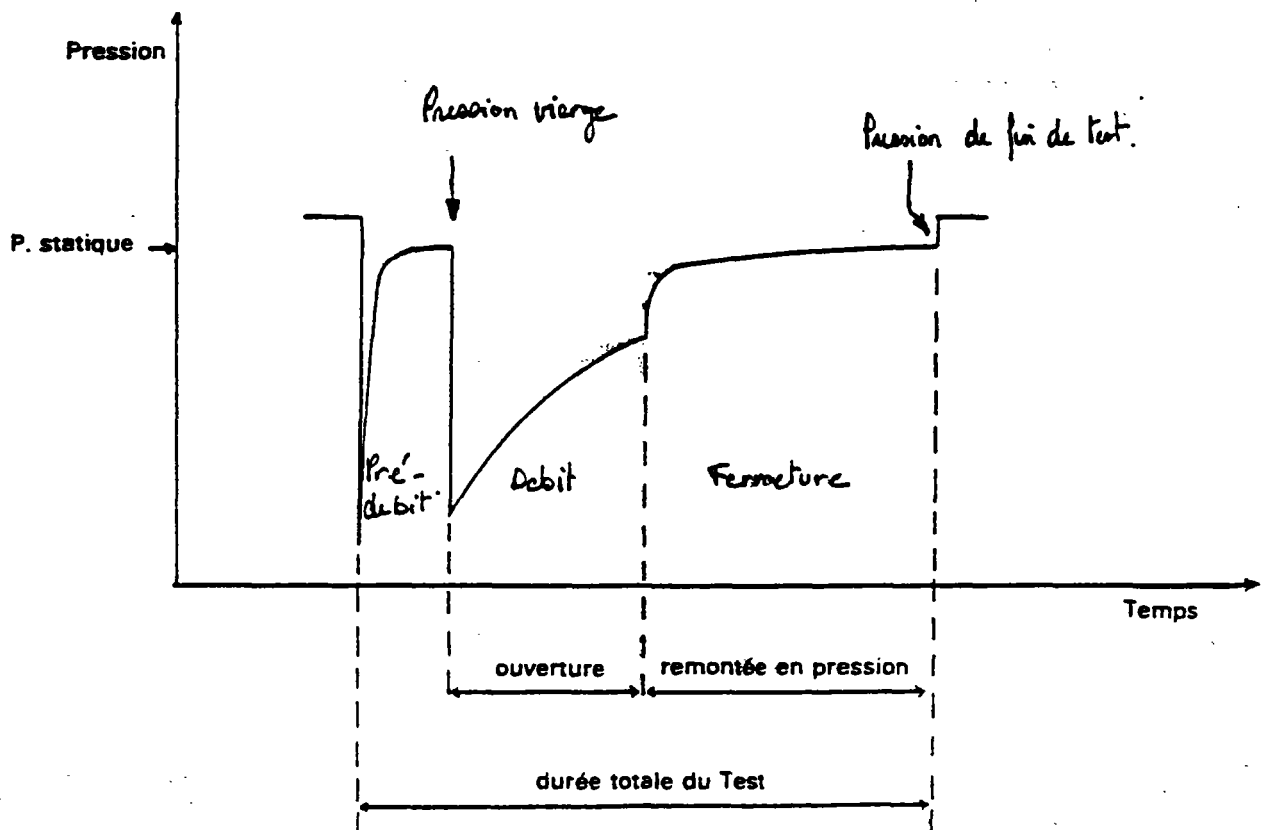


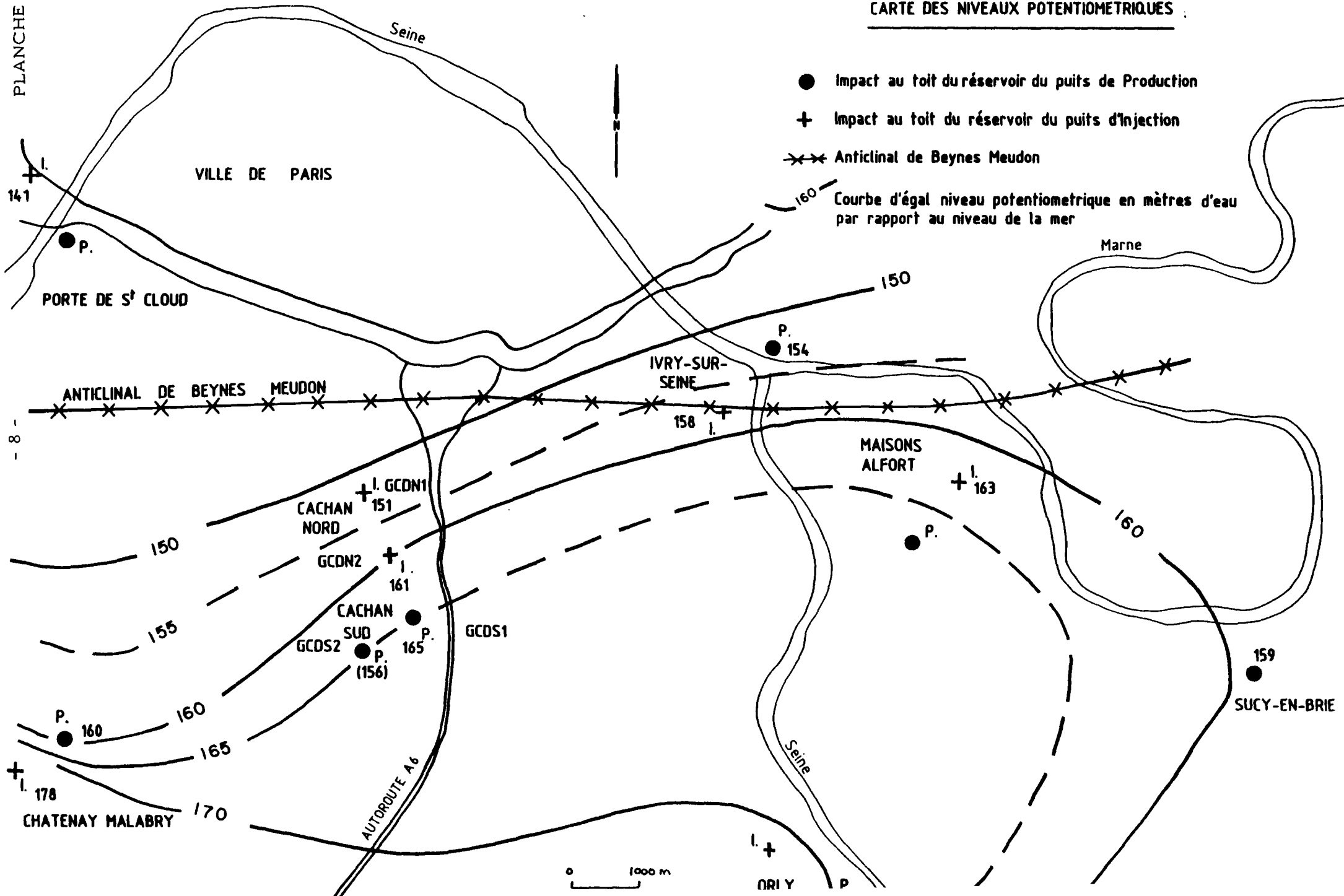
FIGURE 2 - $(TP + \Delta T) / DT$
TEST DE FORMATION - CREIL GRS
REMONTÉE DE PRESSION APRES FERMETURE-DIAGRAMME DE HORNER

DIAGRAMME D'ENREGISTREMENT DE PRESSION

FIGURE 2



CARTE DES NIVEAUX POTENTIOMETRIQUES



En prenant pour hypothèse une température de réinjection de 30°C, le rapport de viscosité entre le fluide géothermal à température d'injection et à température de gisement (70°) est de l'ordre 2.

La vitesse d'écoulement naturel étant en particulier proportionnelle à la viscosité (cf. loi de Darcy), on peut en déduire que la vitesse de déplacement d'une bulle froide soumise au champ de pression naturel existant dans le réservoir du Dogger en l'absence d'exploitation est la moitié de la vitesse de déplacement du fluide géothermal à température de gisement, soit de l'ordre de 11 m/an entre GCDN2 et GCDS1.

En période d'exploitation la vitesse effective V_e de déplacement des particules de fluide géothermal est la somme de la vitesse due au champ de pression naturel (V_{nat}) et de la vitesse due au champ de pression créé par l'exploitation (V_{ex}).

On a donc :

$$V_{th} = (V_{ex} + V_{nat}) \phi \frac{\rho_F C_F}{\rho_A C_A}$$

Entre GCDN2 et GLOS2 les vitesses sont de sens opposé.

La diminution de V_{th} (ΔV_{th}) induit par le champ de pression naturel est donc : $\Delta V_{th} = V_{nat} \times \phi \frac{\rho_F C_F}{\rho_A C_A}$

pour :

$$V_{nat} = 11 \text{ m}$$

$$\phi = 0.15$$

$$\rho_F C_F = 1$$

$$\rho_A C_A = 0.57$$

On observerait donc une diminution de la vitesse de propagation du front thermique de 2.89 mètres par an. L'effet des vitesses d'écoulement accroîtrait donc très légèrement la durée de vie du doublet (sur vingt ans d'exploitation on aurait un éloignement de la bulle froide d'environ 60 mètres).

III - EFFETS DE PSEUDOSKIN DUS A LA DEVIATION

Les puits géothermiques de CACHAN dans lesquels ont été conduites des expérimentations de détermination de la vitesse d'écoulement naturel sont fortement déviées comme la plupart des puits géothermiques captant le Dogger de la région parisienne.

Les angles de déviation par rapport à la verticale, des puits dans le réservoir sont respectivement pour GCDN1 et GCDS2 de 40 et 45 degrés.

Cinco, Miller et Ramey ont montré que le fait qu'un puits soit dévié fasse apparaître un effet de pseudoskin qui peut être évalué par la loi suivante :

$$s = - (\alpha/41)^{2.06} - (\alpha/56)^{1.865} \text{ Log } (h/100 R_w)$$

avec :
s = valeur de pseudoskin
h = épaisseur du réservoir
R_w = rayon du captage

Les facteurs de skin globaux calculés à l'issue des essais de puits sont respectivement pour GCDS2 et GCDN1 de - 2.4 et - 3.5 Une partie de cet effet de skin traduit l'état du réservoir au voisinage immédiat du puits et l'autre est du au fait que le puits soit incliné.

L'effet de la déviation des puits sur le facteur de skin peut être évalué, selon la méthode de Cinco et S..... à respectivement - 0.95 et - 1.35 pour les puits GCDN1 et GCDS2 du à l'existence effective aux abords du trou d'une zone à perméabilité supérieure du réservoir.

L'effet de skin est donc respectivement pour GCDN1 et GCDS2 de - 2.55 et - 1.05.

IV. EFFET DE LA DIFFUSION DU TRACEUR

Pour améliorer la validité des résultats de détermination de la vitesse et écoulement naturel il paraît important d'essayer de déterminer la diffusion radiale du traceur, ce facteur intervenant dans la formule de la vitesse de filtration par l'intermédiaire du volume "d'eau tracée".

On a jusqu'à présent admis que la diffusion horizontale de l'Iode 131 était négligeable.

On s'intéresse à la diffusion du traceur, perpendiculairement à la direction de l'écoulement.

Pour cela, on se place dans le cas d'une diffusion monodimensionnelle, répondant à l'équation

$$-\frac{\partial C}{\partial t} = d \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}$$

d : coefficient de diffusion
C : concentration
t : temps
x : distance

Pour un échelon brusque de concentration C_0 , cette équation admet comme solution :

$$C = C_0 \operatorname{erfc} \left(\frac{x}{\sqrt{4 \cdot t \cdot d}} \right)$$

1) Distance de migration

Cherchons, pour un temps t donné de diffusion, la distance maximale de migration ; cette distance x est telle que la fonction concentration - distance $C(x)_t$ s'annule :

$$C = C_0 \operatorname{erf} \left(\frac{x}{\sqrt{4 \cdot t \cdot d}} \right)$$

$$\operatorname{erf} \left(\frac{x_m}{\sqrt{4 \cdot t \cdot d}} \right) = 0$$

$$\text{soit, } \operatorname{erf} \left(\frac{x_m}{\sqrt{4 \cdot t \cdot d}} \right) = 1$$

Dans les tables décrivant l'erreur fonction (Abramovitz-Stegun), on trouve :

$$\operatorname{erf}(z) = 0,995 \text{ pour } z = 2$$

$$\frac{x_m}{\sqrt{4 \cdot t \cdot d}} = 2$$

$$\text{d'où } x_m = 4 \sqrt{d \cdot t}$$

2) Coefficient de diffusion

d , le coefficient de diffusion moléculaire du traceur, s'exprime par la relation

$$d = \frac{RT}{N} \frac{1}{6\pi\eta r}$$

R = constante des gaz parfaits

T = température absolue

μ = viscosité du fluide

N = nombre d'Avogadro

r = rayon moyen des agrégats moléculaires qui diffusent

soit d_0 , le coefficient de diffusion du traceur dans les conditions normales : $T_0 = 293,15$ K ; $\mu_0 = 1$ cp

soit d, le coefficient de diffusion du traceur dans les conditions du forage : $T = 347,15$ K ; $\mu = 0,37$ cp

$$d_0 = \frac{RT_0}{N} \frac{1}{6\pi\mu_0 r} \quad d = \frac{RT}{N} \frac{1}{6\pi\mu r}$$

d'où
$$\frac{d}{d_0} = \frac{T}{T_0} \frac{\mu_0}{\mu}$$

$$d = 3,2 d_0$$

Pour l'iode 131, le coefficient de diffusion moléculaire en milieu poreux et dans des conditions normales est $d_0 = 1.520 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ pour une molarité de 0.1 (Handbook of chemistry - 44th edition - CRPC - 1962).

Cette valeur de d_0 semble ne pas trop varier avec la porosité cinématique.

ON obtient finalement : $d = 4.86.10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$

3) Résultats

Les explorations ont été effectuées à $t = 61$ heures et 325 heures sur GCDS2, et $t = 257$ heures sur GCDN2, ce qui donne pour les distances maximales de migration :

$$x_m = 4 \sqrt{t \cdot d}$$

$$x_m = 4 \sqrt{t \times 3600 \times 4.86.10^{-9}}$$

soit sur GCDS2

$$x_m = 0.13 \text{ m} \quad \text{pour } t = 61 \text{ heures}$$

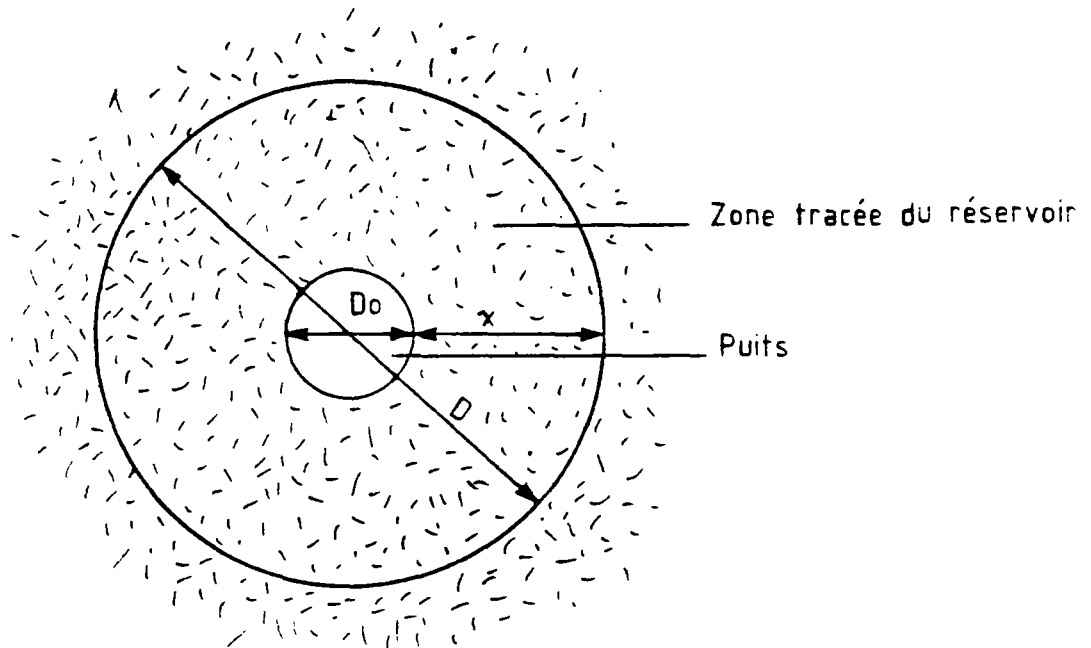
$$x_m = 0.30 \text{ m} \quad \text{pour } t = 325 \text{ heures}$$

$$x_m = 0.275 \text{ m} \quad \text{pour } t = 270 \text{ heures}$$

soit sur GCDN2

$$x_m \approx 0.27 M \quad \text{pour } t = 257 \text{ heures}$$

Ceci entraîne une augmentation appréciable du volume "d'eau tracée". Nous allons faire intervenir cette variation dans le calcul de la vitesse de filtration.



ESSAIS DE TRAÇAGE

VUE EN PLAN

- soient :
- V_{tr} : le volume d'eau t tracée
 - V_0 : le volume d'eau libre dans le forage sur la hauteur concernée par le traçage
 - V_e : le volume d'eau libre contenue dans la zone tracée du réservoir
 - H : hauteur tracée du forage
 - D_0 : diamètre du forage
 - D : diamètre de la zone tracée
 - ϕ : porosité cinématique de la zone tracée

$$V_{tr} = V_0 + V_e$$

$$V_0 = \frac{\pi D_0^2 H}{4} \quad V_e = \frac{\pi}{4} H (D^2 - D_0^2) \phi$$

$$V_{tr} = \frac{\pi}{4} H (D_0^2 + (D^2 - D_0^2) \phi)$$

soit, v_{fo} la vitesse de filtration calculée sans tenir compte de la diffusion horizontale du traceur :

$$v_{fo} = \frac{V_0}{D_0} \times B \quad B \text{ constante}$$

$$v_{fo} = \frac{\pi D_0 H}{4} \times B$$

soit, v_f la vitesse de filtration faisant intervenir la diffusion

$$v_f = \frac{\pi}{4} \frac{H}{D} [D_0^2 + (D^2 - D_0^2) \phi] \times B$$

$$\text{d'où } \frac{v_f}{v_{fo}} = \frac{D_0^2 + (D^2 - D_0^2) \phi}{D \cdot D_0}$$

$$D = 2x_m + D_0 \quad D = 2 \times 27 + 15.2 = 69.2 \text{ cm} \quad D_0 = 15.2 \text{ cm}$$

La porosité moyenne est de respectivement 0.15 et 0.145 sur GCDS2 et sur GCDN2. Le développement dupuits n'a que peu d'influence sur cette valeur. On retiendra une valeur de 0.145 pour les calculs

$$v_f = \frac{D_0^2 + (D^2 - D_0^2) \phi}{D \cdot D_0} \phi \cdot v_{fo}$$

$$v_f = 0.8696 \cdot v_{fo}$$

on avait obtenu $v_{fo} = 48 \text{ m/an}$ sur GCDS2

et $v_{fo} = 118 \text{ m/an}$ sur GCDN2

on en déduit $v_f = 41.74$ sur GCDS2

$v_f = 101.74$ sur GCDN2

La diffusion moléculaire de l'iode 131 dans l'aquifère, calculée dans une direction perpendiculairement à l'écoulement naturel intervient dans la détermination de la vitesse de filtration en imposant une diminution des valeurs calculées. Le modèle ici pris en compte pour être affirmé en considérant une diffusion non pas linéaire mais radiale.

V. DISTRIBUTION DES TRANSMISSIVITES DANS L'AQUIFERE DU DOGGER

La répartition des transmissivités de l'aquifère du Dogger mesurées sur les différents forages géothermiques ou pétroliers réalisés à ce jour en région parisienne est donnée planche n° 3. Les lignes isotransmissivités ont été établies par krigeage des données.

Hypothèses d'établissement du krigeage

L'histogramme des transmissivités a été considéré comme log normal et ce, bien que la distribution des transmissivités ne soit pas strictement gaussienne en raison du très grand nombre de valeurs disponibles à l'aplomb de Paris, et de l'absence de forages géothermiques dans les zones de faible transmissivité.

Le variogramme des données brutes traduit l'existence d'une dérive Nord-Est - Sud-Ouest. Pour éliminer l'effet de cette dérive linéaire sur le variogramme expérimental, une estimation de la dérive a été calculée par moindre carrés. Le résidu expérimental est obtenu par soustraction à la valeur réelle en un point de l'estimation de la dérive en ce point. La variance de ces résidus est de 0.48 au lieu de 0.96 sur les valeurs brutes.

Grâce aux doublets géothermiques, le variogramme est connu de la distance de 1 km. Le variogramme a été modélisé à l'aide de quatre termes :

- 1) une discontinuité à l'origine (effet de pépité) égale à 0.03 correspondant à des fluctuations rapides des valeurs de transmissivité à une échelle inférieure au kilomètre ;
- 2) une composante très régulière (comportement parabolique à l'origine) de portée de 5 km et de palier 0.15 ;
- 3) une composante analogue mais de portée 20 kilomètres et de palier 0.10 ;
- 4) un terme linéaire de pente 0.003 correspondant à la structure aux grandes distances (approximatives mais de peu d'importance pour le krigeage).

Le krigeage a été effectué à la maille de $2,5 \times 2,5$ km. Chaque noeud krigé est représentatif de son environnement immédiat. Le krigeage a été effectué en voisinage unique (on utilise toujours toutes les données).

Au krigeage Z^* et à l'écart type σ_k , on a associé :

$$- \text{la transmissivité } T^* = e^{Z^*} - 1 \quad (1)$$

(1) On travaille sur l'ensemble des valeurs $Z = \log(1 + T)$ pour éviter le problème des transmissivités nulles.

- L'écart type multiplicatif e^{σ_K}

Leur signification s'explique bien dans l'hypothèse d'un histogramme log normal. Si on considère un intervalle de confiance (moyenne $\pm \alpha \times$ écart type) sur l'erreur gaussienne (par exemple $\alpha = 1$ pour l'intervalle de confiance à 95 %), on a :

$$Z^* - \alpha \sigma_K < Z < Z^* + \alpha \cdot \sigma_K$$

$$= e^{Z^*} \cdot e^{-\alpha \cdot \sigma_K} < T < e^{Z^*} \cdot e^{\alpha \sigma_K}$$

Ainsi :

- $T^* = e^{Z^*}$ est l'estimateur median (on a 50 % de chances que T soit supérieur à T^* et 50 % qu'il lui soit inférieur).

- e^{σ_K} est un écart type multiplicatif : les bornes associées à α sont égales à T^* multiplié ou divisé par $e^{\alpha \sigma_K}$

Exemple : pour un intervalle de confiance à 95 % ($\alpha = 1$)

pour une valeur estimée de la transmissivité $T^* = 20$ D.m.

pour un écart type multiplicatif $e^{\sigma_K} = 1.30$

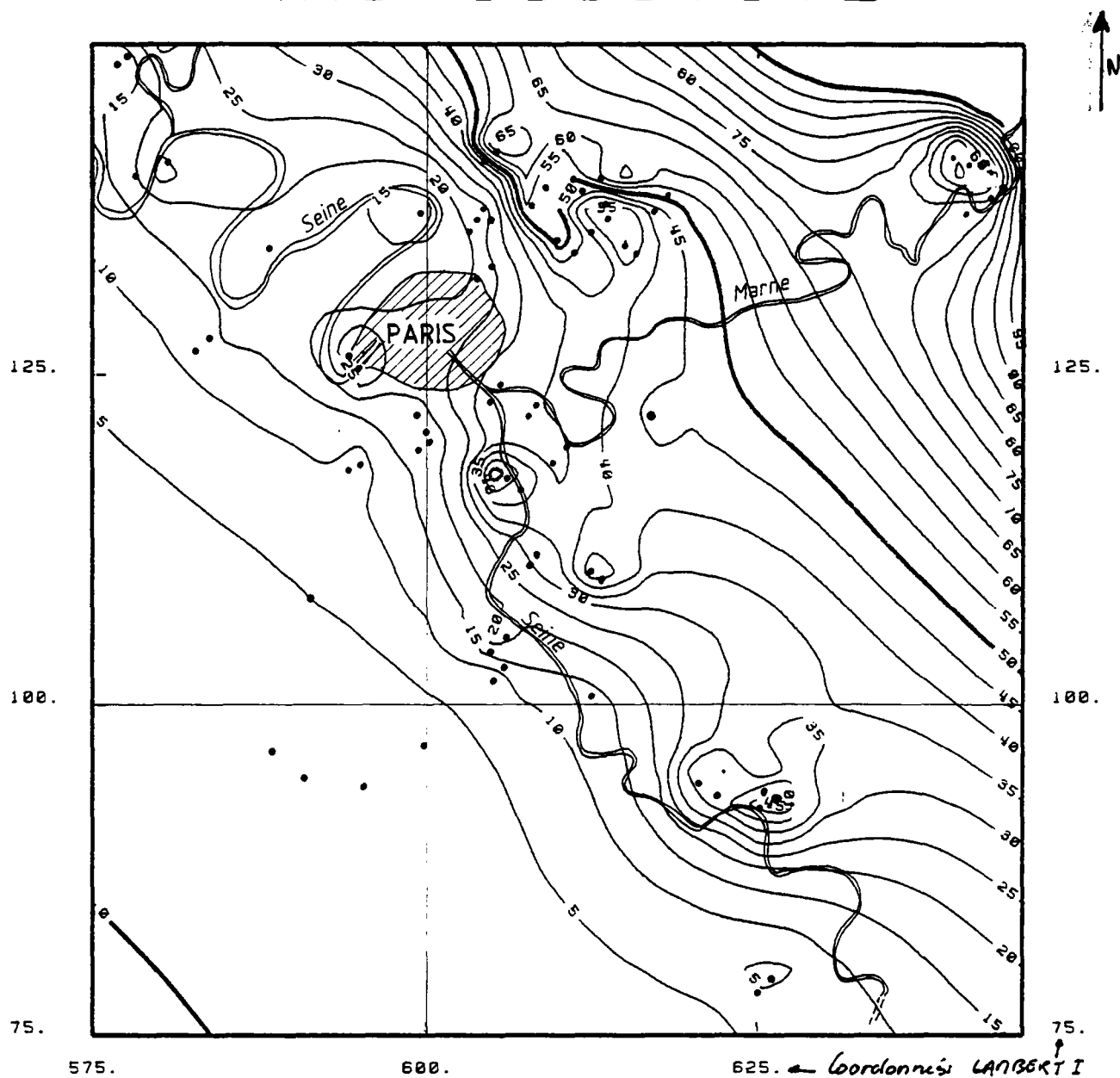
$$e^{2\sigma_K} = (e^{\sigma_K})^2 = 1.69 \quad \frac{20}{1.69} < T < 20 \times 1.69$$

soit $12 < T < 34$

La carte des écarts type multiplicatif est donnée planche 4.



TRANSMISSIVITE



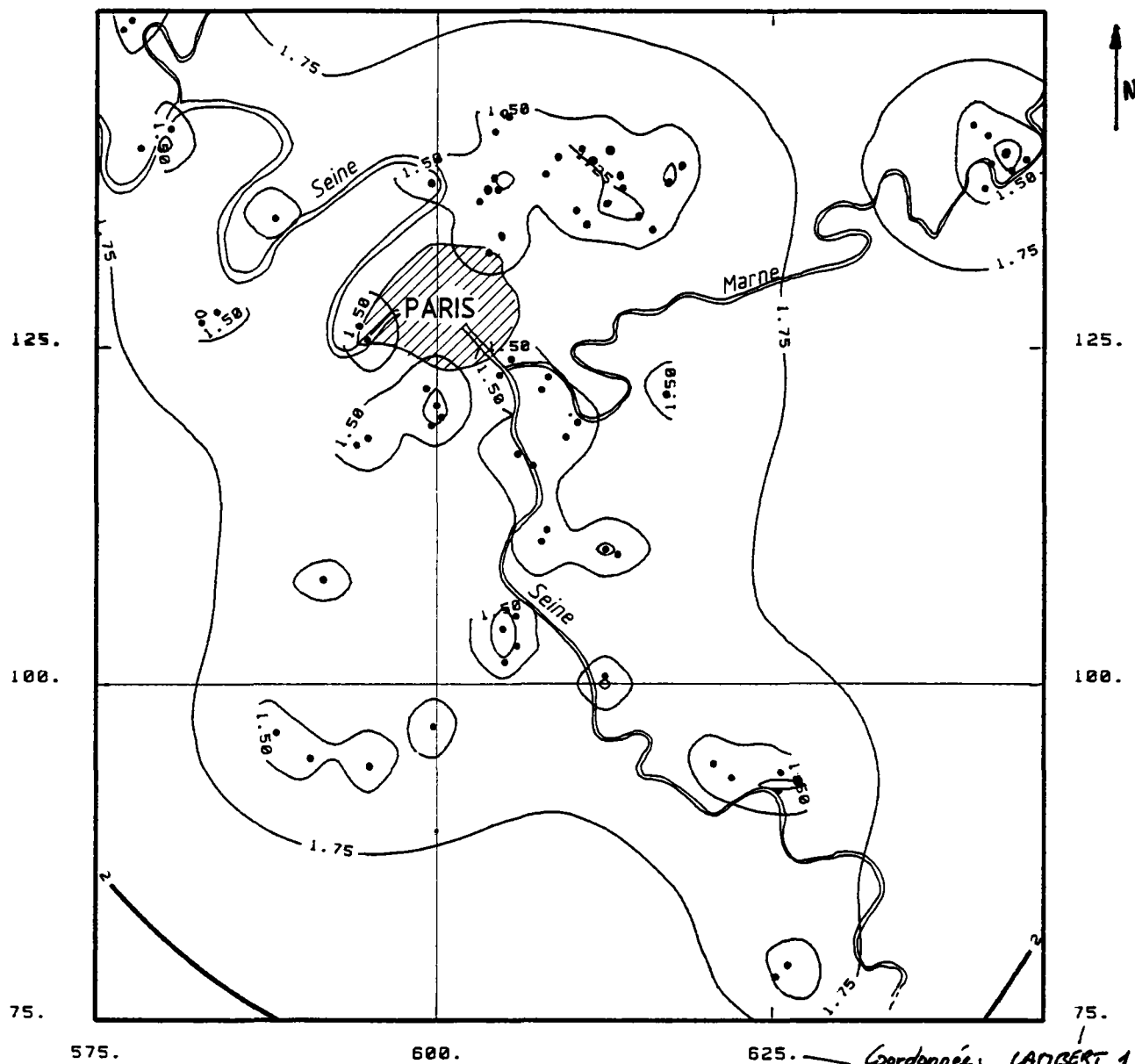
625. — Gondonnes LANBERT I

Echelle : 1/500 000

TRANSMISSIVITE DU DOGGER EXPRIME EN DARCY METRES



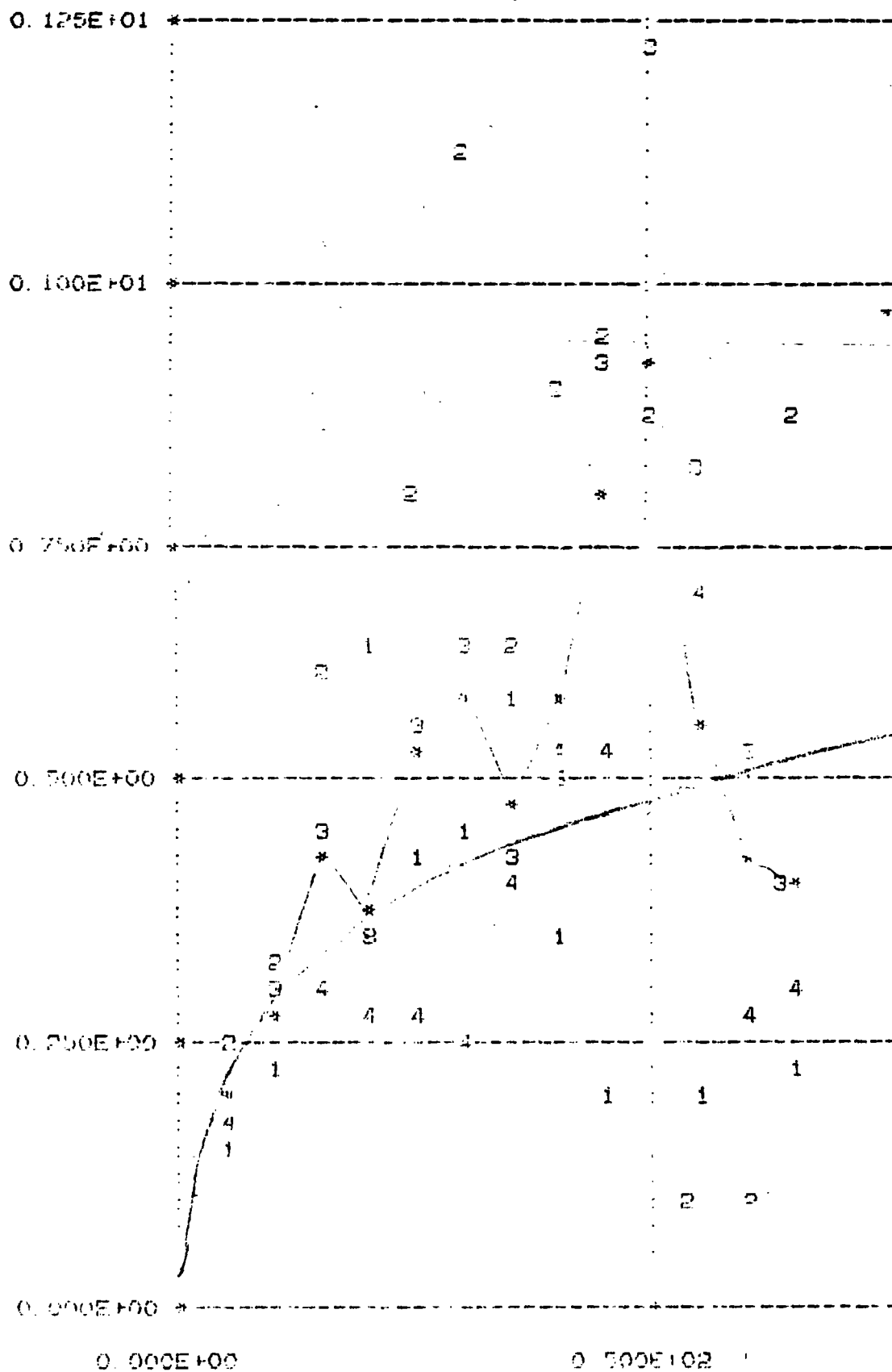
ECART-TYPE MULTIPLICATIF



Coordonnées LAMBERT 1

Echelle 1/500 000

$\sigma_p^{\delta k}$: Ecart type multiplicatif
 T^* : Transmissivité en un point estimé après krigeage
 pour un intervalle de confiance à 95%
 on a $T^*/\sigma_p^{\delta k} < T_{relle} < T^* \cdot \sigma_p^{\delta k}$



THE MEAN SEMI-VARIOGRAM IS CODED WITH :

* WHEN THE NUMBER OF PAIRS IS GREATER THAN 50.
+ OTHERWISE.

 * HISTOGRAM *

1

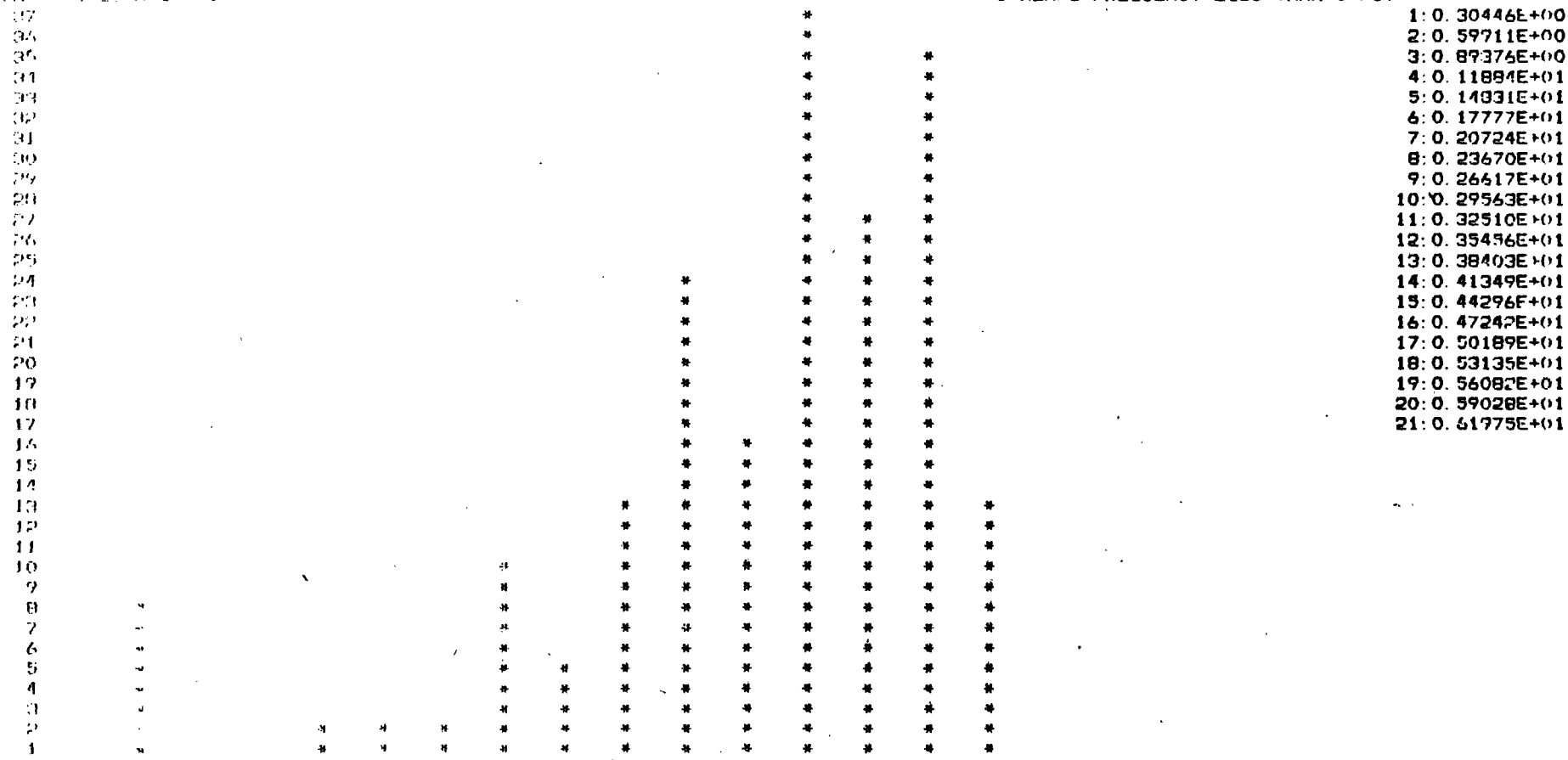
***** TRANSMISSIVITE DU DOGGER *****

COMPT	1	0	7	1	1	1	4	2	5	7	6	14	10	13	5	0	0	0	0	0	0
FREQUENCY	1	0	0	1	1	1	5	3	7	12	8	19	14	18	7	0	0	0	0	0	0

CLASS
CENTERS

EACH # 10 EQUALS 0.50 PCT

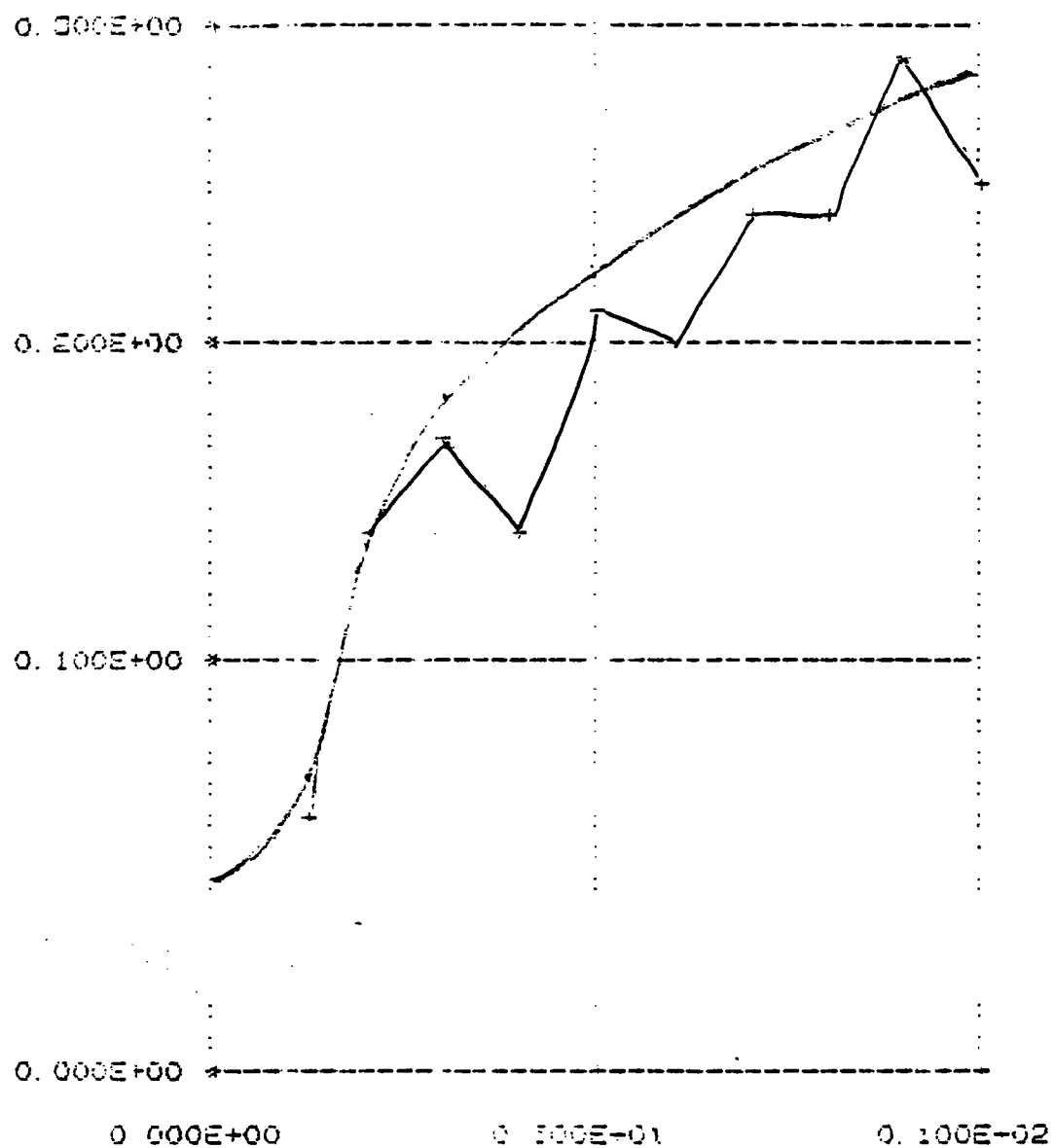
-1 MEANS FREQUENCY LESS THAN 1 PCT



CLASS 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21

MIN= 0.00000E+00 MAX= 0.44943E+01 AVE= 0.37510E+01 VARIANCE= 0.96465E+00 MEAN SQUARE= 0.11533E+02

COMPT	94 POINTS	PERCENTAGE OF VALUES	78.4 %	93.2 %	94.6 %	95.9 %	95.9 %
STAND	DEV= 0.98228E+00	OUTLIER + OR -	1 0 S	1 5 S	2 0 S	2 5 S	3 0 S



THE MEAN SEMI-VARIOGRAM IS CODED WITH

- + WHEN THE NUMBER OF PAIRS IS GREATER THAN 50.
- OTHERWISE.

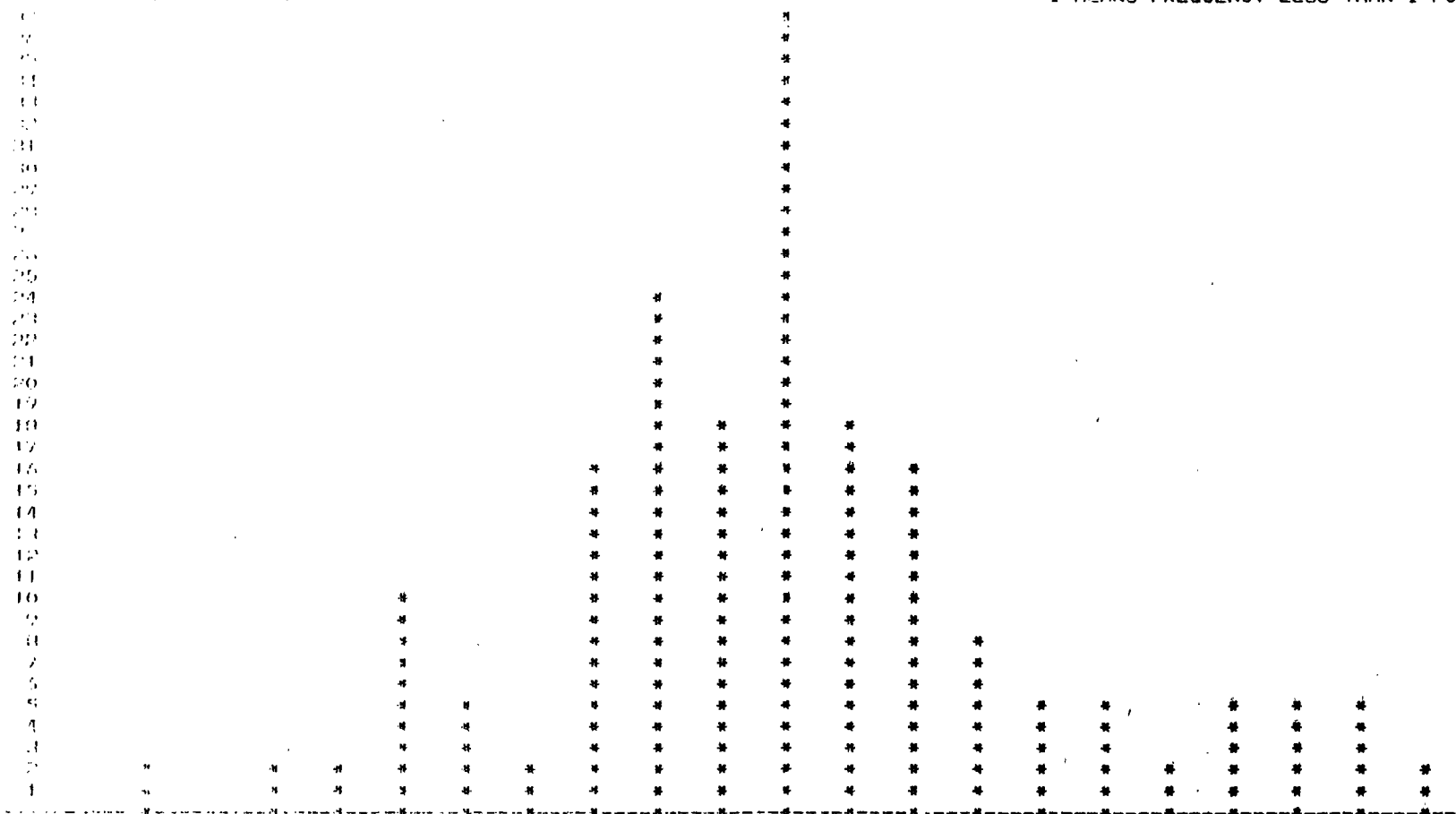
(Z = 1.1) 1.1

1	0	1	1	4	2	1	6	7	7	14	7	6	3	2	2	1	2	2	2	1
1	0	1	1	3	3	1	8	12	9	19	9	8	4	3	3	1	3	3	3	1

CLASS
CENTERS

10-10-68 10-10-68 10-10-68

-1 MEANS FREQUENCY LESS THAN 1 PCT



1: -. 25000E+01
 2: -. 22500E+01
 3: -. 20000E+01
 4: -. 17500E+01
 5: -. 15000E+01
 6: -. 12500E+01
 7: -. 10000E+01
 8: -. 75000E+00
 9: -. 50000E+00
 10: -. 25000E+00
 11: 0. 00000E+00
 12: 0. 25000E+00
 13: 0. 50000E+00
 14: 0. 75000E+00
 15: 0. 10000E+01
 16: 0. 12500E+01
 17: 0. 15000E+01
 18: 0. 17500E+01
 19: 0. 20000E+01
 20: 0. 22500E+01
 21: 0. 25000E+01

CLASS 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21

MIN=0.31209E+01 MAX=0.25482E+01 AVE=0.59041E-02 VARIANCE=0.10291E+01 MEAN SQUARE=0.10292E+01

GROUP	74 POINTS	PERCENTAGE OF VALUES	71.6 %	86.5 %	94.6 %	97.3 %	98.6 %
STANDARD DEVIATION	0.1014E+01	BETWEEN + OR -	1.0 S	1.5 S	2.0 S	2.5 S	3.0 S

MIN=-0.27397E+01		MAX= 0.25045E+01		AVE=-0.27540E-02		VARIANCE= 0.98453E+00		MEAN SQUARE= 0.98454E+00	
COUNT	74 POINTS	PERCENTAGE OF VALUES		71.6 %	83.8 %	93.2 %	95.9 %	100.0 %	
STAND	DEV S= 0.9922E+00	BETWEEN + 0 ² -		1.0 S	1.5 S	2.0 S	2.5 S	3.0 S	