

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE

BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex - Tél.: (38) 63.80.01

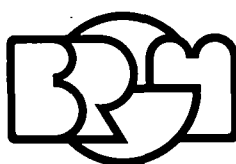
PRINCIPALES MÉTHODES DE RECONNAISSANCE DES MILIEUX FISSURÉS

Etat des connaissances

par

B. FEUGA et P. VAUBOURG

avec la collaboration de L. BERTRAND et R. FERRANDES



Département EAU

B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex - Tél.: (38) 63.80.01

80 SGN 855 EAU

Décembre 1980

R É S U M É

Les études appliquées pour lesquelles l'état de la fracturation naturelle fait partie des données dont la connaissance est nécessaire à la résolution d'un problème particulier, se sont multipliées et ce dans des domaines très divers : ressources en eau souterraine, hydrogéotechnique (génie civil ou minier), recherche minière, stockage souterrain, géothermie, gazéification du charbon, etc...

Le présent rapport expose et analyse le champs d'application des principales méthodes de reconnaissance et de description de la fracturation, opérationnelles à ce jour.

La première partie du rapport est consacrée à la présentation des méthodes hydrauliques. Les méthodes utilisées pour l'appréciation de la fracturation depuis la surface (photogéologie, géophysique, levés structuraux sur affleurements) ou en sondage (analyse des carottes, diagraphies...) sont examinées dans la seconde partie.

Ce travail a été réalisé dans le cadre des études méthodologiques du département EAU.

INTRODUCTION - OBJECTIFS

1

PREMIÈRE PARTIE : LES MÉTHODES HYDRAULIQUES

1. <u>DISTINCTION ENTRE MILIEU POREUX ET MILIEU FISSURE</u>	3
2. <u>LE PROBLEME D'ECHELLE</u>	4
3. <u>EQUATION DE L'ECOULEMENT DE L'EAU</u>	5
4. <u>ORDRE DE GRANDEUR DES PERMEABILITES ET DE LA POROSITE EN MILIEU FISSURE</u>	6
4.1. Perméabilité	6
4.2. Porosité	7
5. <u>METHODES HYDRAULIQUES DE RECONNAISSANCE DU MILIEU FISSURE</u>	9
5.1. Méthodes applicables à l'échelle régionale ou locale	9
5.1.1. Détermination approchée de la perméabilité d'un massif rocheux à partir de débits drainés par des galeries ou des fosses	9
5.1.2. Pompages d'essai	11
5.1.2.1. Gamme de perméabilités accessible par pompage d'essai	11
5.1.2.2. Principe de la méthode d'interprétation des pompages d'essai en milieu fissuré	11
5.1.2.2.1. Cas de la fracture verticale	13
5.1.2.2.2. Cas de la fracture horizontale	14
5.1.2.2.3. Cas des piézomètres	18
5.1.2.3. Effets de capacité	22
5.1.2.4. Conclusion	24
5.1.3. Méthodes principalement mises en oeuvre dans les forages	24
5.1.3.1. Injection entre obturateurs (ou packers) ou essai Lugeon	24
5.1.3.1.1. Principe	24
5.1.3.1.2. Interprétation et hypothèses	25
5.1.3.1.3. Gamme de perméabilités accessible par essai Lugeon	29
5.1.3.1.4. Matériel	29
5.1.3.2. Sonde hydraulique triple	29
5.1.3.2.1. Description et mise en oeuvre	31
5.1.3.2.2. Gamme de perméabilités accessible par la sonde triple	31
5.1.3.2.3. Interprétation	31
5.1.3.3. Slug-test ou choc hydraulique	33
5.1.3.3.1. Principe et hypothèses	33
5.1.3.3.2. Interprétation	34
5.1.3.3.3. Gamme de perméabilités accessible par choc hydraulique	34
5.1.3.3.4. Matériel	38
5.1.3.4. Débitmètre (vitesses > à 2 cm/s)	39
5.1.3.4.1. Principe	39
5.1.3.4.2. Interprétation	39
5.1.3.4.3. Matériel	42
5.1.3.5. Débitmètre (vitesses < à 2 cm/s)	43
5.1.3.5.1. Principe de l'anémométrie	43
5.1.3.5.2. Equipement utilisé pour des mesures de vitesse d'eau	43
5.1.3.5.3. Application à la mesure de vitesse en forage	44
5.1.3.6. Dilution ponctuelle	44
5.1.3.6.1. Principe	44
5.1.3.6.2. Interprétation	45
5.1.3.6.3. Matériel	46
5.1.3.7. Mesures de la pression ou de la charge hydraulique	46
5.1.3.7.1. Dispositif d'enregistrement du niveau d'eau "bulle à bulle"	46
5.1.3.7.2. Piézofofor	50
5.1.3.8. Mesure de la porosité : traçage	52
5.1.3.8.1. Principe	53
5.1.3.8.2. Interprétation	54
5.1.3.8.3. Matériel - Dispositif d'essai	55

DEUXIÈME PARTIE : ÉTUDE DE LA FRACTURATION

	pages
1. <u>PHOTO-INTERPRETATION</u>	62
2. <u>ETUDES AU SOL</u>	64
2.1. Etudes par géophysique	64
2.2. Etudes structurales	64
3. <u>ETUDE STATISTIQUE DES FRACTURES</u>	66
4. <u>ETUDES DES CAROTTES DE FORAGE</u>	71
4.1. Orienteur de carottes	71
4.2. Densité de fracturation	71
4.2.1. Nombre de fractures pour une longueur unitaire de carotte	72
4.2.2. Densité totale de fracturation : taux de récupération	72
4.2.3. Densité de fracturation modifiée ou R.Q.D. (Rock Quality Designation)	72
4.3. Analyseur d'images	74
4.3.1. Principe de l'analyseur d'images	74
4.3.2. Préparation des documents à analyser	76
4.3.3. Analyse de la fracturation	76
5. <u>ETUDES DANS LES FORAGES</u>	79
5.1. Méthodes indirectes	79
5.1.1. Diagraphies instantanées	79
5.1.2. Diagraphies différées	79
5.1.2.1. Résistivité	80
5.1.2.2. Gamma densité	82
5.1.2.3. Sonique	82
5.1.2.3.1. Rapport V_p/V_s	82
5.1.2.3.2. Indice de qualité	83
5.1.2.3.3. Atténuation	83
5.1.2.3.4. Saut de cycle	83
5.1.2.3.5. Porosité	83
5.1.2.4. Neutron	84
5.1.2.5. Thermométrie	85
5.1.2.6. Autres diagraphies	85
5.1.2.6.1. Diamètreur	85
5.1.2.6.2. Fracture identification log (F.I.L.)	85
5.1.2.6.3. Multimud	85
5.2. Méthodes directes	85
5.2.1. Photographies - Caméra TV	85
5.2.2. Borehole televiewer (BMTV)	86
5.3. Conclusion	86
°°	
<u>CONCLUSION GENERALE</u>	88
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	90
<u>ANNEXE 1 - CORRESPONDANCE DES UNITES DE PERMEABILITE DANS LES DIFFERENTS SYSTEMES DE MESURE</u>	93
°°	

LISTE DES FIGURES

PREMIÈRE PARTIE : LES MÉTHODES HYDRAULIQUES

- N° 1.1. - Ecoulement dans une fissure.
- 1.2. - La porosité de fissure.
- 1.3. - Schéma de principe du calcul de la perméabilité à partir de l'analyse des débits d'exhaure d'une mine.
- 1.4. - Schéma de principe du calcul de la perméabilité à partir de l'analyse des débits d'exhaure d'une fosse.
- 1.5. - Durée de l'effet de capacité en fonction de la perméabilité.
- 1.6. - Pompage d'essai - Modèle de fracture verticale.
- 1.7. - Pompage d'essai - Exemple n° 2 - Courbe de descente au puits de pompage $s=f(t)$ - Fracture verticale.
- 1.8. - Pompage d'essai - Exemple n° 2 - Courbe $s=f(\sqrt{t})$ - Fracture verticale.
- 1.9. - Pompage d'essai - Modèle de fracture horizontale.
- 1.10. - Pompage d'essai - Exemple n° 3 - Courbe de descente au puits de pompage.
- 1.11. - Pompage d'essai - Exemple n° 3 - Courbe $s=f(\sqrt{t})$.
- 1.12. - Pompage d'essai - Exemple n° 3 - Courbe de descente corrigée.
- 1.13. - Pompage d'essai - Effet de capacité - Courbes types de PAPADOPOULOS - COOPER.
- 1.14. - Définition du coefficient $\alpha = S r_w^2 / r_c^2$.
- 1.15. - Influence de la direction des fractures sur les écoulements.
- 1.16. - Injection entre obturateurs ou essai Lugeon - Schéma de principe.
- 1.17. - Courbes caractéristiques - Différents cas.
- 1.18. - Exemple n° 4 - Courbe $Q/L=f(\Delta\varphi)$.
- 1.19. - Schéma du dispositif de mesure des perméabilités (montage B.R.G.M.).
- 1.20. - Schéma de principe de la sonde hydraulique triple.
- 1.21. - Schéma de principe du choc hydraulique.
- 1.22. - Exemple n° 5 - Choc hydraulique - Interprétation en coordonnées semi-logarithmiques.
- 1.23. - Exemple n° 6 - Choc hydraulique - Détermination du niveau initial H_0 .
- 1.24. - Gamme de perméabilités accessible par le choc hydraulique.
- 1.25. - Principe du "pressurized test".
- 1.26. - Profils des vitesses de l'eau dans un trou de forage ou dans un tubage.
- 1.27. - Courbe d'étalonnage - Débitmètre Schlumberger.
- 1.28. - Principe de la mesure anémométrique à température constante.
- 1.29. - Ecoulement horizontal intercepté par un tube crépiné.
- 1.30. - Variation de ϵ en fonction des caractéristiques du crépinage.
- 1.31. - Exemple n° 7 - Courbe expérimentale $\theta = C_0/C = 2$ en fonction de la profondeur.
- 1.32. - Mesure des vitesses horizontales de filtration - Schéma de principe.
- 1.33. - Schéma d'un dispositif d'enregistrement de niveau d'eau en sondage.
- 1.34. - Schéma de principe du Piézofor.
- 1.35. - Piézométrie en sondage - Courbe réponse.

- 1.36. - Définition de la porosité cinématique.
- 1.37. - Effets de la dispersion cinématique.
- 1.38. - Différents types d'injection.
- 1.39. - Différents types d'écoulement utilisés en traçage.
- 1.40. - Calcul de la porosité cinématique dans le cas d'un écoulement radial.
- 1.41. - Schéma de principe des traçages.
- 1.42. - Exemple n° 8 - Courbe de disparition de l'iode injecté en B.
- 1.43. - Exemple n° 8 - Comparaison d'une courbe de restitution réelle et de la réponse impulsionnelle associée (iode injecté en B).
- 1.44. - Abaque pour une injection instantanée dans un écoulement convergent.

o°o

DEUXIÈME PARTIE : ÉTUDE DE LA FRACTURATION

- N° 2.1. - Carte de photo-interprétation (échelle 1/100 000).
- 2.2. - Projection de Schmidt (principe).
- 2.3. - Diagramme de Schmidt - Densité de fracturation.
- 2.4. - Diagramme de Schmidt - Représentation cyclographique.
- 2.5. - Densité de fracturation - Bloc diagramme.
- 2.6. - Densité de fracturation - Représentation cartographique (échelle 1/25 000).
- 2.7. - Correspondance entre la fracturation observée au sol et par photoaériennes.
- 2.8. - Diagramme de densité - Diagramme des plans de fractures observés au sol.
- 2.9. - Diagramme de densité - Diagramme des plans de fractures observés entre 256 et 1000 m de profondeur.
- 2.10. - Nombre de fractures par 0,50 m.
- 2.11. - Principe de calcul de la densité totale de fracturation et du R.Q.D.
- 2.12. - Courbes de distribution des longueurs de carotte.
- 2.13. - Courbes de distribution des longueurs de carotte - Fracturation homogène et hétérogène.
- 2.14. - Courbes de distribution des longueurs de carotte - R.Q.D. = 0 % - R.Q.D. = 100 %.
- 2.15. - Analyseur d'images. Exemple de préparation des données.
- 2.16. - Analyseur d'images. Exemples d'interprétation des résultats.
- 2.17. - Détection de fractures en milieu granitique au moyen de diagraphies.

o°o

INTRODUCTION

Un intérêt de plus en plus marqué se manifeste pour l'étude de la fracturation dans les massifs rocheux. Cet intérêt s'explique en partie par l'émergence relativement récente de thèmes de recherche ou de projets dont la fracturation constitue un aspect fondamental ; recherche d'eau en pays de socle, stockages souterrains de produits divers, production d'énergie à partir de formations chaudes et sèches, gazéification du charbon, exhausteur minier, etc...

Les praticiens s'accordent sur le fait qu'il est impératif pour progresser de mettre au point des méthodes pluridisciplinaires d'étude de la fracturation associant étroitement les techniques de l'analyse structurale, de la photo-interprétation, de la géophysique et de l'hydrogéologie.

Ces techniques ont pour buts de faciliter l'étude prévisionnelle de la fracturation dans les zones difficilement accessibles à l'observation directe (recouvrement, etc...) mais également de fournir des données dont la connaissance est nécessaire à la résolution de problèmes pratiques.

Les recherches et les travaux réalisés ces deux ou trois dernières années ont permis de tester un certain nombre de méthodes de reconnaissance et de description de la fracturation à des échelles bien différentes. Ces méthodes sont principalement :

- méthodes directes :

- . les levés structuraux de surface,
- . les observations en sondage (carottes, etc...).

- méthodes indirectes :

- . la photogéologie,
- . la géophysique de surface et les diagraphies,
- . les essais d'eau en sondage.

OBJECTIFS

Le présent travail a pour principal objectif de faire connaître au praticien les méthodes les plus courantes de reconnaissance de la fracturation et en particulier celles qui ne sont pas directement de sa compétence. Le principe des méthodes et leurs modalités pratiques de mise en oeuvre sont décrits brièvement. Le lecteur trouvera également dans les références bibliographiques classées par méthodes, la matière nécessaire pour entrer plus dans le détail.

Ce rapport comprend deux parties :

- La première est consacrée à la présentation d'un certain nombre de méthodes hydrauliques après un bref rappel de quelques notions fondamentales.
- La seconde présente les techniques d'étude de la fracturation (au sol et en forage) et les applications des diagraphies à la reconnaissance du milieu fissuré.

PREMIÈRE PARTIE
LES MÉTHODES HYDRAULIQUES

1. DISTINCTION ENTRE MILIEU POREUX ET MILIEU FISSURE

En hydraulique souterraine, on parle en général de milieu fissuré par opposition au milieu poreux, le caractère discontinu du premier s'opposant au caractère continu du second.

En fait, la distinction n'est pas aussi nette que pourrait le laisser croire cette définition : les milieux poreux de l'hydrogéologie sont en fait presque toujours discontinus, puisque constitués de grains séparés les uns des autres, et on peut trouver des roches intensément fracturées dont la maille de fracturation soit de l'ordre de grandeur de la dimension de gros graviers alluvionnaires, considérés comme constituant en milieu poreux.

En fait, c'est le modèle adopté pour représenter hydrauliquement le milieu considéré qui définit son caractère, fissuré ou poreux : on considèrera le milieu comme poreux (ou continu) si, dans la schématisation adoptée, on ne distingue pas, dans l'écoulement du fluide traversant le milieu, de cheminements individuels bien localisés. Au contraire, le milieu sera considéré comme fissuré si on peut localiser des surfaces de cheminement bien délimitées et immuables, les fissures. (Cette définition exclut en principe les cas des milieux karstiques, à cheminement de canaux. Pourtant, là encore, la distinction entre milieux fissurés et karsts est quelque peu arbitraire. La plupart du temps, en effet, dans un milieu fissuré, l'eau ne s'écoule pas uniformément sur toute la surface des fissures ; au contraire, le flux s'y concentre dans les surépaisseurs de celles-ci, souvent à l'intersection de deux fissures, et le mode de circulation se rapproche de celui qui existe dans un karst. Bien entendu, le fait qu'un milieu soit fissuré n'empêche pas que la matrice rocheuse soit perméable : très souvent, on observe la superposition d'un écoulement de type "fissures" et d'un écoulement de type milieu poreux.

Mais ce qui ressort de fondamental de la définition qui a été donnée, c'est que la distinction entre milieu poreux et milieu fissuré dépend en fait de l'échelle des phénomènes étudiés.

Si le domaine considéré est vaste par rapport à la maille de fissuration, on pourra assimiler le milieu à perméabilité de fissures à un milieu poreux (concept de "milieu poreux équivalent"). Seuls les grands accidents structuraux pourront alors être individualisés dans un modèle représentatif du système aquifère.

Par contre, pour l'étude de phénomènes dans lesquels intervient la vitesse réelle de déplacement des particules fluides, et non plus la vitesse de filtration (flux par unité de surface), il faudra dans tous les cas prendre en compte le caractère discontinu du milieu, même s'il s'agit d'un milieu "poreux" de type alluvionnaire.

Un milieu continu peut être homogène (ou hétérogène) et isotrope (ou anisotrope). Ces qualificatifs peuvent donc s'appliquer à un milieu poreux.

Par contre, si l'on peut à la rigueur parler d'homogénéité ou d'hétérogénéité pour un milieu fissuré (mais encore convient-il de préciser si ce caractère porte sur la fissuration, sur la nature de la matrice rocheuse, etc...), la notion d'(an)isotropie n'a de sens que pour autant que ce milieu soit assimilé à un milieu poreux.

2. LE PROBLEME D'ECHELLE

Dans l'approche classique des écoulements en milieux géologiques, les paramètres et variables qui décrivent le mouvement de l'eau sont en fait des moyennes prises sur un certain volume du milieu dit Volume Élémentaire de Référence.

Les dimensions minimales de ce V.E.R. ou autrement dit l'échelle à partir de laquelle les paramètres variables et équations sont valides doivent être telles qu'elles garantissent la stabilité des paramètres physiques, perméabilité, porosité, emmagasinement.

La représentativité des tests dépendra donc étroitement du volume de roche influencé par les tests par rapport à la taille du V.E.R. En effet, les résultats des tests influençant un volume plus petit que le V.E.R. montreront de grandes variations, l'effet des hétérogénéités de faible importance se fera encore sentir. Dans le cas d'hétérogénéités importantes, le V.E.R. pourra être plus grand que l'échelle des effets qui doivent être modélisés et même plus grand que la masse rocheuse influencée. Pour chaque test, il est donc important de rappeler l'échelle à laquelle on se place, c'est-à-dire le volume influencé du milieu considéré.

Selon une terminologie issue de l'approche structurale, nous distinguons :

- l'échelle de fracturation kilométrique ou plurikilométrique (échelle régionale),
- l'échelle de mésofracturation ou de fracturation hectométrique ou décamétrique (échelle locale ou d'un site);
- l'échelle de fracturation métrique et même moins.

Les techniques et méthodes d'évaluation des paramètres hydrodynamiques et en particulier de la perméabilité sont nombreuses. Elles permettent de tester depuis la simple fracture jusqu'à la masse rocheuse affectée par divers réseaux de fractures.

3. EQUATION DE L'ECOULEMENT DE L'EAU

Comme nous l'avons vu, l'assimilation d'un milieu fracturé à un milieu continu est une question d'échelle. L'écoulement de l'eau dans un milieu poreux est régi par l'équation de diffusivité :

$$\operatorname{div} (\vec{K} \operatorname{grad} \varphi) = S_s \frac{\partial \varphi}{\partial t}$$

S_s étant l'emmagasinement spécifique du milieu et

\vec{K} le tenseur de perméabilité

Un tenseur est caractérisé en un point de l'espace par trois directions perpendiculaires (les directions principales de perméabilité dans le cas présent) auxquelles correspondent trois grandeurs numériques, les perméabilités principales. Les directions principales sont les trois seules directions de l'espace telles que la vitesse d'écoulement ait la même direction que le gradient de charge hydraulique, les facteurs de proportionnalité entre les deux n'étant autres que les perméabilités principales.

La valeur absolue du tenseur de perméabilité ne peut être établie avec une certaine précision que par des essais à l'eau in situ. De tels essais réalisés dans plusieurs directions peuvent d'ailleurs permettre également de déterminer la forme et l'orientation du tenseur. Les essais sont cependant coûteux et ne peuvent être réalisés en grand nombre.

4. ORDRE DE GRANDEUR DES PERMEABILITES ET DE LA POROSITE EN MILIEU FISSURE

4.1. Perméabilité

Soit une fissure de longueur L , de largeur ℓ et d'épaisseur b . L'écoulement est supposé être parallèle aux plans qui définissent la fissure (fig. 1.1.).

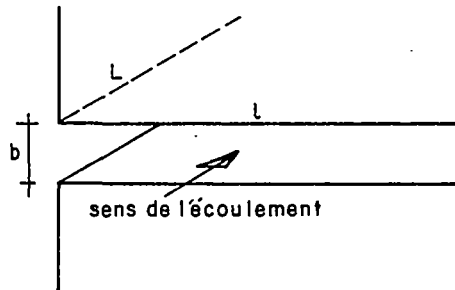


Fig.1.1-Écoulement dans une fissure

En écoulement laminaire, la formule de Poiseuille donne :

$$q = \frac{b^3 \ell}{12\mu} \times \frac{\Delta P}{L} \quad (1)$$

avec q = débit transitant dans la fissure

ΔP = surpression

μ = viscosité dynamique.

Pour une fissure et à travers une surface $A = \ell \times \ell$ perpendiculaire à l'écoulement, on peut écrire :

$$q = \frac{n b^3 \ell}{12\mu} \times \frac{\Delta P}{L} \quad (2)$$

n = étant le nombre de fissures

En assimilant le milieu fissuré à un milieu poreux équivalent sur la hauteur ℓ , la loi de Darcy permet d'écrire :

$$q = \frac{\ell^2 \times k_f}{\mu} \times \frac{\Delta P}{L} \quad (3)$$

En combinant les deux équations (2) et (3), on peut écrire :

$$k_f = \frac{n b^3}{12 \ell} \quad (4)$$

k_f = perméabilité intrinsèque

L'épaisseur b d'une fissure peut varier de quelques microns à un millimètre et plus, ce qui est déjà important.

Pour une roche fracturée, le nombre de fractures par mètre ($\ell = 1$ m) est égal à 10 et plus. Dans le cas d'une roche moins fracturée, l'espacement entre deux fractures peut être décimétrique à métrique. Prenons deux fractures par mètre ($\ell = 1$ m).

Les perméabilités calculées d'après la formule (4) sont :

$$\begin{array}{llll} b = 0,1 \text{ mm} & l = 1 \text{ m} & n = 2 & k_f = 1,7 \times 10^{-1} \text{ darcy} \quad K = 1,7 \times 10^{-6} \text{ m/s} \\ b = 1 \text{ mm} & l = 1 \text{ m} & n = 10 & k_f = 830 \text{ darcy} \quad K = 8,3 \times 10^{-3} \text{ m/s} \end{array}$$

La gamme des valeurs de perméabilités à mesurer peut donc être extrêmement large selon que l'on ait une ou plusieurs fractures ouvertes et que leur ouverture est plus ou moins grande.

4.2. Porosité

Supposons que la fracturation découpe des blocs cubiques de côté a , l'épaisseur des fissures étant b .

La porosité ϕ est égale à :

$$\frac{(a+b)^3 - a^3}{(a+b)^3}$$

$$\phi = \frac{\text{volume des vides}}{\text{volume des vides} + \text{volume des solides}}$$

b est en général petit devant a d'où $\phi = \frac{3b}{a}$

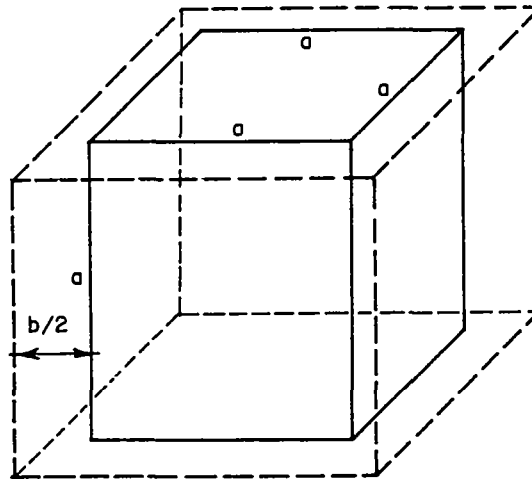


Fig.1.2 - La porosité de fissure

La taille des blocs peut varier de quelques centimètres (cas d'une roche très fracturée) à quelques mètres. En supposant que toutes les fissures sont ouvertes

$$\begin{array}{l} \phi = 3 \times 10^{-3} \text{ pour } a = 10 \text{ cm et } b = 0,1 \text{ mm} \\ \phi = 3 \times 10^{-4} \text{ pour } a = 100 \text{ cm et } b = 0,1 \text{ mm} \end{array}$$

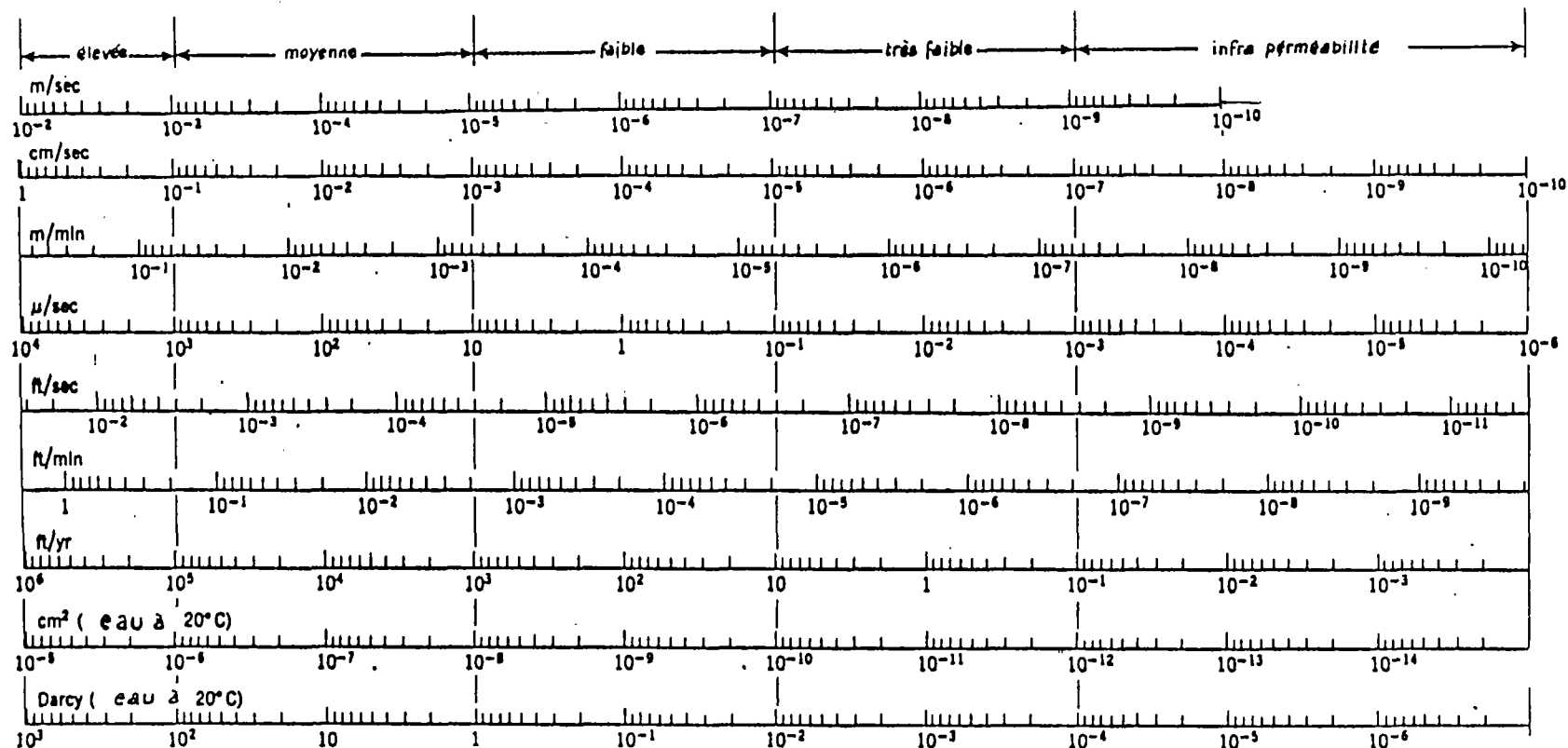
On voit donc que la porosité de fracture est toujours assez faible, même dans le cas d'une maille de fracturation petite.

On trouvera dans le tableau n° 1 une classification des valeurs de perméabilité et une grille de conversion dans les différentes unités.

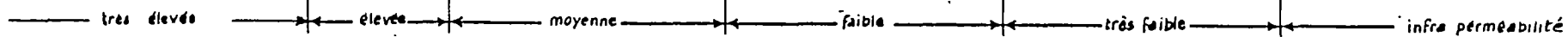
L'annexe n° 1 donne la correspondance des unités de perméabilité dans les différents systèmes de mesure.

Conversion des perméabilités

Hydraulique :



Hydrocarbures :



Pour convertir cm/sec en m/mln multiplier par 0,600
 μ /sec 10^4
 ft/sec 0,0328
 ft/min 1,968
 ft/yr $1,034 \times 10^6$
 cm^2 * $1,031 \times 10^{-3}$
 Darcy* $1,045 \times 10^3$

* pour l'eau à 20°C

TABLEAU N° 1 - CONVERSION DES PERMEABILITES

5. METHODES HYDRAULIQUES DE RECONNAISSANCE DU MILIEU FISSURE

Dans la mesure du possible les méthodes présentées ci-dessous ont été regroupées par échelle d'investigation. Toutefois un bon nombre d'entre elles sont mises en oeuvre dans les forages et selon les cas leur échelle d'influence est très variable. Certaines méthodes couvrent même plusieurs échelles. C'est pourquoi dans le but de faciliter l'exposé, nous considèrerons séparément :

- les méthodes applicables à l'échelle régionale ou locale,
- les méthodes mises en oeuvre principalement dans les forages en précisant chaque fois que possible leur échelle d'influence et les gammes de valeur des paramètres auxquelles elles permettent d'accéder.

Un massif rocheux fracturé constitue un milieu aquifère discontinu, dans lequel l'eau ne se déplace pour l'essentiel que suivant des fissures inégalement ouvertes et interconnectées. Décrire son comportement par des paramètres classiques de perméabilité et de transmissivité l'assimile en théorie à un milieu continu équivalent : la validité de cette équivalence est liée à la notion de volume élémentaire de référence.

La notion de transmissivité implique de plus celle d'écoulement bidimensionnel dans un "monocouche", condition non rigoureusement réalisée dans un massif rocheux : l'assimilation d'une hauteur de "tranche" explorée à une couche est naturellement une approximation, qui tend en général à surestimer la "perméabilité" déduite de la transmissivité apparente.

Les termes perméabilité et transmissivité seront donc employés ici dans les sens de perméabilité (ou conductivité hydraulique) et de transmissivité équivalentes.

5.1. Méthodes applicables à l'échelle régionale ou locale

5.1.1. Détermination approchée de la perméabilité d'un massif rocheux à partir de débits drainés par des galeries ou des fosses

Il arrive fréquemment, particulièrement dans les zones minières, que l'existence de galeries ou de fosses à ciel ouvert permette d'évaluer grossièrement les perméabilités d'ensemble d'un massif rocheux.

Cette détermination nécessite que soit connu le débit drainé par la galerie ou par la fosse, ce qui est souvent le cas (les valeurs de l'exhaure peuvent souvent être approchées à partir de la consommation d'électricité des pompes).

Le débit Q par unité de longueur drainé par une galerie circulaire est fonction de la perméabilité K du terrain, de la hauteur d'eau h au-dessus de la galerie, et du rayon r de la galerie :

$$Q = \frac{2\pi Kh}{\text{Log} \left(\frac{h + \sqrt{h^2 + r^2}}{r} \right)} \quad (5)$$

d'où, si r est petit devant h

$$K = \frac{Q \cdot \text{Log} \left(\frac{2h}{r} \right)}{2\pi h} \quad (6)$$

avec Q en m^3/s , K en m/s , h et r en m .

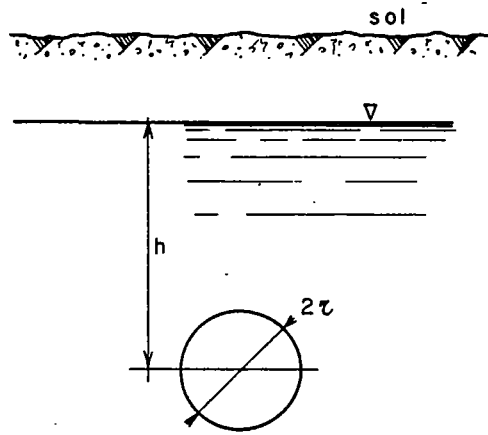


Fig.1.3- Schéma de principe du calcul de la perméabilité à partir de l'analyse des débits d'exhaure d'une mine

Quant à une fosse, elle peut être assimilée à un puits de grand diamètre et on peut lui appliquer la formule de Dupuit :

$$Q = \pi K \frac{H^2 - h^2}{\text{Log} \frac{R}{r}} \quad (7)$$

$$K = \frac{Q \cdot \text{Log} \frac{R}{r}}{\pi(H^2 - h^2)} \quad (8)$$

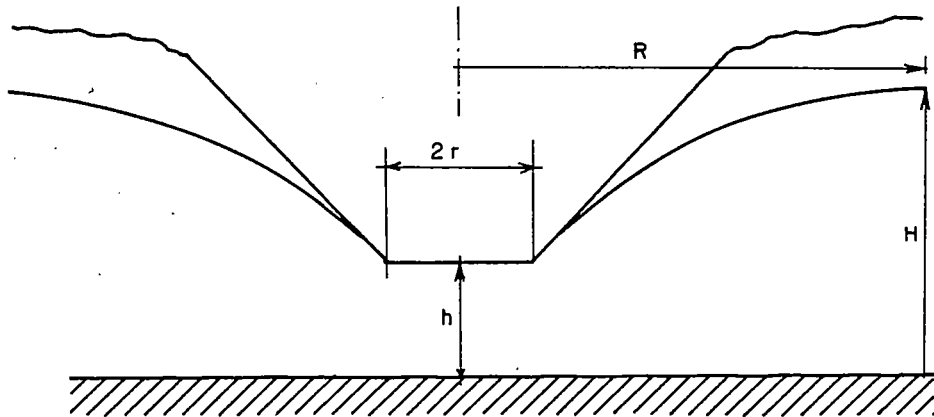


Fig.1.4- Schéma de principe du calcul de la perméabilité à partir de l'analyse des débits d'exhaure d'une fosse

Bien sûr l'application de ces formules ne donne qu'une idée grossière des perméabilités du massif, et il n'est justifié d'y recourir que s'il y a de bonnes raisons de penser que celui-ci présente une certaine homogénéité.

Sous réserve de certaines précautions, les résultats qu'elle fournit permettent néanmoins de donner une idée de l'ordre de grandeur des perméabilités.

Exemple 1

Les données sont issues d'une expérience réalisée par les suédois sur le site de la mine de Stripa.

Un débit de 20 cm³/mn a été mesuré dans une galerie de 3 m de diamètre et de 33 m de long située à 300 m sous le sol. Le niveau d'équilibre de l'eau est au niveau du sol.

L'application de la formule (6)

$$K = \frac{Q \cdot \text{Log} \left(\frac{2h}{r} \right)}{2\pi h} \quad \text{donne } K \sim 3 \times 10^{-11} \text{ m/s}$$

D'autres évaluations sur le même site, à partir de la mesure des gradients hydrauliques donnent le même ordre de grandeur de la perméabilité.

5.1.2. Pompages d'essai

Les méthodes classiques d'interprétation des pompages d'essai dérivent généralement de la solution de Theis qui suppose l'aquifère, homogène, isotrope et d'extension latérale infinie. Dans les aquifères fissurés, on observe très souvent que la réponse en pression d'un puits en cours de pompage n'est pas conforme à celle prévue par Theis. Un certain nombre de modèles ont été proposés pour résoudre ce problème. Nous présentons ici les méthodes développées par A.C. GRINGARTEN et al.

Le milieu fissuré est souvent faiblement perméable. De ce fait, il est fréquent que les effets de capacité masquent les réponses propres de l'aquifère. PAPADOPOULOS et COOPER proposent une série d'abaques qui les prennent directement en compte.

5.1.2.1. Gamme de perméabilités accessible par pompage d'essai

L'étude de la durée des effets de capacité peut donner une idée du domaine d'application des pompages d'essai. PAPADOPOULOS et COOPER [1] proposent une formule d'estimation du temps t_c au-delà duquel les effets de capacité ne jouent plus un rôle prépondérant

$$t_c > \frac{25 r_w^2}{T} \quad (9)$$

avec r_w = rayon du puits de pompage

T = transmissivité

($e \times K$)

e = épaisseur de l'aquifère, K = perméabilité

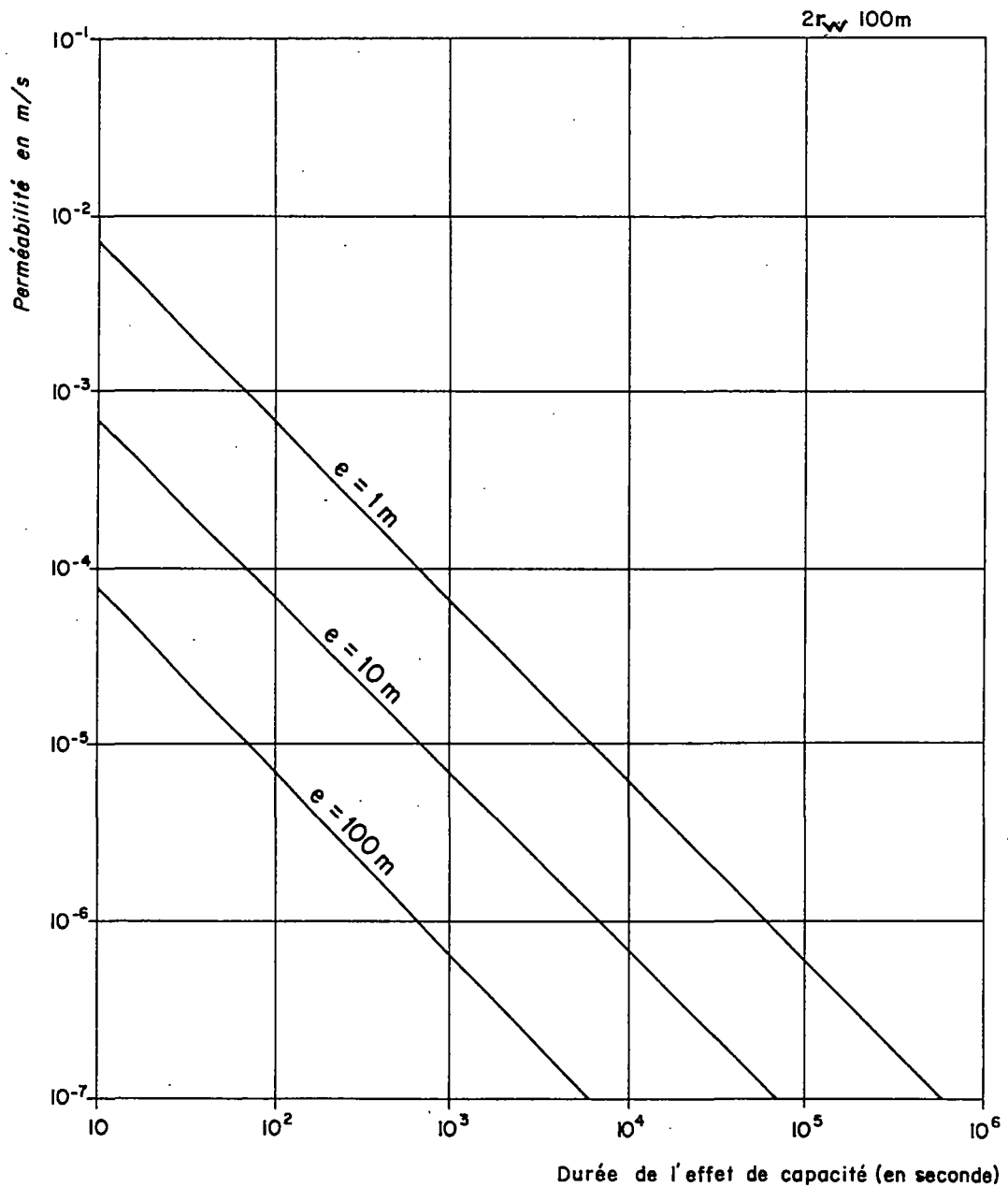
La figure 1.5. permet d'évaluer t_c en fonction de la géométrie du puits de pompage et de la perméabilité des terrains testés. On voit que les pompages d'essai couvrent une gamme très large de perméabilités.

5.1.2.2. Principe de la méthode d'interprétation des pompages d'essai en milieu fissuré

GRINGARTEN et al. [2] ont développé une solution analytique pour représenter le comportement d'un puits de pompage en communication avec une fracture unique horizontale ou verticale.

Fig.1.5 - Durée de l'effet de capacité en fonction de la perméabilité

$$(t_c \geq \frac{25 r_w^2}{K \times e})$$



Dans les deux cas, il est démontré que l'écoulement au début d'un essai à débit constant s'effectue de la matrice vers la fracture et perpendiculairement à celle-ci. La variation de pression au puits est alors proportionnelle à la racine carrée du temps ; ce qui se traduit par une ligne droite de pente 0,5 sur un graphique bilogarithmique de modules égaux. Au fur et à mesure que l'essai se prolonge, le rabattement devient identique à celui prévu par la solution de Theis, à une constante près, qui dépend du point de mesure et de la direction de la fracture.

5.1.2.2.1. Cas de la fracture verticale

Le modèle utilisé est représenté ci-dessous (fig. 1.6.).

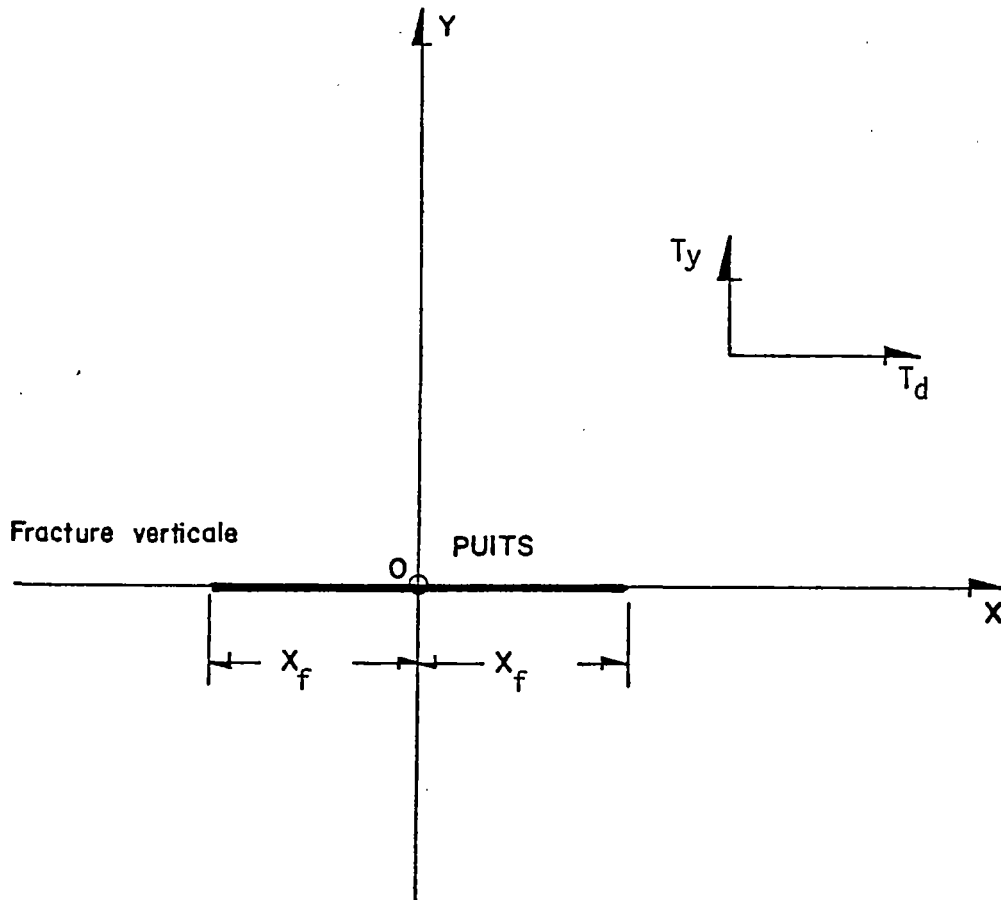


Fig. 1.6. - Modèle de fracture verticale

La solution analytique permet de tracer des abaques (t_D, s_D) ($r_D=0$ correspondant au puits unique recoupant la fissure). On peut déduire les paramètres par superposition des courbes expérimentales sur les courbes théoriques.

En un point de coïncidence quelconque, on a :

$$\sqrt{T_X T_Y} = \frac{Q}{4\pi} \frac{s_D}{s} \quad (10)$$

- avec T_X et T_Y = transmissivités principales (m^2/s) (si on suppose le milieu anisotrope)
 Q = débit (m^3/s)
 s_D = rabattement adimensionnel mesuré sur l'abaque (sans dimension)
 s = rabattement observé au temps t (m)

$$\frac{T_X}{S X_f^2} = \frac{t_D}{t} \quad (11)$$

avec t_D = temps adimensionnel
 X_f = demi-longueur de la fracture
 S = coefficient d'emmagasinement
 t = temps

La première équation donne la moyenne géométrique des perméabilités maximale et minimale, tandis que la deuxième permet d'obtenir, si l'emmagasinement S est connu :

$$\frac{T_X}{X_f^2}$$

On remarque que les valeurs de T_X , T_Y , et de X_f ne peuvent être obtenues à l'aide du seul puits de pompage. Il est nécessaire de mesurer les rabattements à au moins deux puits d'observation.

Si on néglige les premières mesures et si le temps de pompage est suffisamment long, la transmissivité calculée à l'aide de la solution de Theis ou de Jacob représente la moyenne géométrique des transmissivités principales. Dans le cas où la fracture en communication avec le puits n'est pas d'épaisseur nulle mais possède un certain volume, le comportement en pompage est modifié. Une nouvelle famille de courbes théoriques dépendant du paramètre réduit C_{DF} permet de prendre directement en compte l'effet de capacité.

Lorsque l'effet de capacité est dû aux fissures et non au puits, les mesures de capacité peuvent être corrigées (voir exemple 3). Une correction du même type permet d'éliminer les pertes de charge (voir exemple 2).

Exemple 2

Un forage d'une profondeur de 60 m a été testé au débit constant de 66 m³/h. Il recoupe un aquifère fissuré captif dont l'épaisseur est estimée à 50 m. Les études de terrain ont montré que les fractures verticales prédominaient. La courbe de descente observée est présentée sur la figure 1.7. Le report des rabattements en fonction de \sqrt{t} (voir figure 1.8.) montre qu'il existe une perte de charge égale à 0,82 m. Les rabattements observés ont donc été corrigés de cette valeur.

La superposition de la courbe corrigée des pertes de charge (fig. 1.7.) sur la courbe théorique permet de calculer la transmissivité $T = \sqrt{T_X T_Y}$

$$T \approx 2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

5.1.2.2.2. Cas de la fracture horizontale

Le modèle utilisé est représenté ci-après (fig. 1.9.)

Fig.1.7 - Exemple.n°2
FRACTURE VERTICALE

Courbe de descente au puits de pompage - $s=f(t)$

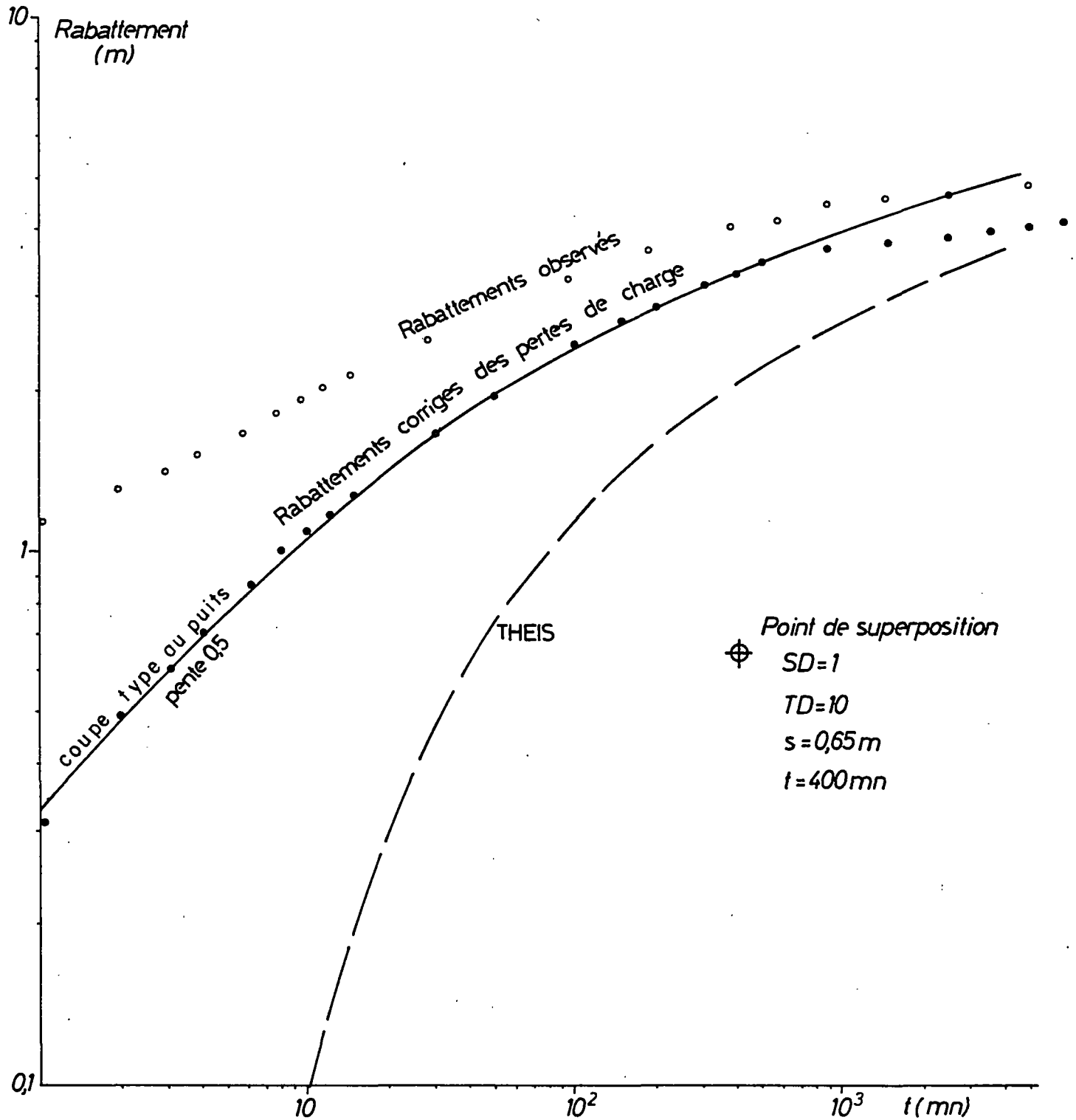
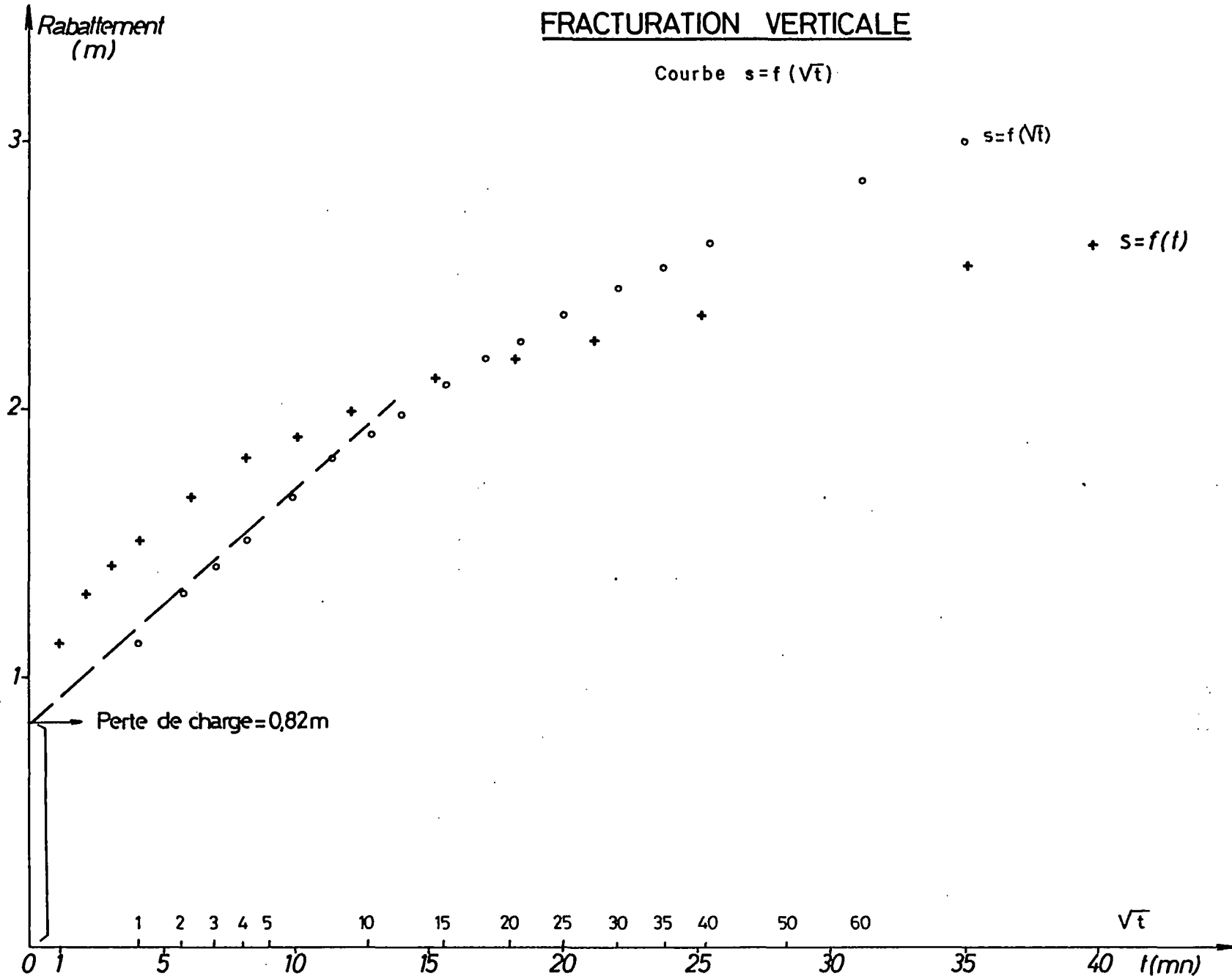


Fig.1.8 - Exemple n° 2

FRACTURATION VERTICALE

Courbe $s = f(\sqrt{t})$



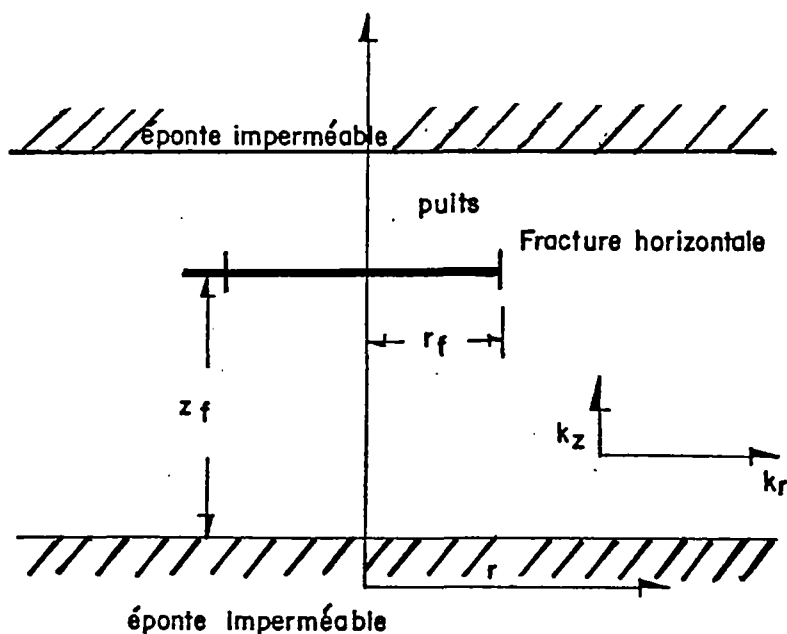


Fig. 1.9. - Modèle de fracture horizontale

La solution analytique est représentée en coordonnées bilogarithmiques pour le puits de pompage dans le cas d'une fracture située à mi-hauteur de l'aquifère. Chacune des courbes théoriques dépend de la hauteur réduite h_D .

Par superposition des mesures expérimentales et des courbes théoriques, on obtient des relations suivantes :

$$s_D = \frac{s}{Q/4\pi K_r h} = \frac{s}{Q/4\pi T} \quad (12)$$

$$h_D = \frac{h}{r_f} \sqrt{\frac{K_r}{K_z}} \quad (13)$$

$$t_D = \frac{It}{Sr^2_f} \quad (14)$$

- avec K_r et K_z = perméabilités principales
- r_f = rayon de la fracture
- s_D = rabattement adimensionnel
- s = rabattement observé au temps t
- t_D = temps adimensionnel
- t = temps
- h = épaisseur de l'aquifère
- S = coefficient d'emmagasinement
- T = $K_r \cdot h$ = transmissivité (horizontale)

d'où l'on peut tirer K_r et K_z et r_f

T peut aussi être calculé par la méthode de Jacob à condition que la durée de pompage soit suffisamment longue.

Exemple 3

Un forage d'un diamètre de 30 cm a été testé au débit constant de 30 m³/h. Il capte la craie fissurée. L'épaisseur de l'aquifère est estimée à 15 m. La courbe de descente présentée sur la figure 1.10. suggère l'utilisation d'un modèle à fracture horizontale de préférence à un modèle à fracture verticale.

La pente initiale de la droite est égale à 1. Le coefficient de capacité C est égal à :

$$C = \frac{Qt}{\Delta s} = 0,14 \text{ m}^3/\text{m}$$

Ce qui est supérieur au seul volume du puits $\pi r_w^2 = 0,071 \text{ m}^3/\text{m}$ (r_w = rayon du puits). Il est donc vraisemblable que l'effet de capacité obtenu soit dû à des fractures à surface libre.

Le report des rabattements en fonction de \sqrt{t} (fig. 1.11.) permet d'évaluer l'effet de capacité à 0,15 m et de corriger la courbe de descente observée. Une bonne superposition de la courbe corrigée des effets de capacité est obtenue sur la courbe théorique $h_D \geq 20$ (fig. 1.12.). En combinant les équations (12) et (13), on obtient la transmissivité de l'aquifère :

$$s_D/h_D = 0,037 \text{ pour } s = 0,03 \text{ m}$$

$$s_D = \frac{s_D}{h_D} \cdot h_D \geq 0,74 \quad T = \frac{Q}{4\pi} \frac{s_D}{s} \quad T \geq 1,6 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s} \quad (15)$$

soit $K_r = 1,1 \times 10^{-3} \text{ m/s}$ en divisant par l'épaisseur de 15 m.

$$t_D = 0,76 \text{ pour } t = 60 \text{ s}$$

L'équation (14) donne $Sr_f^2 = 1,29$. Si on connaît S on peut calculer r_f . On a ainsi :

$$r_f \geq 11,4 \text{ m si } S = 10^{-2}$$

$$r_f \geq 114 \text{ m si } S = 10^{-4}$$

Les équations (13) et (14) permettent de calculer K_z , on obtient :

$$\frac{t_D}{h_D} = \frac{K_z t}{Sr_f} \quad K_z = \frac{h^2 K_r}{h_D r_f^2} \quad K_z \leq 4,8 \times 10^{-6} \text{ m/s si } S = 10^{-2}$$

$$K_z \leq 4,8 \times 10^{-8} \text{ m/s si } S = 10^{-4}$$

5.1.2.2.3. Cas des piézomètres

Le comportement des piézomètres diffère nettement de celui du puits de pompage communiquant avec la fracture qu'elle soit horizontale ou verticale. On ne distingue plus de pente 0,5 et le rabattement dépend de la position du piézomètre par rapport au puits de pompage. Des abaques ont été établies pour des positions particulières des piézomètres par rapport à la fracture et au puits de pompage.

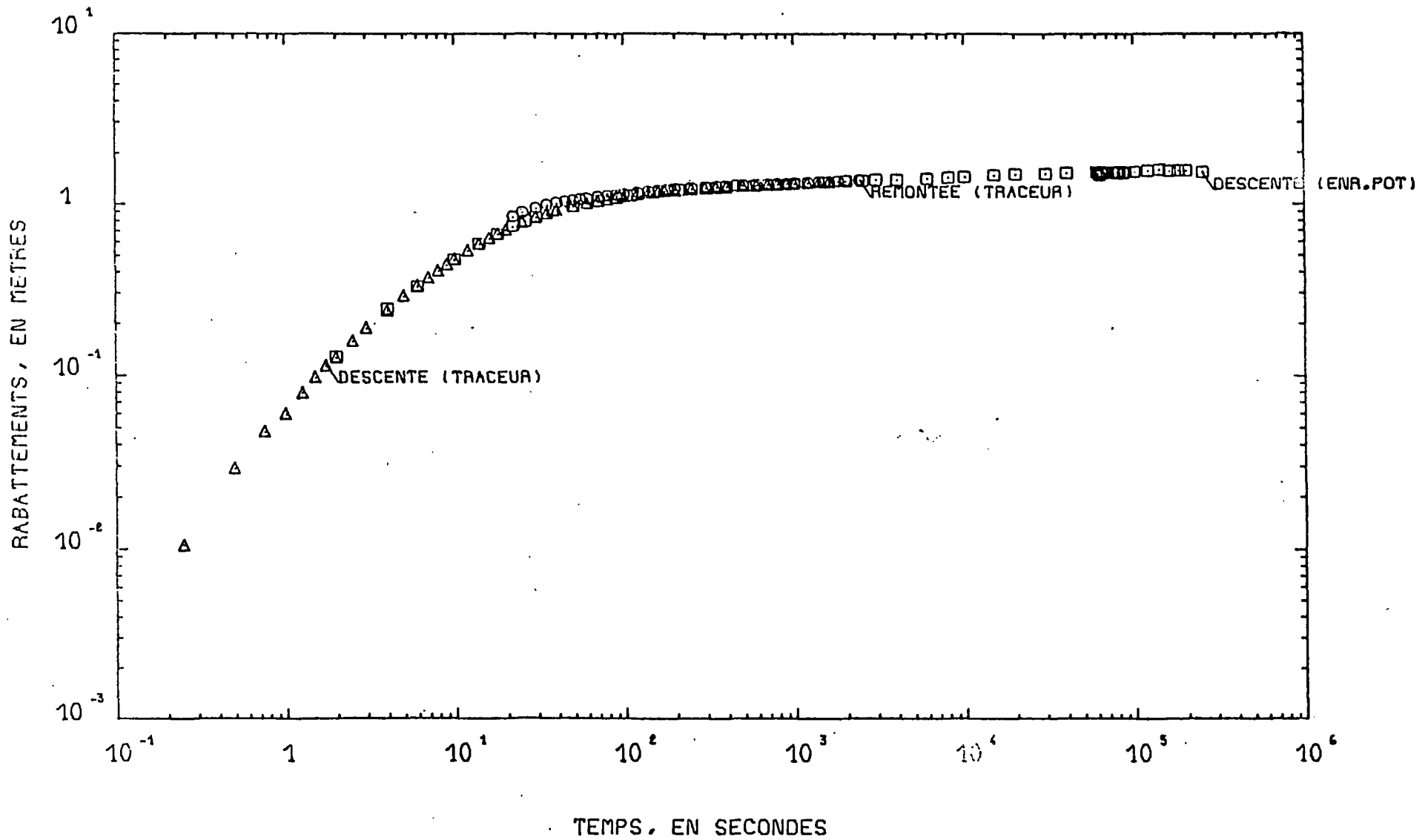


Fig. 1.10 - Exemple n°3 . Pompage d'essai du 31-1-1977 au 3-2-1977 sur le puits FR3 à Lille (59)
 Débit de pompage : $Q = 30 \text{ m}^3/\text{h}$

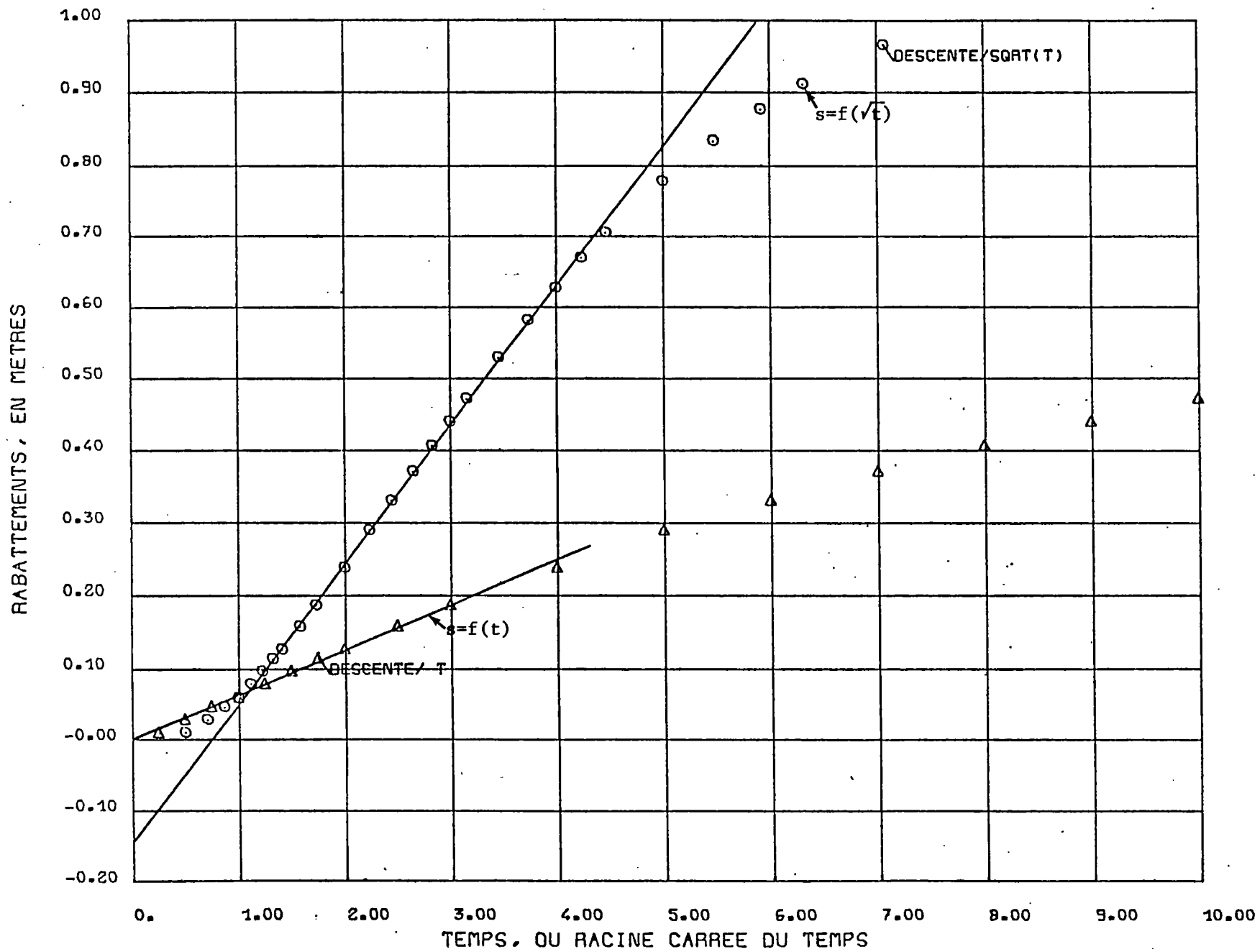


Fig. 1.11 - Exemple n°3. Pompage d'essai du 4-2-1977 sur le puits du jardin d'enfants (Lille 59)
 Mise en évidence de l'influence de la fissuration

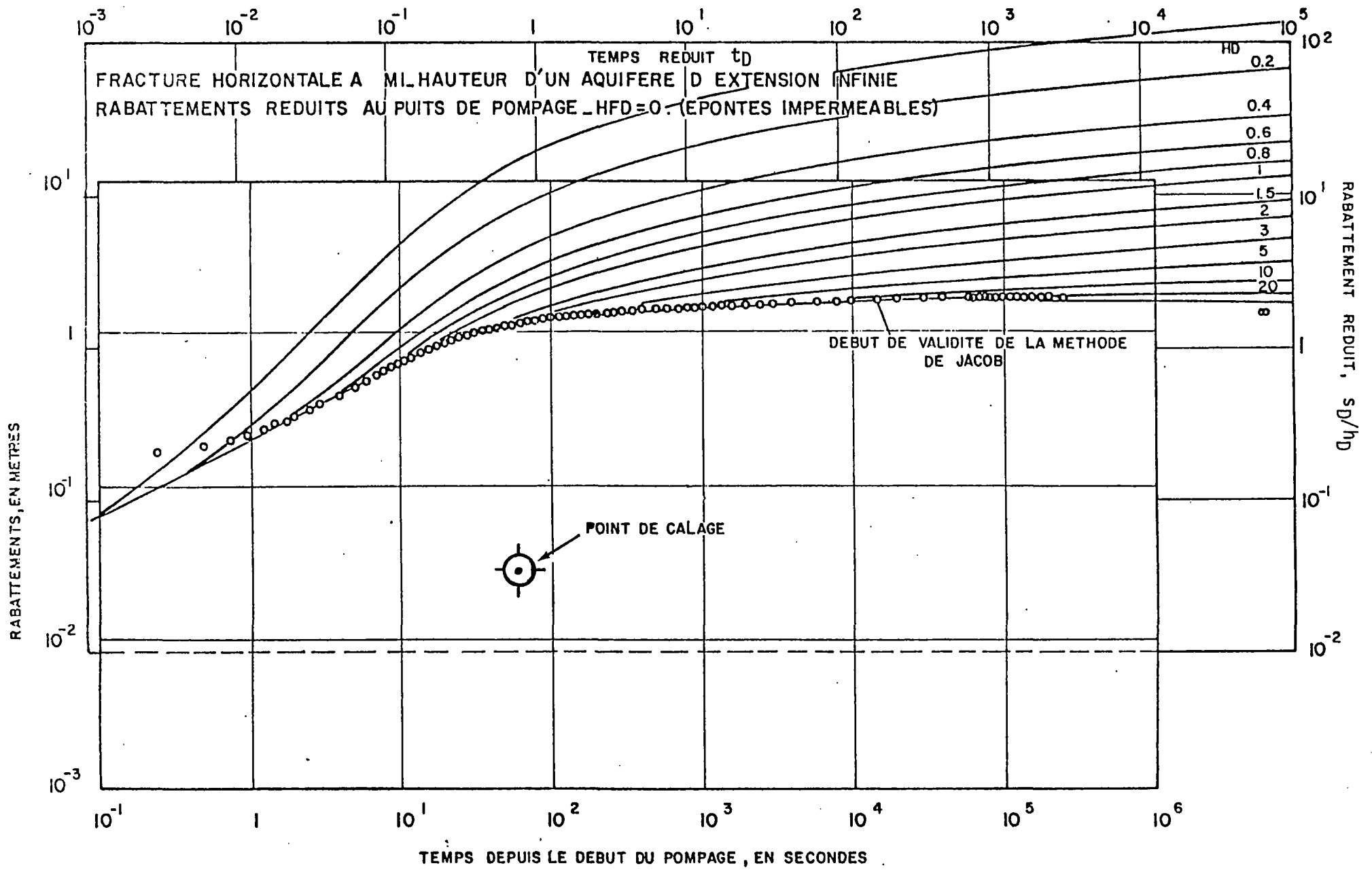


Fig.1.12 - Exemple n°3. Courbe de descente corrigée

5.1.2.3. Effets de capacité

Supposons que le milieu aquifère soit peu perméable. Au début du pompage, on sollicite principalement la réserve capacitive que constitue le forage. On peut alors écrire :

$$\text{Volume pompé} = A \times s = Q \times t$$

$$\text{ou } s = \frac{Q \times t}{A}$$

avec A = section du forage

s = rabattement au temps t

Q = débit de pompage

t = temps

$$\begin{array}{l} \log s = \log Q + \log t - \log A \\ \text{ou } \log s = \log t + \text{cste} \end{array} \left. \vphantom{\begin{array}{l} \log s = \log Q + \log t - \log A \\ \log s = \log t + \text{cste} \end{array}} \right\} \begin{array}{l} \text{(logarithme décimal} \\ \text{ou Neperien)} \end{array}$$

En coordonnées bilogarithmiques, on obtiendra donc une droite de pente 1.

PAPADOPOULOS et COOPER [1] ont établi une série de courbes-types (voir figure 1.13.) qui permet de prendre directement en compte les effets de capacité.

Chaque courbe-type est identifiée par un coefficient $\alpha = S \frac{r_w^2}{r_c^2}$ (fig.1.14.).

avec S = coefficient d'emmagasinement

r_w = rayon du forage dans la partie captée

r_c = rayon du tubage

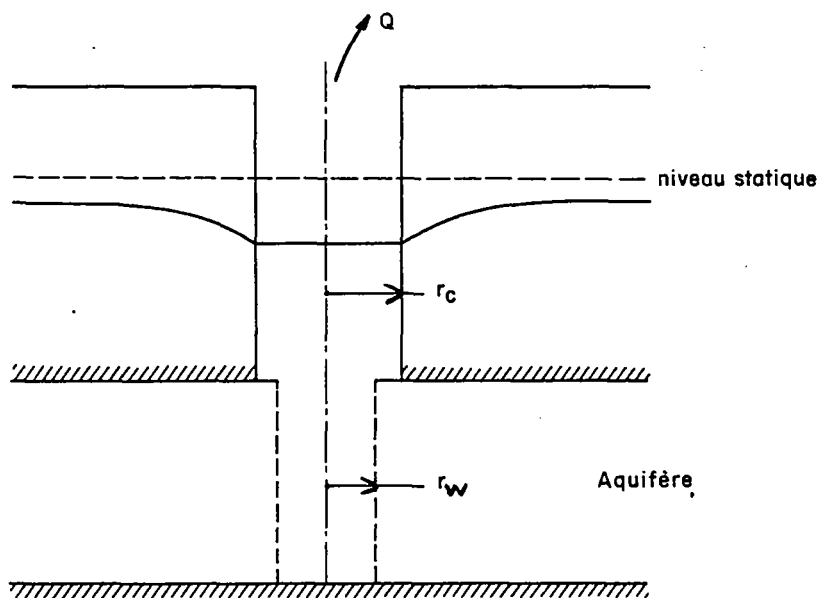
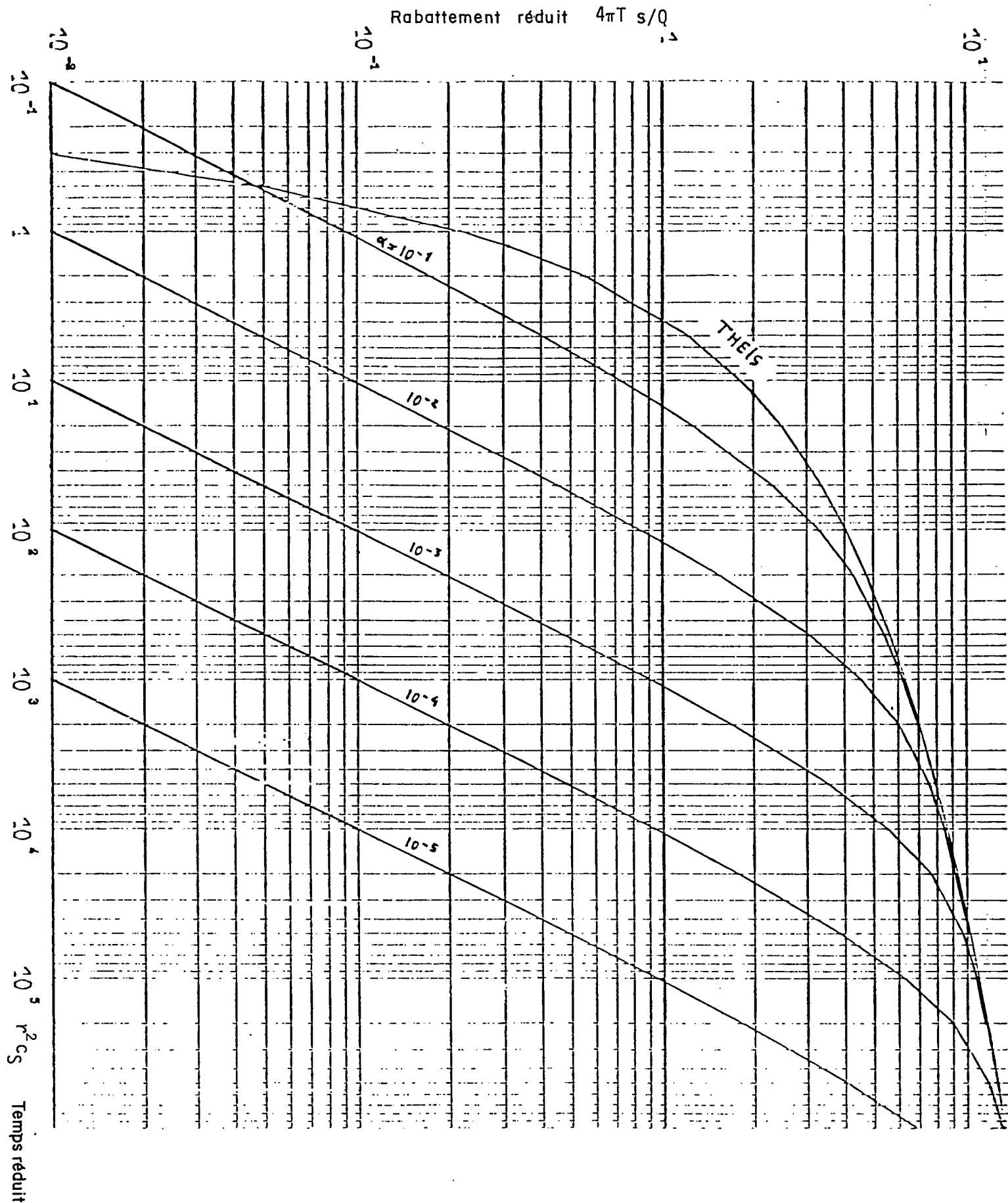


Fig.1.14 - Définition du coefficient α

Fig.1.13 - Effets de capacité . Courbes . Type de Papadopoulos-Cooper (1)



Un certain nombre de courbes-types, pour des valeurs différentes de S, peuvent s'ajuster également bien ; dans la pratique, l'expérience de l'hydrogéologue lui permettra de faire le meilleur choix de la valeur de S, donc de la courbe-type, compte tenu des conditions hydrogéologiques locales.

L'interprétation se fait selon la méthode de superposition.

5.1.2.4. Conclusion

L'intérêt des méthodes d'interprétation des pompages d'essai proposées par GRINGARTEN et al. est évident dans tous les cas où l'on recherche autant les caractéristiques globales du milieu aquifère que celles d'une fissure donnée. C'est un avantage pour l'étude des ressources en eau, mais un inconvénient pour les études appliquées à la géothermie où la perméabilité de fissure joue un rôle prépondérant sur le rendement des opérations.

D'autres méthodes ou modèles existent :

- PAPADOPOULOS et COOPER [3] indiquent comment obtenir les propriétés hydrauliques et les directions principales des perméabilités d'un aquifère anisotrope. L'interprétation est possible si l'on dispose d'un forage et d'au moins deux piézomètres.
- En milieu faiblement perméable, le matériel disponible sur le marché ne permet pas toujours de réaliser un pompage à débit constant. Dans ce cas, on peut retenir un pompage périodique qui permet en fait un débit fictif continu très faible [4].
- Enfin, parmi les autres modèles applicables, selon les cas, aux milieux fissurés, il faut citer celui proposé par WARREN et ROOT [5]. Dans ce modèle, on considère que la formation aquifère comprend deux régions à porosités essentiellement différentes. L'une d'elles, la matrice possède un grand coefficient d'emmagasinement et une faible perméabilité et constitue un milieu poreux homogène et isotrope. La deuxième région, formée par un réseau de fractures, découpant l'ensemble en parallélépipèdes identiques, est caractérisée par un emmagasinement faible et une perméabilité importante. La solution analytique est équivalente à celle de Boulton.

5.1.3. Méthodes principalement mises en oeuvre dans les forages

5.1.3.1. Injection entre obturateurs (ou packers) ou essai Lugeon

Les essais Lugeon peuvent être réalisés dans des forages non orientés par rapport à la fissuration existante. Dans ce cas, l'essai Lugeon donne une valeur globale de la perméabilité abstraction faite de toute idée d'anisotropie.

Si une reconnaissance structurale permettant de préciser les différentes familles principales de fractures a été réalisée au préalable, les sondages destinés aux essais pourront être orientés de façon qu'ils soient respectivement perpendiculaires à chacune des familles de fracture.

5.1.3.1.1. Principe

L'essai de perméabilité type Lugeon consiste à mesurer les débits d'eau injectés dans le terrain, à des pressions croissantes et décroissantes maintenues constantes par paliers pendant une durée de 10 mn environ.

5.1.3.1.2. Interprétation et hypothèses [6] [7]

L'interprétation s'applique aux cas des fractures horizontales et des fractures qui ne sont pas rigoureusement perpendiculaires au sondage.

La perméabilité (perpendiculaire au sondage) est calculée d'après l'équation des écoulements cylindriques (fig. 1.15.) :

$$\varphi_0 - \varphi = \frac{Q/L}{2\pi K} \text{Log} \frac{r}{r_0} \quad (16)$$

avec φ et φ_0 = hauteurs piézométriques aux distances r et r_0 de l'axe du sondage

Q/L = le débit par unité de longueur

K = perméabilité perpendiculaire à l'axe du sondage.

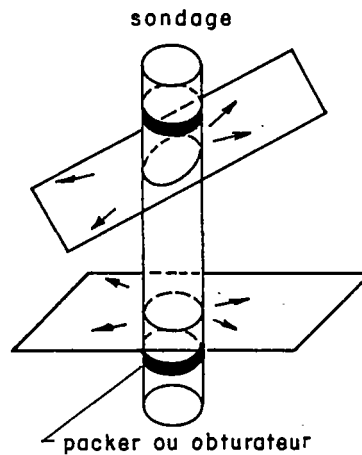


Fig.1.15 - Influence de la direction des fractures sur les écoulements

En l'absence de piézomètre, on considère le rayon de la cavité d'essai r_0 et le rayon d'action R

en pratique on prend $\text{Log} \frac{R}{r_0} \approx 7$

$\varphi_0 - \varphi$ devient égal à $\Delta\varphi$ ou surpression dans la cavité d'essai (fig. 1.16.)

$$\Delta\varphi = (p + H_{\text{mano}} + H_0) - \Delta H$$

avec p = pression lue au manomètre

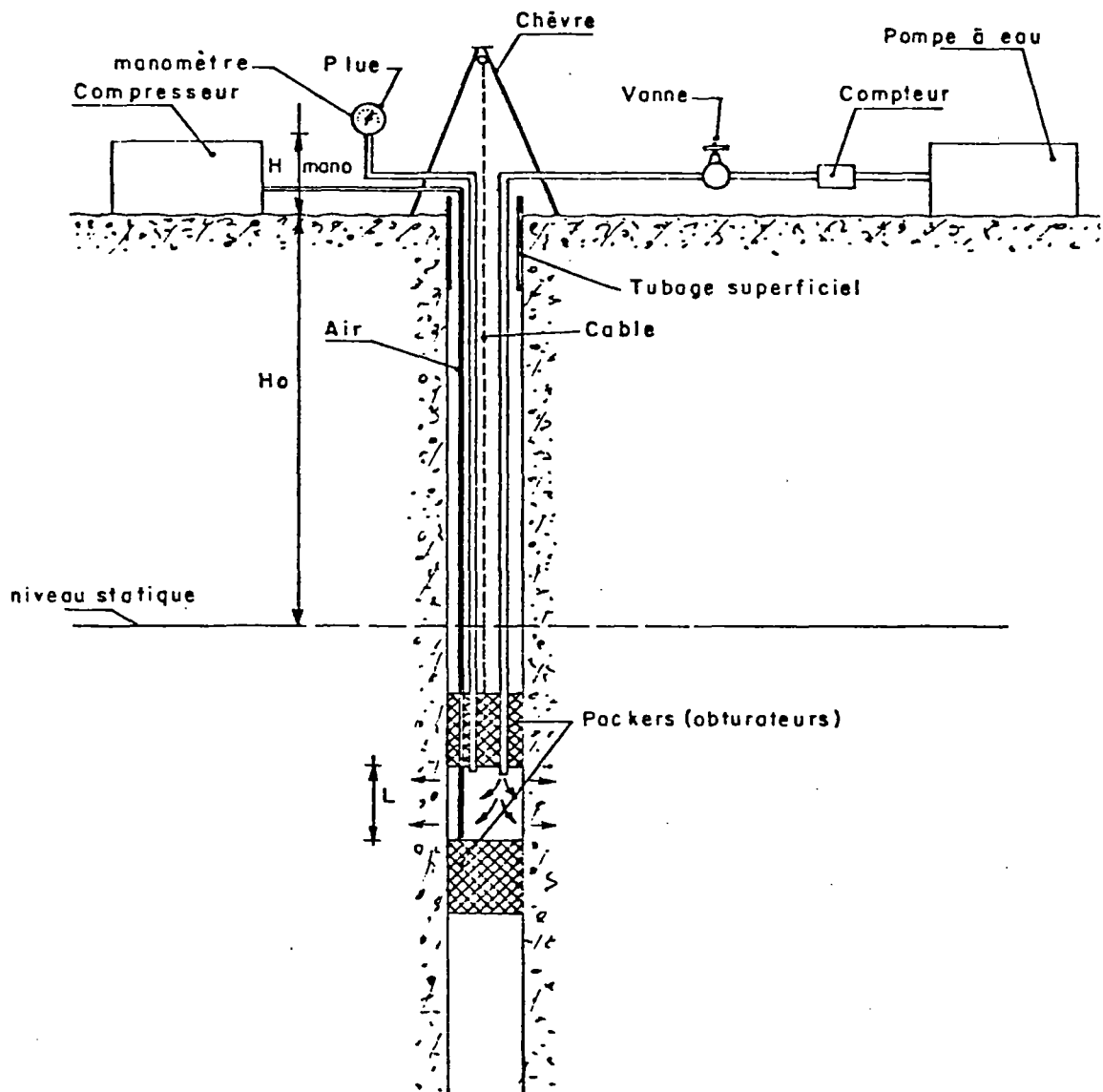
H_{mano} = hauteur du manomètre

ΔH = pertes de charge dans les conduites et l'obturateur

H_0 = profondeur du niveau d'eau

ΔH peut être estimées par une procédure d'étalonnage ou pris en compte directement en installant un capteur de pression dans la cavité d'injection.

Fig.1.16 - Injection entre obturateurs ou Essai Lugeon
(Schéma de principe)



L'équation (16) devient :

$$K = 1,85 \times 10^{-5} \frac{Q/L}{\Delta\psi} \quad \begin{matrix} (\text{l/mn/m}) \\ (\text{m d'eau}) \end{matrix} \quad (17)$$

Le calcul de K se fait après avoir vérifié que le milieu n'a pas subi de modifications (géométrique, claquage, colmatage, débouillage, etc...) et que le niveau d'eau au-dessus de la zone d'essai n'a pas varié.

Les valeurs de Q/L sont reportées en coordonnées arithmétiques (fig. 1.17.) en fonction des surpressions $\Delta\psi$. La pente est estimée après avoir choisi un cycle représentatif de l'écoulement laminaire.

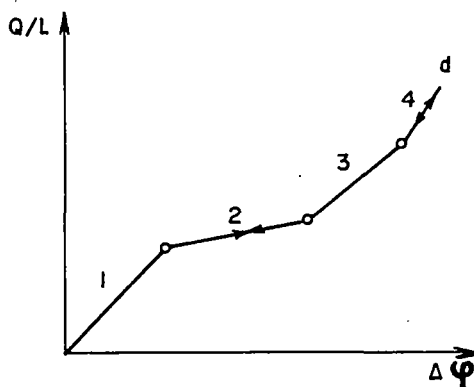


Fig.1.17 - Courbes caractéristiques, différents cas

- ① Ecoulement laminaire. Le débit est proportionnel à la pression d'injection.
- ② Ecoulement turbulent.
- ③ Turbulence compensée par l'ouverture des fissures sous l'action de la pression de l'eau.
- ④ Prédominance de l'effet d'ouverture des fissures.

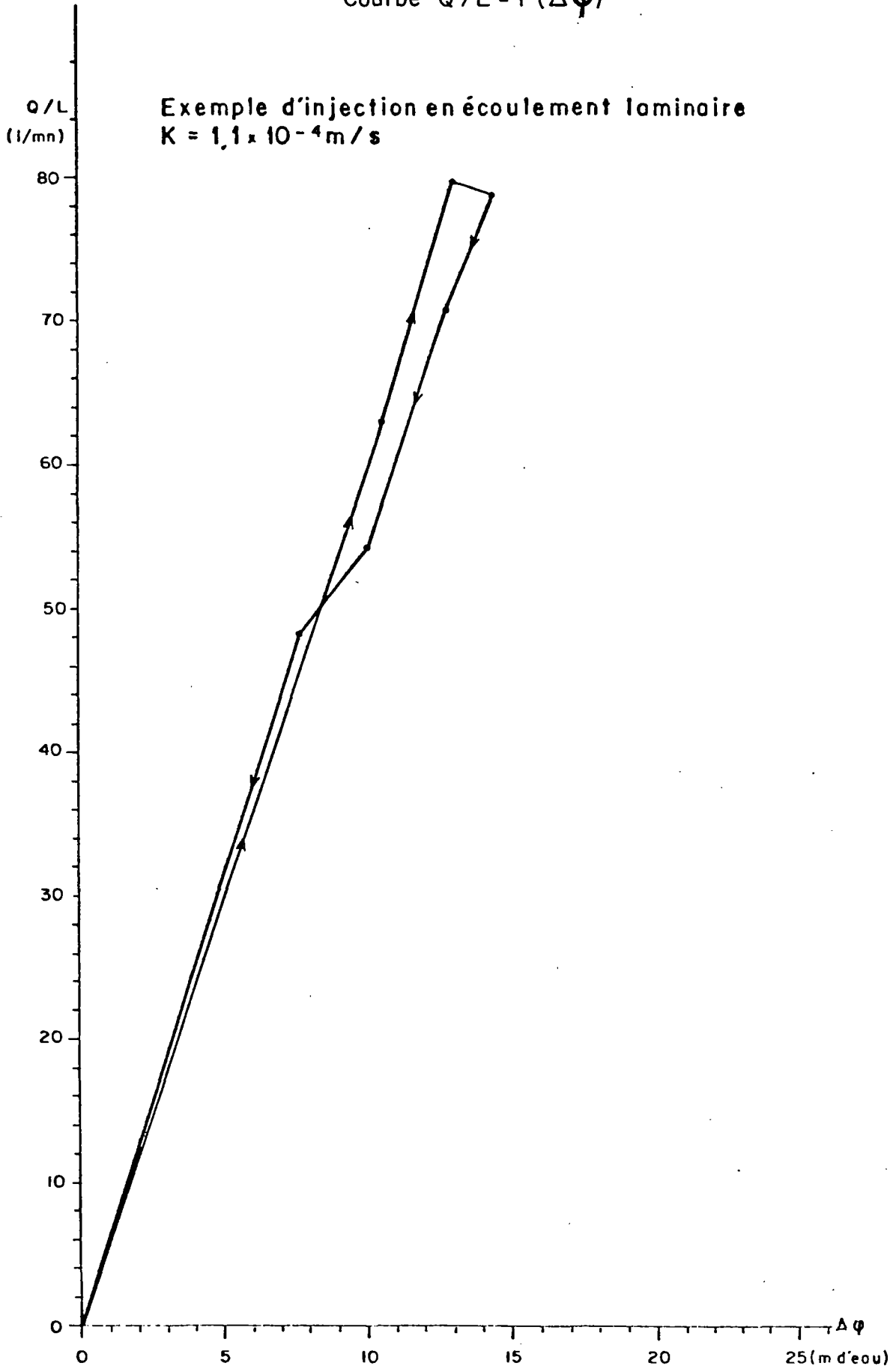
On trouvera à la figure 1.18. un exemple de courbe $Q/L = f(\Delta\psi)$ établit sur un forage de reconnaissance d'un granite de Bretagne.

Remarque :

L'expérience a montré que les valeurs de perméabilité mesurées au moyen des essais d'injection sont souvent plus élevées que celles obtenues avec d'autres méthodes (chocs hydrauliques) par exemple. Plusieurs explications peuvent être proposées :

- les plans de fissures subverticales font intervenir une hauteur d'aquifère mal connue plus importante que l'intervalle isolé entre deux obturateurs,
- les transmissivités moyennes par le choc hydraulique et l'injection intéressent un volume de masse rocheuse différent,
- l'injection d'eau sous pression modifie probablement l'ouverture des fissures.

Fig.1.18 - Exemple n°4
Courbe $Q/L = f(\Delta\psi)$



5.1.3.1.3. Gamme de perméabilités accessible par essai Lugeon

Le problème majeur est posé par la mesure des faibles perméabilités. Sa solution est étroitement liée à la mesure des débits. A l'heure actuelle, il est possible de mesurer des débits de l'ordre de 0,01 l/mn au moyen de débitmètres du type Héliflux. Pour une cavité d'injection de longueur L = 1 m, l'injection de 0,01 l/mn sous 10 bars (≈ 100 m d'eau) permet la mesure d'une perméabilité de $1,85 \times 10^{-9}$ m/s.

En milieu très faiblement perméable, on peut descendre en-deçà de cette valeur en augmentant la longueur de la cavité d'essai L.

L'échelle d'investigation dépend de la longueur de la passe d'essai. Plus cette longueur sera grande, plus on intéressera un grand nombre de fractures et un volume de terrain important.

5.1.3.1.4. Matériel

Les essais peuvent être réalisés soit à l'avancement avec un obturateur unique, soit avec double obturateur en fin de foration.

Le B.R.G.M. possède un dispositif complet, opérationnel à 1 000 m de profondeur dans le diamètre 76 mm. Les débits et les pressions d'injection sont enregistrés automatiquement.

La figure 1.19. présente le dispositif expérimental. Le tableau n° 2 ci-dessous donne des précisions sur la gamme des obturateurs disponibles.

Tableau n° 2 - Caractéristiques des obturateurs disponibles

Ø forage	Ø obturateur	Pression différentielle entre obturateur		Ø max. de la manchette à 300 bars	Longueur des manchettes
		bars	psi		
123 mm (4.85")	3" 7/8	330 bars	4800 psi	5"	66"
96 mm (3.8")	3" 1/4	330 bars	4800 psi	4"	48"
76 mm (5.0")	2" 1/2	380 bars	5500 psi	3" 1/2	48"

5.1.3.2. Sonde hydraulique triple (dispositif breveté)

L'imprécision sur les résultats fournis par les essais Lugeon classiques est liée d'une part à la méconnaissance de la pression réelle dans la passe d'essai et du réseau d'écoulement autour de la cavité d'injection, et d'autre part aux débits de fuites éventuels par contournement des obturateurs quand ceux-ci sont trop courts ou insuffisamment plaqués aux parois du forage.

C. LOUIS a imaginé une sonde triple comportant une cavité centrale et deux cavités de garde, dispositif qui permet d'éliminer les inconvénients cités plus haut, entre autres la pression d'injection dans la formation est mesurée directement dans la cavité centrale.

SCHEMA DU DISPOSITIF DE MESURE DES PERMEABILITES

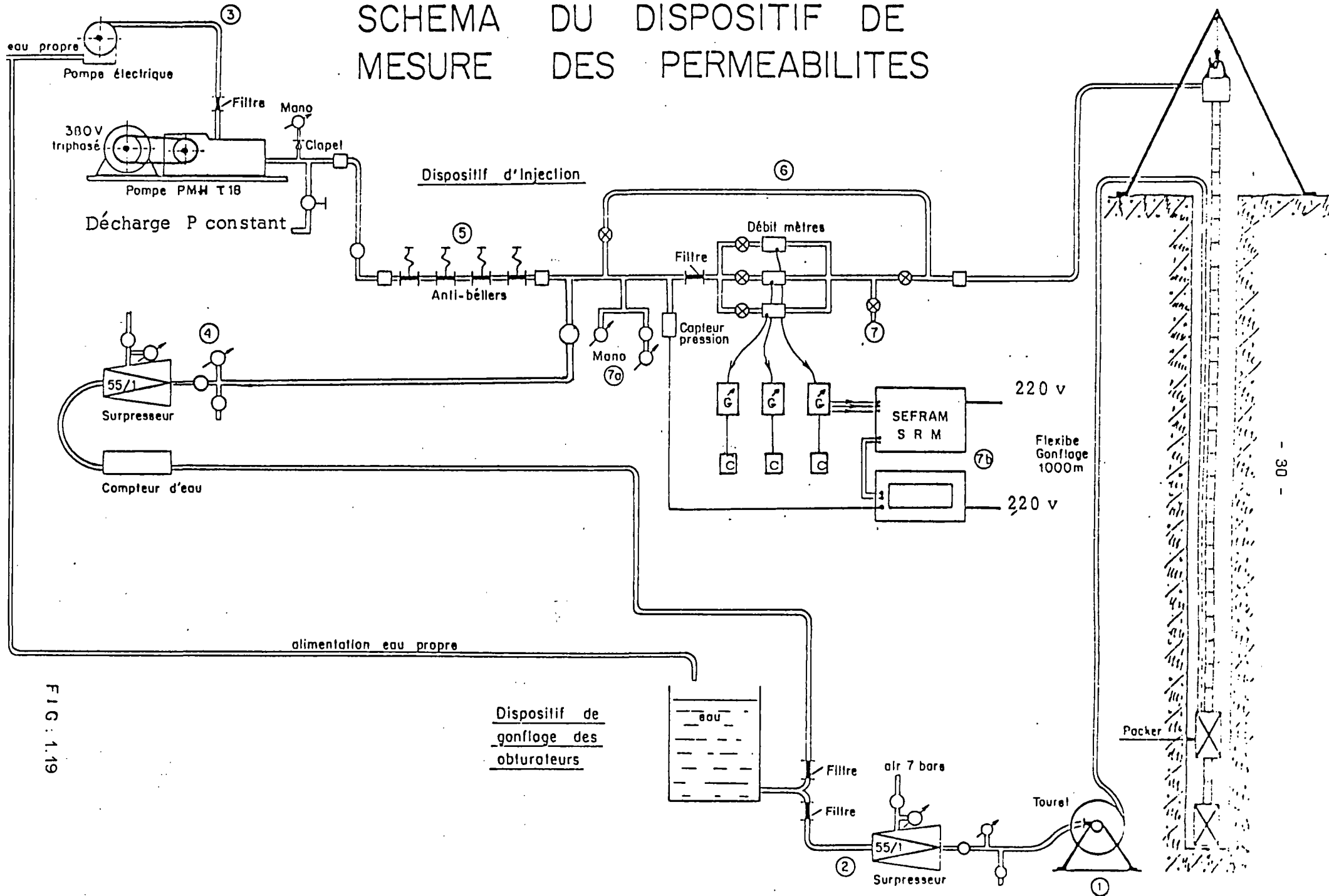


FIG. 1.19

5.1.3.2.1. Description et mise en oeuvre (fig. 1.20.)

L'appareil utilisé par le B.R.G.M. se compose de :

- 4 obturateurs (diamètre 86 mm) gonflables à l'air à une pression maximale de 18 bars (1)
- d'entretoises de longueur variable formant les cavités d'injection. Les longueurs des cavités sont de 2 m maximum pour les cavités de garde et de 5 m pour la cavité centrale (2)
- une liaison par quatre conduits jusqu'à la surface :
 - . un tuyau pour l'injection dans la cavité centrale (3)
 - . un tuyau pour l'injection simultanée dans les deux cavités de garde (4)
 - . un flexible pour le gonflage des obturateurs (5)
 - . un flexible pour la prise de pression dans la cavité centrale (6)

En surface on dispose :

- d'un compresseur pour le gonflage des obturateurs (7)
- d'une pompe double circuit (8) pour l'injection de l'eau dans toutes les cavités. On injecte à la même pression dans les deux cavités de garde et la cavité centrale.

Le contrôle des pressions et des débits se fait au moyen de deux compteurs d'eau (9) et d'un manomètre (10).

La sonde est utilisable jusqu'à une profondeur de 50 m dans des forages de diamètre 96 ou 101 mm. La pompe permet d'atteindre une pression de 12 à 15 bars.

5.1.3.2.2. Gamme des perméabilités accessible par la sonde triple

Le dispositif dans sa version actuelle permet d'atteindre la mesure de perméabilités de l'ordre de 1×10^{-8} m/s au minimum et de 1×10^{-4} m/s au maximum.

5.1.3.2.3. Interprétation

Les équations de l'écoulement autour de la cavité centrale sont les mêmes que dans le cas de l'essai Lugeon classique (§ 5.1.3.1.). Toutefois, le maintien, en cours d'essais de pressions constantes dans les cavités de garde et les centrales, permet d'obtenir un écoulement radial plan plus proche du modèle théorique.

L'influence de la conductivité hydraulique K_z parallèle au sondage est éliminée, seules interviennent les conductivités K_x , K_y dans un plan perpendiculaire au forage.

En tenant compte du débit total injecté dans les trois cavités et une fois déterminée K_x et K_y , il est possible d'en déduire K_z .

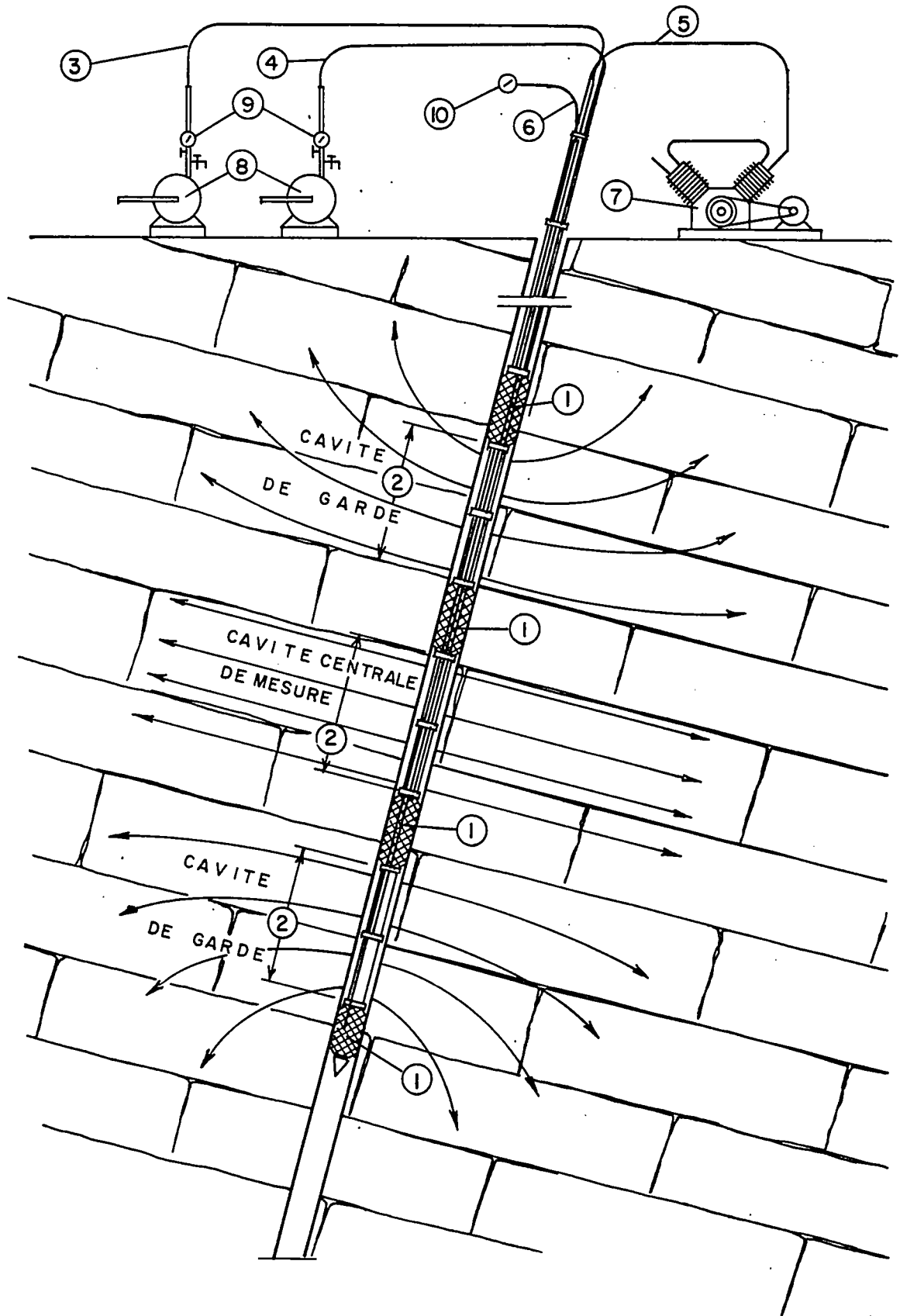


Fig.1.20 - Schéma de principe de la sonde hydraulique triple

5.1.3.3. Slug-test ou choc hydraulique

5.1.3.3.1. Principe et hypothèses [8], [9], [10]

Le slug-test consiste à suivre dans un forage l'évolution du niveau d'eau H en fonction du temps t après une variation brusque H_0 du niveau (fig. 1.21.) La solution proposée par H. COOPER, I.D. BREDEHOEFT et I.S. PAPADOPOULOS [9] pour un forage de diamètre fini est de la forme :

$$\frac{H}{H_0} = F(\beta, \alpha) \quad (18)$$

avec $\alpha = S \frac{r_s^2}{r_c^2}$

et $\beta = \frac{T t}{r_c^2}$

avec r_c = rayon du puits au niveau du plan d'eau libre

T = transmissivité de l'aquifère

t = temps depuis le changement de charge

S = coefficient d'emmagasinement de l'aquifère

r_s = rayon du puits au niveau de la couche aquifère

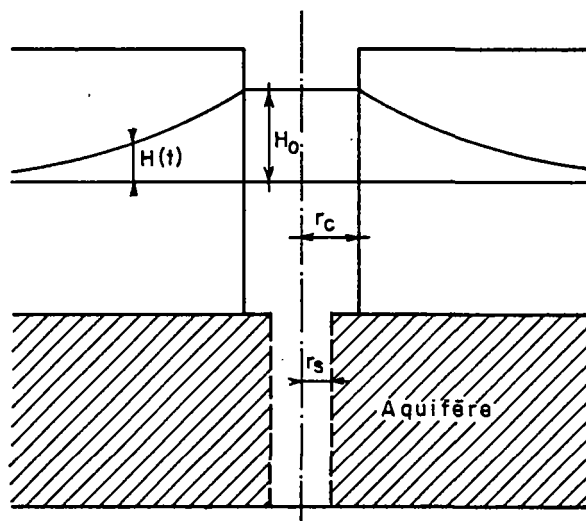


Fig.1.21 - Schéma de principe du choc hydraulique

Les hypothèses d'application du choc hydraulique sont les mêmes que pour le modèle de Theis.

5.1.3.3.2. Interprétation

L'interprétation se fait par ajustement, en coordonnées semi-logarithmiques ou bi-logarithmiques de la courbe expérimentale $H/H_0 = f(t)$ sur une courbe théorique $H/H_0 = f(\beta, \alpha)$ (fig. 1.22.). L'expérience de l'interprétation est importante. On doit en effet pour la mener à bien faire une estimation a priori du coefficient $\alpha (=S$ pour $r_c = r_s)$. Toutefois, on remarquera que du fait de la forme des courbes, l'ordre de grandeur des valeurs de T est respecté pour différentes valeurs de α .

$$\text{Au point } \frac{H}{H_0} = 0 \text{ et } \beta = 1 \text{ on a } T = \frac{r_c^2}{t} \frac{(m^2)}{(s)} \quad (19)$$

On estime généralement qu'il faut atteindre au moins $\frac{H}{H_0} = 0,7$ pour pouvoir procéder à une bonne interprétation.

Lorsque le milieu est très perméable, il est délicat de connaître avec certitude la valeur exacte de H_0 . Dans ce cas, on peut s'affranchir de cette difficulté en procédant à une interprétation en coordonnées bi-logarithmiques. On reporte en bilog H mesuré en fonction de t . Le point d'intersection de l'axe des ordonnées H de la courbe expérimentale avec la droite horizontale d'ordonnée $H/H_0 = 1$ de la courbe-type donne la valeur de H_0 .

Exemple 5

Un slug-test d'une durée de plus de 12 h 00 a été réalisé sur un forage de diamètre 140 mm ($r_c = r_s = 70$ mm) captant des calcaires fissurés. La charge initiale H_0 est égale à 0,50 m.

Une bonne superposition a été faite de la courbe expérimentale $H/H_0 = f(t)$ sur la courbe théorique $\alpha = 10^{-6}$ (voir figure 1.22.).

r_c étant égal à r_s on a $\alpha = S = 10^{-6}$

Pour $\beta = 1$ $t = 10^4$ s d'où

$$T = \frac{r_c^2}{t} = \frac{49 \times 10^{-4}}{10^{-4}} = 4,9 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$$

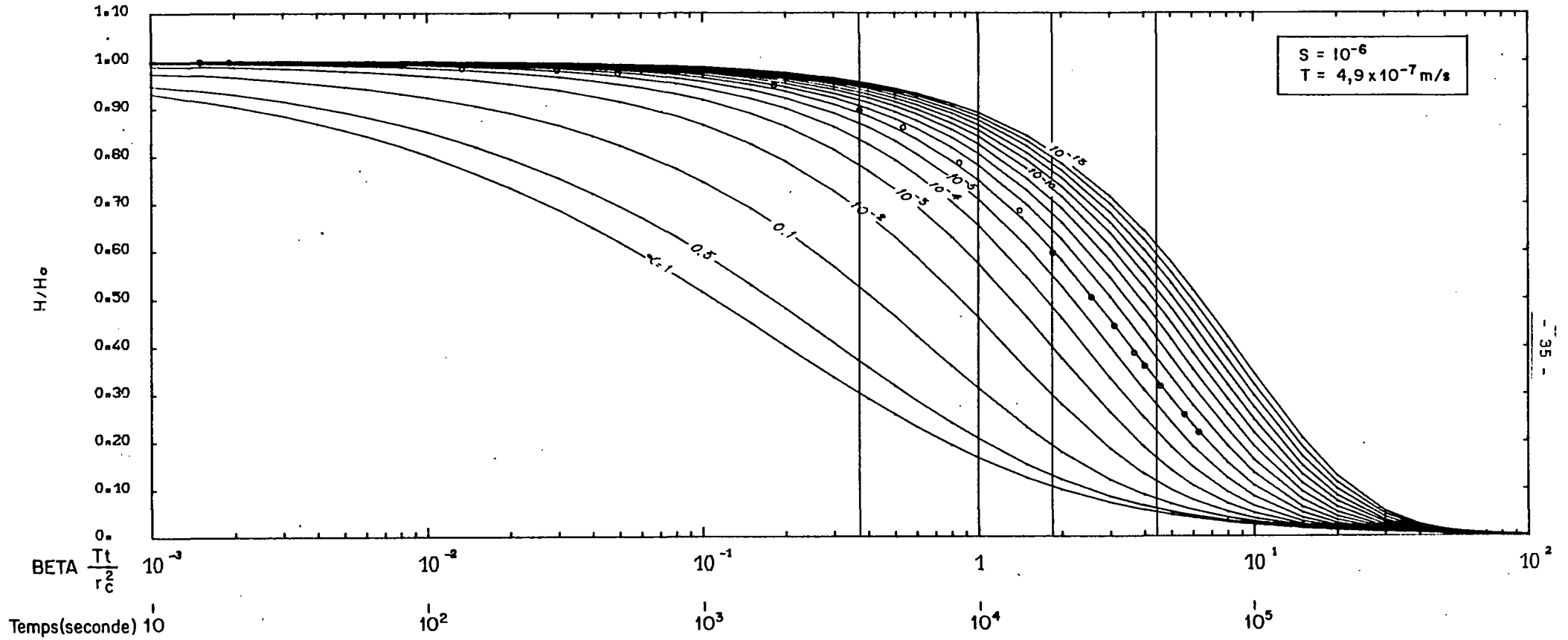
Exemple 6 (fig. 1.23.)

L'intersection de la droite horizontale $H/H_0 = 1$ de la courbe-type avec l'axe des ordonnées H de la courbe expérimentale donne la valeur de H_0 soit 19 m environ.

5.1.3.3.3. Gamme de perméabilités accessible par choc hydraulique

La gamme de perméabilités accessible par slug-test est large. La figure 1.24. en fournit une illustration pour des forages de diamètre 76 mm (carotté) et 115 mm (marteau fond de trou). Le slug-test est particulièrement adapté à la mesure des faibles perméabilités. L'échelle d'investigation est fonction de la hauteur de la tranche testée.

Fig.1.22-Exemple n°5 - Choc hydraulique. Interprétation en coordonnées semi-logarithmiques



(paramètre $\alpha = r_0^2 S / r_c^2$)

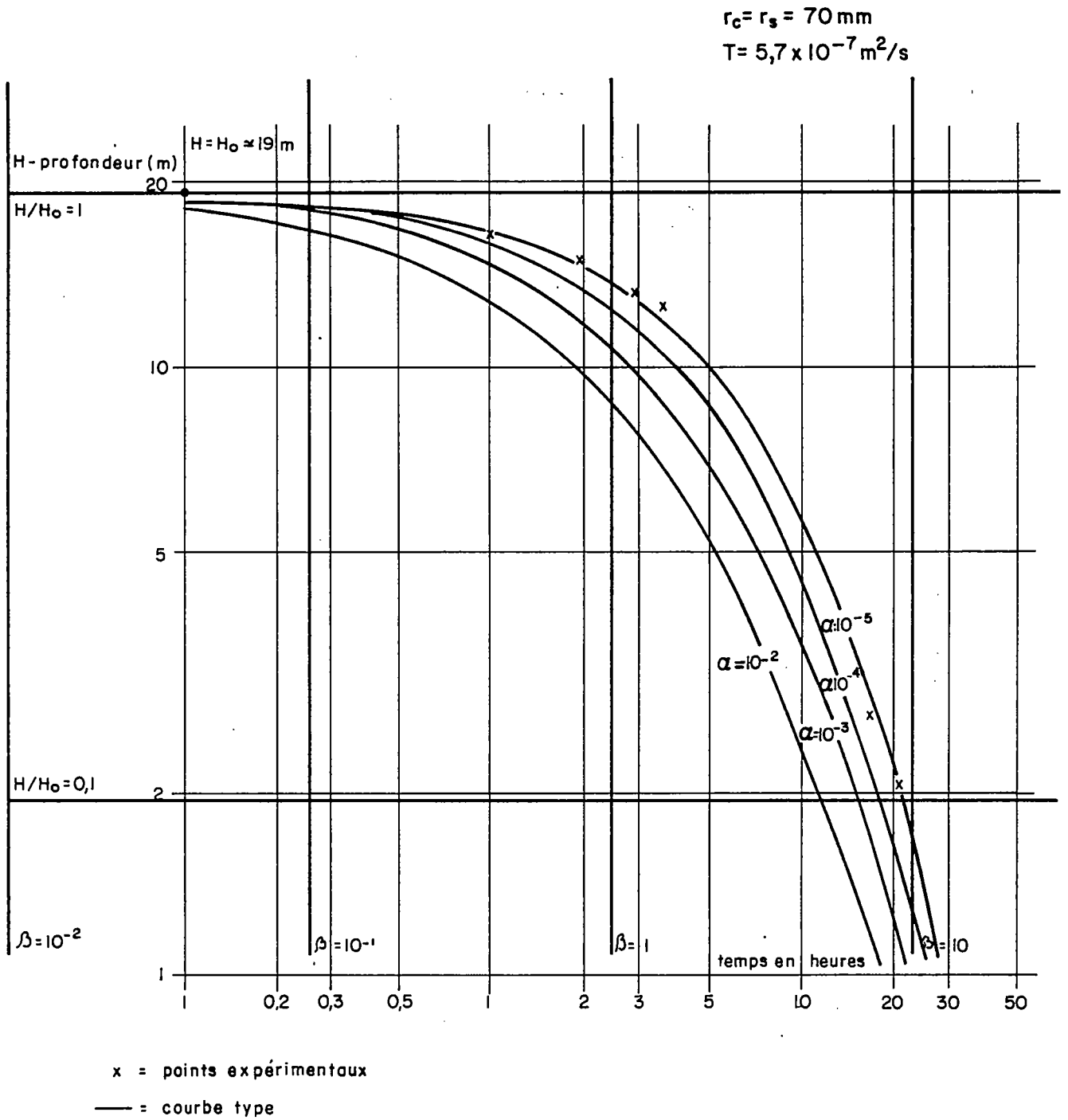
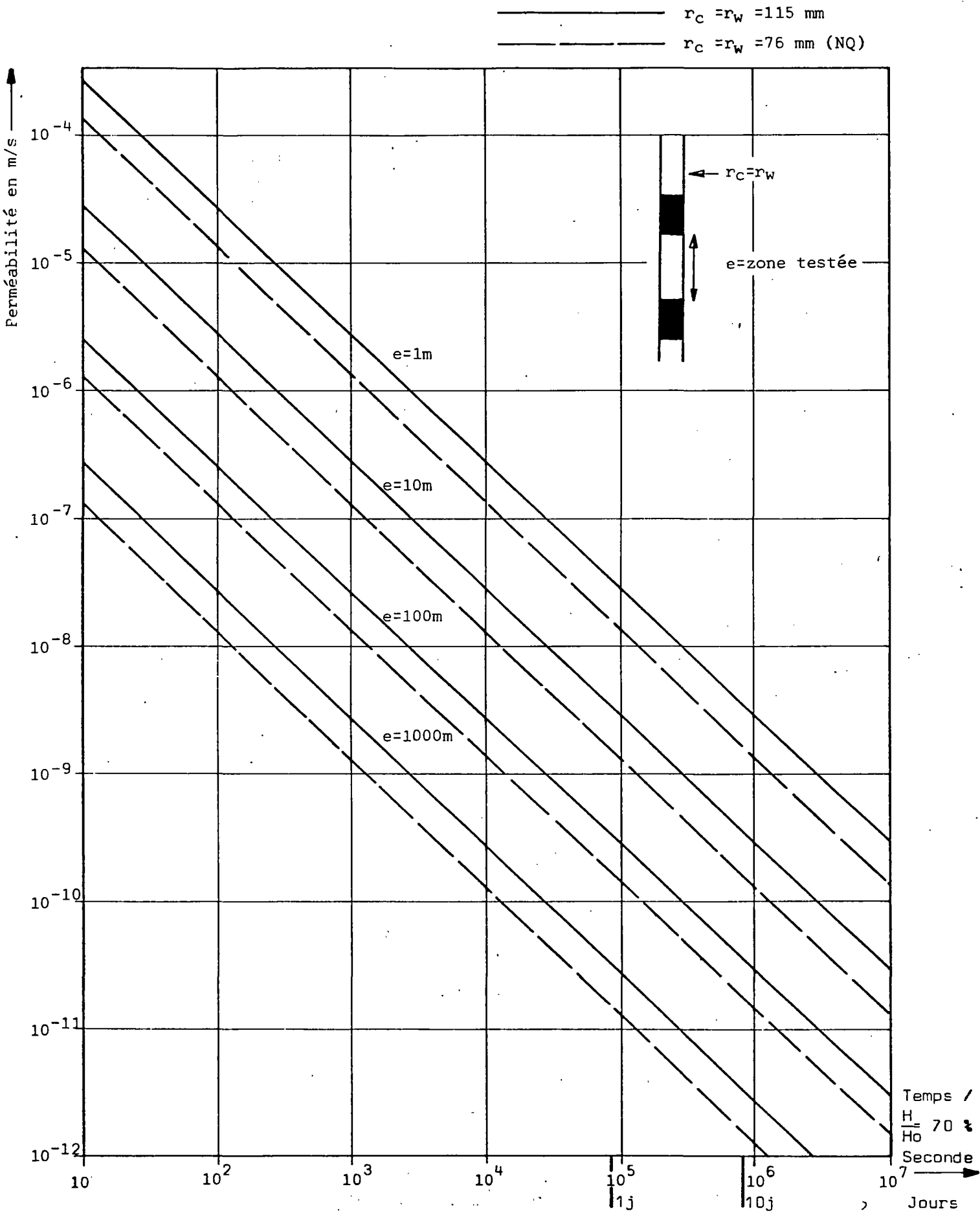


Fig. 1.23 - Exemple n° 6 - Détermination du niveau initial H_0

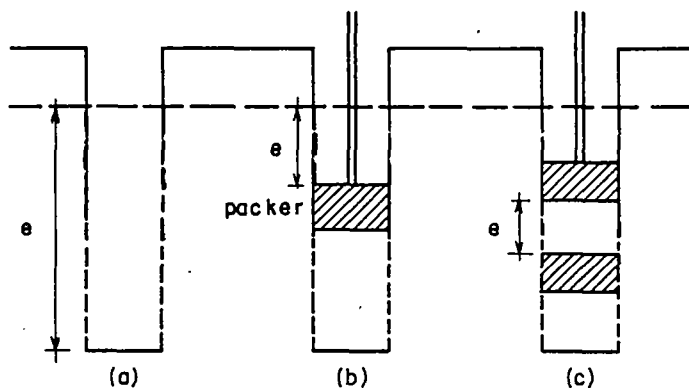
Fig. I.24 - Gamme des perméabilités accessible par le choc hydraulique



5.1.3.3.4. Matériel

Plusieurs types de dispositifs expérimentaux peuvent être utilisés (voir croquis a, b, c). Selon le dispositif, on

- a) accède à la mesure de T sur toute la hauteur de l'aquifère reconnue par le forage
- b) suit l'évolution de T par tranche de terrain d'épaisseur croissante
- c) peut établir un profil vertical de transmissivité $T = f(z)$.



En cours d'essai, la fonction $H = f(t)$ est obtenue sur un enregistreur relié à un capteur de pression. Pratiquement les enregistreurs permettent d'apprécier la demi-seconde.

Un des moyens simples d'obtenir l'élévation du niveau d'eau de H_0 est d'immerger une masse dont le volume est parfaitement connu. Une fois le niveau revenu à l'équilibre (H_0), la masse peut être enlevée. On peut alors suivre la remontée du niveau d'eau.

Une adaptation du slug-test le "pressurized test", à la mesure des très faibles perméabilités, est proposée par BREDEHOEFT et PAPADOPOULOS [11]. Le forage est rempli jusqu'à la surface du sol. On procède ensuite à l'installation d'une tête de puits étanche. L'essai consiste à suivre après une augmentation brusque H_0 de la charge, la chute de charge H en fonction du temps (fig. 1.25.).

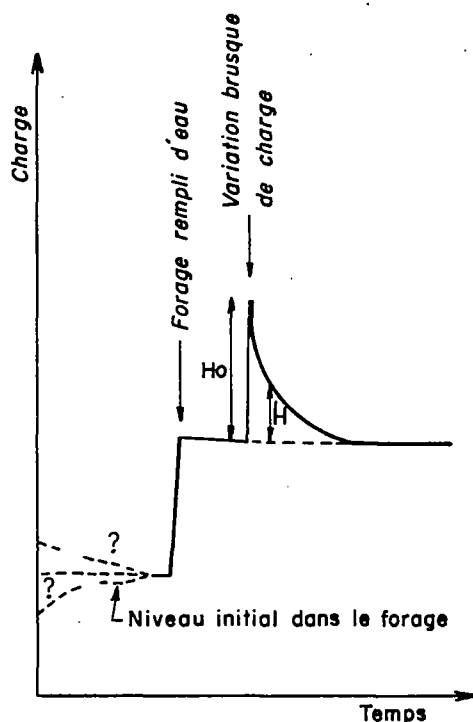


Fig. 1.25 - Principe du "pressurized test"

5.1.3.4. Débitmétrie (vitesses > à 2 cm/s)

La débitmétrie est extrêmement utile pour localiser les niveaux productifs et pour préciser leur épaisseur. Connaissant la transmissivité, on peut donc avoir une meilleure évaluation de la perméabilité.

5.1.3.4.1. Principe [12], [13]

On mesure la vitesse verticale de circulation de l'eau à une profondeur donnée à l'aide d'une hélice (micromoulinet, flowmètre) qui transmet des impulsions proportionnelles à sa vitesse de rotation. L'étalonnage connu de l'hélice permet de restituer en fonction de sa vitesse de rotation la vitesse réelle de circulation de l'eau. Cette vitesse rapportée à la section détermine le débit. La section est mesurée à l'aide d'un diamètreur.

Les mesures de vitesse peuvent être réalisées point par point ou en continu à la remontée ou à la descente, en statique ou en dynamique (forage artésien ou en pompage).

Il est souvent important de connaître le sens de circulation de l'eau pour localiser les zones absorbantes, des zones aquifères. On peut lever l'indétermination en remontant ou en descendant le moulinet dans le forage à la même vitesse que le courant d'eau.

5.1.3.4.2. Interprétation

La représentativité des mesures dépend étroitement du régime d'écoulement dans le forage. Le calcul du nombre de Reynolds, NR_e , permet de voir si le régime d'écoulement est laminaire ou turbulent.

On a :

$$NR_e = \frac{\rho \bar{V} d}{\mu} \quad (20)$$

(sans dimension)

avec ρ = masse volumique en kg/m^3

\bar{V} = vitesse moyenne en m/s

d = diamètre en m

μ = viscosité dynamique en $kg/m.s$

avec $\mu = \frac{1,78 \times 10^{-2}}{1 + 0,0337 T + 2,24 \times 10^{-4} T^2} (Cp)$ (formule de Helmholtz)

T = température de l'eau

1 Cp = 10^{-3} $kg/m.s$

Le régime d'écoulement est laminaire pour $NR_e < 2000$. Il est au contraire turbulent pour $NR_e \geq 4000$.

Le profil des vitesses d'écoulement dans le trou où le tubage varie selon que l'on est en régime laminaire ou turbulent (fig. 1.26.). Si on suppose que l'outil est bien centré dans le forage, la vitesse moyenne réelle est inférieure à la vitesse lue . C'est pourquoi la vitesse lue ou vitesse apparente doit être corrigée d'un facteur C_V :

$$C_V = \frac{\bar{V} \text{ vitesse moyenne vraie}}{V \text{ lue}} \text{ en général on prend } C_V = 0,83.$$

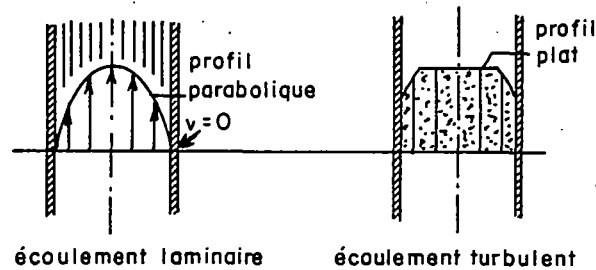


Fig.1.26 - Profils des vitesses de l'eau dans un trou de forage ou dans un tubage

L'étalonnage de l'outil est un préalable indispensable avant de procéder aux mesures. Il consiste à enregistrer le nombre de tours/seconde de l'hélice à différentes vitesses, descendantes ou montantes de l'outil. On établit un tableau de mesure (voir ci-après) et on trace une courbe de réponse, pour un diamètre donné, tours/seconde de l'hélice en fonction de la vitesse de l'outil (voir figure 1.27.).

La pente de la courbe de réponse est ensuite corrigée du facteur C_V . A chaque débit correspond une droite parallèle à la courbe de réponse corrigée.

Le profil de vitesse, donc de débit, en fonction de la profondeur permet d'approcher la valeur de la perméabilité K.

Tableau n° 3 - Etalonnage

Vitesse d'enregistrement X ou Y et sens	Vitesse de l'hélice en nb/tours/seconde		
	Mesure A	Mesure B	etc...
vers le bas $X_1 =$			
vers le bas $X_2 =$			
vers le bas $X_3 =$			
point fixe			
vers le haut $Y_1 =$			
vers le haut $Y_2 =$			
vers le haut $Y_3 =$			

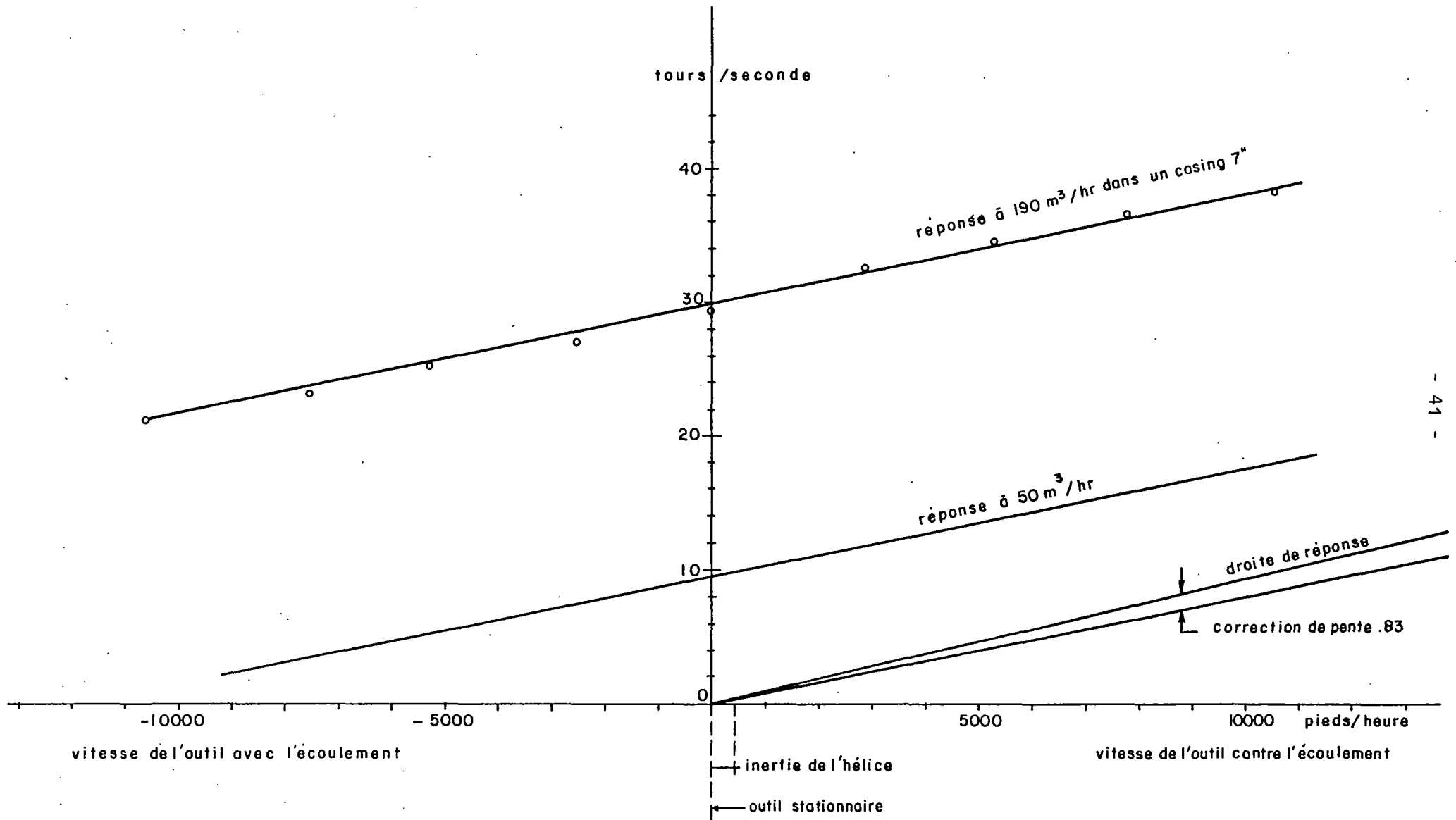


Fig. I.27 - Courbe d'étalonnage. Débitmètre Schlumberger

Pour un aquifère captif, en régime permanent, la formule de Dupuit s'écrit :

$$Q = 2 \pi T \frac{s}{\text{Log} \frac{R}{r}} \quad (21)$$

avec $T =$ transmissivité en $\text{m}^2/\text{s} = K$ (perméabilité) \times H (épaisseur de la couche aquifère)

$s =$ rabattement en m

$R =$ rayon d'action en m

$r =$ rayon efficace du forage.

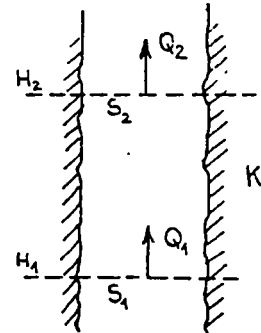
Entre deux sections S_1 et S_2 situées aux profondeurs H_1 et H_2 on peut écrire :

$$Q_2 - Q_1 = \Delta Q = 2 \pi T \frac{s}{\text{Log} \frac{R}{r}} \quad (22)$$

avec $T = K \times \Delta H$

$\Delta H = H_1 - H_2$

Il est toujours délicat d'estimer la valeur du rayon d'action R . Elle peut varier selon que les niveaux productifs sont plus ou moins perméables. C'est pourquoi cette façon de procéder ne permet pas une estimation précise de T ou de K . Les valeurs trouvées sont des ordres de grandeur, sans plus.



5.1.3.4.3. Matériel

Le tableau n° 4 ci-après présente les principales caractéristiques du matériel commercialisé. On remarquera que les vitesses minimales mesurables sont de l'ordre de 2 cm/s

Tableau n° 4 - Performances de quelques débitmètres

Marque ou Type	Vitesse limite cm/s	Profondeur max.	Diamètre mm
HYDROLOGGER	2	500 m	70
TR4 Digest (thermique)	6 à 24	-	-
SOCOSOR	2 à 200	400 m	48
BEAUVERT modèle 71-S	1 à 5	-	35
NERFLUX	4 à 6	-	100
ELVES (Electronic Liquid Velocity Evaluation System)	0,6 m/jour à 75 m/jour	300 m	50

5.1.3.5. Débitmétrie (vitesses < à 2 cm/s)

5.1.3.5.1. Principe de l'anémométrie

Le système d'anémométrie utilise la perte de chaleur des éléments sensibles résistants. L'élément sensible est placé dans l'écoulement à étudier, et est refroidi par celui-ci. L'importance de cette perte par convection dépend de paramètres tels que la température, la pression et la vitesse du milieu à étudier. Si seule la vitesse du milieu change, la perte de chaleur instantanée de l'élément est alors une mesure de la vitesse instantanée de l'écoulement.

Cette technique s'applique aussi bien aux gaz qu'aux liquides et est d'usage courant en laboratoire.

Suivant la nature du fluide à étudier, on utilise soit des sondes à fil chaud (gaz essentiellement, fil de tungstène doré de diamètre 5 μm), soit des sondes à film chaud (pour liquides, sonde en quartz avec un film de nickel de 0,5 à 2 μm).

5.1.3.5.2. Equipement utilisé pour des mesures de vitesse d'eau

Le principe de mesure de vitesse retenu consiste à fournir à la sonde une puissance électrique susceptible de maintenir sa température constante au moyen du dispositif dont le schéma est donné ci-dessous (fig. 1.28. document DISA).

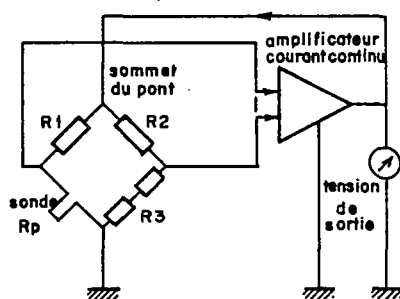


Fig. 1.28 - Principe de la mesure anémométrique à température constante

Toute variation de température de la sonde se traduit par une variation de sa résistance. La sonde est incluse dans un pont de Weasthons et toute tension de déséquilibre du pont (dû à une variation de température donc de résistance de la sonde) est annulée par un dispositif d'asservissement d'intensité d'alimentation de la sonde.

Cette technique à température constante se distingue fondamentalement d'autres techniques utilisées pour d'autres usages et notamment l'anémométrie à courant constant.

Le temps de réponse de ces sondes est extrêmement rapide.

5.1.3.5.3. Application à la mesure de vitesse en forage

D'une manière générale, les sondes utilisées en laboratoire sont peu adaptées pour des utilisations de terrain en raison de leur fragilité. Les sondes à film sont cependant utilisables malgré leur sensibilité au dépôt d'impuretés à leur surface.

Il est possible de mettre en évidence des vitesses de quelques mm par seconde avec une bonne précision. Toutefois, un certain nombre d'obstacles technologiques sont à résoudre pour l'utilisation en forage.

Les sondes doivent être protégées par un carénage adapté qui ne nuise pas à l'écoulement. Les problèmes d'isolation électrique et de tenue à la pression restent délicats.

Le principe suppose la température du fluide constante (au degré près). En fait, ce n'est pas le cas puisque la température de l'eau augmente avec la profondeur. Le dispositif d'anémométrie doit donc impérativement comporter deux sondes analogues situées l'une près de l'autre pour faire des mesures différentielles. La technologie classique suppose une liaison de type coaxial entre la sonde et le dispositif de mesure en surface qui doit être compensé en fonction de la longueur et du type de câble utilisé. Pour de grandes longueurs de câble (> à 100 m) la compensation devient très délicate.

La fonction de transfert d'un tel anémomètre n'est pas linéaire, tout spécialement aux basses vitesses. Seul un étalonnage en laboratoire peut permettre la détermination correcte de la vitesse.

Bien que le principe soit couramment utilisé en laboratoire, l'adaptation d'une sonde à film chaud à la mesure de faibles vitesses en forage profond reste à faire.

5.1.3.6. Dilution ponctuelle

Cette méthode a été développée par le Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble (CENG). Des applications existent pour les milieux poreux. Elle devrait être intéressante pour l'étude des milieux fissurés.

Le paramètre mesuré est la vitesse de Darcy.

5.1.3.6.1. Principe [14]

La méthode consiste à mesurer en écoulement naturel l'évolution de la concentration d'un bon traceur introduit dans une section, crépinée de forage ou en trou nu, isolée par deux packers.

La loi de disparition du traceur est :

$$V_D = \frac{V_0}{S.t} \text{ Log } \frac{C_0}{C} \quad \text{avec } S = \epsilon.D.h. \quad (23)$$

avec V_D = Vitesse de Darcy

C_0 = Concentration du traceur du temps $t = 0$

C = Concentration du traceur à la date t

V_0 = Volume de la chambre et du circuit de mesure

D = Diamètre de la chambre de mesure

h = hauteur de la chambre de mesure

ϵ = largeur de l'écoulement horizontal intercepté par le tube crépiné (fig. 1.29.)

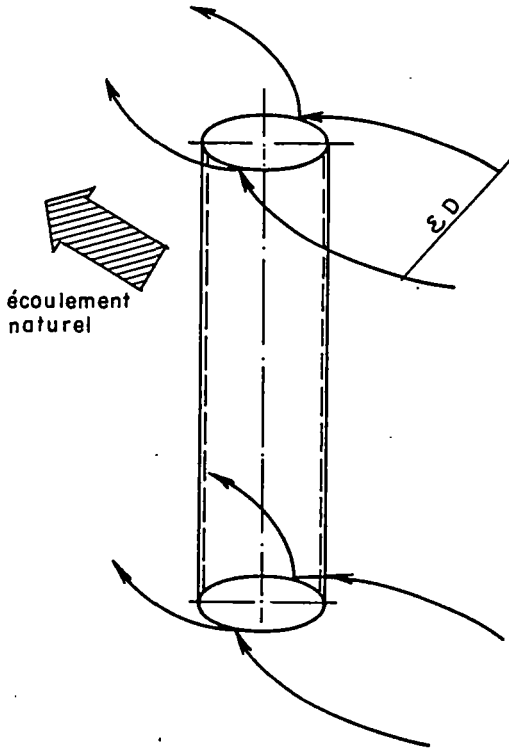


Fig.1.29 - Ecoulement horizontal intercepté par un tube crépiné

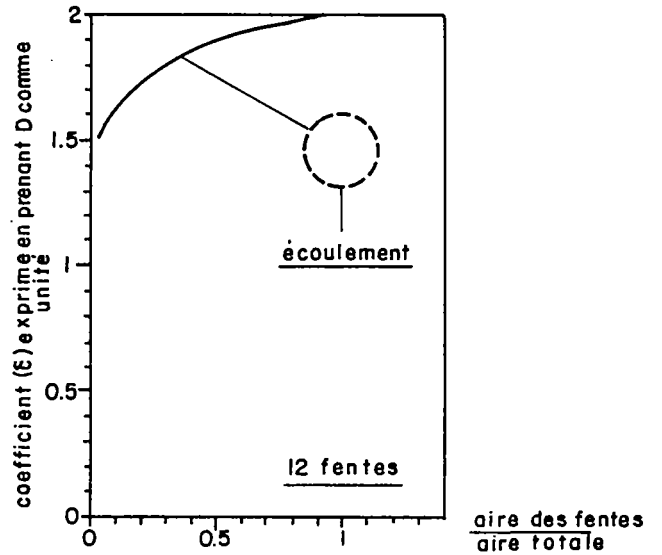


Fig.1.30 - Variation de ϵ en fonction des caractéristiques du crépinage

Des études par analogie électrique [15] (fig. 1.30.) ont permis d'approcher la valeur de ϵ en fonction du nombre, de la largeur et de l'orientation des fentes du crépinage.

5.1.3.6.2. Interprétation

Exemple 7

Un traceur - la rhodamine WT - a été injecté à différents niveaux entre deux obturateurs distants de 1 m. Le diamètre du forage est de 114 mm et le taux de crépinage est voisin de 13,5 %.

Les périodes θ de disparition (pour $C_0/C = 2$) mesurées sont données à la figure 1.31.

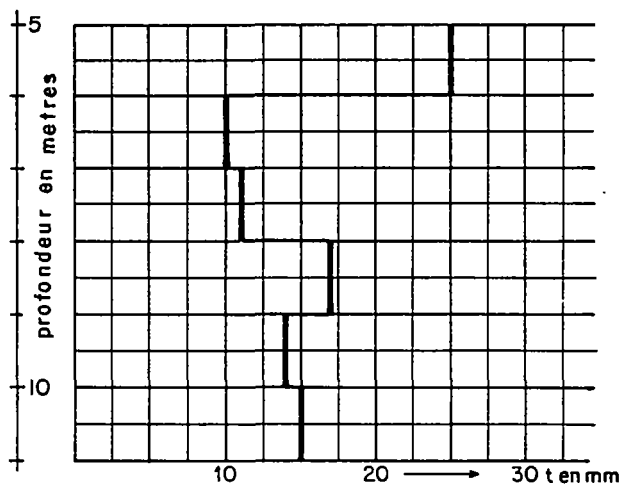


Fig.1.31 - Courbes expérimentales $\theta = \frac{C_0}{C} = 2$ en fonction de la profondeur

Le volume de chambre est de $10,2 \text{ dm}^3$ et celui du circuit (50 m de tuyau de $\varnothing 16 \text{ mm}$) est de 10 dm^3 , soit au total $20,2 \text{ dm}^3$ (fig. 1.32.). $D=0,114 \text{ m}$.

ϵ évalué d'après l'abaque de la figure 1.30. est voisin de 1,7.

Les valeurs extrêmes de θ sont :

niveau 5 - 6 m $\theta = 25 \text{ mn}$

niveau 6 - 7 m $\theta = 10 \text{ mn}$

Les vitesses de Darcy calculées d'après la formule (23) sont les suivantes :

niveau 5 - 6 m $V_D = 4,8 \times 10^{-5} \text{ m/s}$

niveau 6 - 7 m $V_D = 1,2 \times 10^{-4} \text{ m/s}$

5.1.3.6.3. Matériel

Le dispositif expérimental est présenté à la figure 1.32. Il est parfaitement opérationnel pour les mesures à faible profondeur.

A grande profondeur, une variante de la méthode de la dilution ponctuelle, permet des opérations jusqu'à 1 000 m de profondeur.

Un traceur radioactif (I^{137} de période 8 jours, par exemple) est injecté à débit constant en déplaçant le point d'injection de part et d'autre de la zone à étudier. L'exploration, du nuage, réalisée à intervalle de temps régulier avec une sonde gamma fournit des signaux $a_1(t_1)$, $a_3(t)$... $a_n(t)$. L'analyse de l'évolution du nuage de traceur en fonction du temps (et bilan du traceur...) permet d'évaluer la vitesse naturelle de filtration.

Avec cette méthode, on peut mesurer des vitesses inférieures au décimètre/jour.

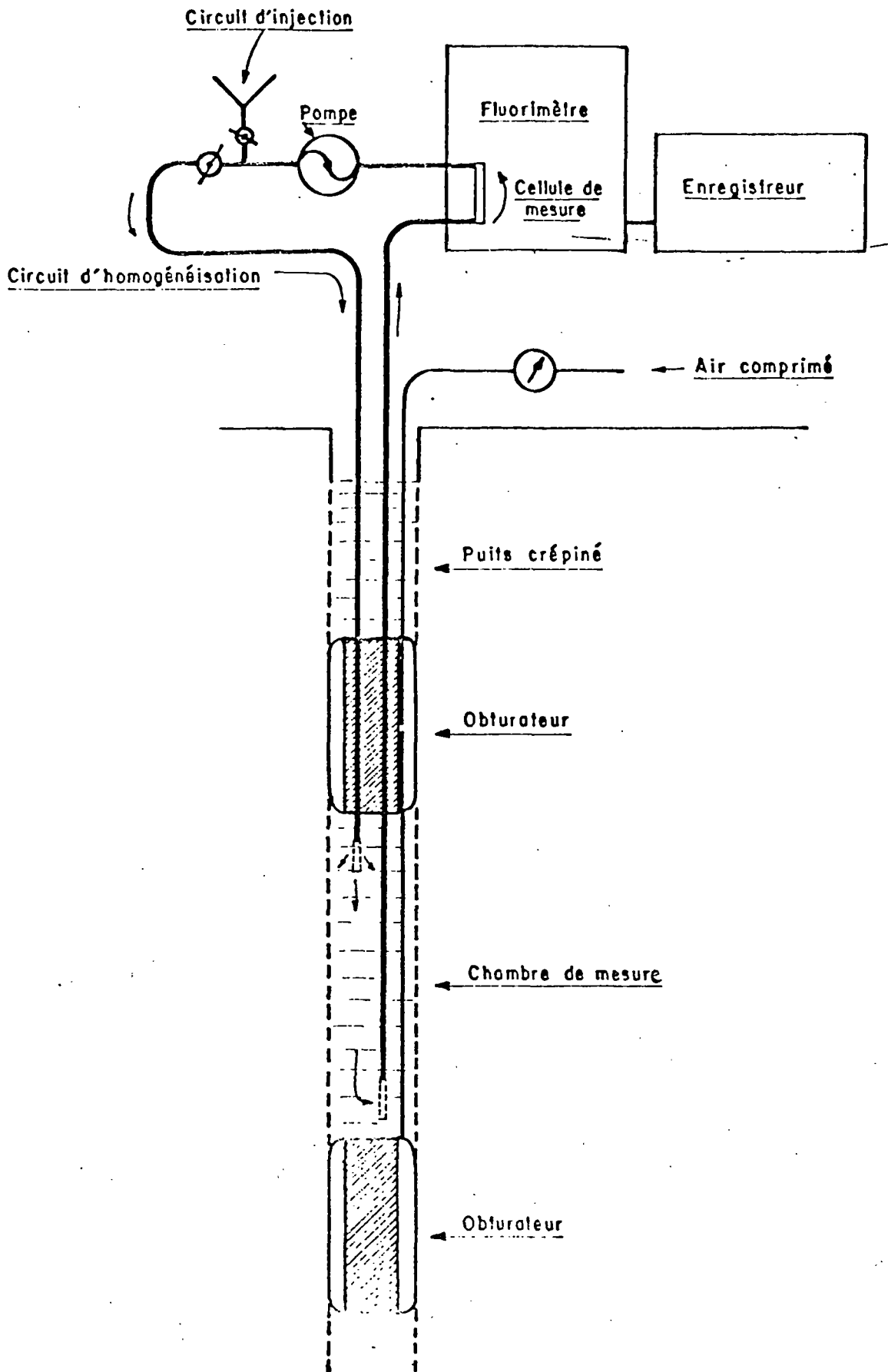
Le diamètre du dispositif d'injection (système à seringue) du traceur est de 34 mm. Celui de la sonde gamma est de 33 mm.

5.1.3.7. Mesures de la pression ou de la charge hydraulique

5.1.3.7.1. Dispositif d'enregistrement du niveau d'eau "bulle à bulle"

GRINGARTEN et al. ont montré que l'écoulement au début d'un essai à débit constant s'effectue de la matrice vers la fracture et perpendiculairement à celle-ci. Ceci se traduit par une ligne droite de pente 0,5 sur un graphique bilogarithmique. La période pendant laquelle l'écoulement est linéaire, est très courte (quelques secondes à quelques minutes). Il est donc essentiel de pouvoir enregistrer avec une précision suffisante les variations de niveau pendant ce bref laps de temps. Pour répondre à cette exigence, le B.R.G.M. [2] a mis au point un appareil de mesure de niveau, le "bulle à bulle".

Fig.1.32 - Mesures des vitesses horizontales de filtration (schéma de principe)



5.1.3.7.1.1. Description du dispositif d'enregistrement de niveau d'eau (fig. 1.33.)

- Capteurs de niveau

Les variations d'un niveau d'eau sont converties en signal électrique au moyen d'un transmetteur pneumatique de niveau (bulle à bulle) équipé d'un capteur de pression.

Chaque bulle à bulle est alimenté à partir d'une bouteille d'air comprimé ① (140 bars) par l'intermédiaire d'un détendeur. Un régulateur de débit d'air ②, assurant également une visualisation du débit par barbottage de l'air dans un petit récipient contenant de l'eau, permet d'ajuster et de maintenir constant le débit injecté indépendamment du niveau d'eau dans le sol. Cet air, injecté dans le forage par un tube Rilsan ⑤, assure une pression qui équilibre la hauteur d'eau à l'extrémité inférieure du tuyau. Cette pression est mesurée en surface au moyen d'un manomètre ③ de précision et d'un capteur de pression ④.

- Gamme de mesures

Dans sa conception actuelle, la gamme de mesure du bulle à bulle est de 0-20 m. Des gammes plus importantes peuvent être obtenues en changeant les manomètres et les capteurs. La précision, pleine échelle, est de l'ordre de 2 %. Une précision meilleure (< à 1 %) peut être obtenue en travaillant sur 1/10 seulement de la pleine échelle. L'incertitude de la mesure sur les gammes 0-5 m ou 0-10 m, est de l'ordre de 1 cm d'eau pour un débit d'air réglé à 4 bulles/seconde

La réponse de ce dispositif est pratiquement immédiate lors d'une descente de niveau. Par contre, à la remontée, la réaction est plus lente à s'amorcer.

- Mesures de débit

Le débit est enregistré en simultané avec les variations de niveau. Selon les valeurs de débits rencontrées, on emploie les types d'appareils suivants :

- . $Q < 6 \text{ m}^3/\text{h}$ débitmètre à flotteur (rotamètre),
- . $Q > 6 \text{ m}^3/\text{h}$ débitmètre à organe déprimogène,
- . Q plus importants par un diagramme incorporé dans la conduite de refoulement. La perte de charge est mesurée par un capteur de pression différentielle.

- Enregistreurs

Deux enregistreurs analogiques sont utilisés simultanément :

- . un enregistreur 6 voies ⑦ utilisant un diagramme de 100 mm de largeur, il enregistre les signaux de tous les capteurs et du débitmètre. Ses sensibilités et ses vitesses de défilement et de scrutation des voies sont interchangeables. La précision du tracé est de l'ordre de 0,5 % environ ;
- . un enregistreur de précision, à 2 voies en continu sur diagrammes de 250 mm de large. La lecture est faite avec une précision de 0,1 % environ. Il est utilisé pour les phases rapides (descente) à une vitesse de 600 mm/mn (= 10 mm par seconde). Au cours de l'essai la vitesse peut être réduite à 30 mm/h.

- Alimentation

L'alimentation des capteurs de pression est assurée par un coffret de 24 V ⑥. Il collecte les signaux de sortie de chaque appareil (tension continue 0-1000 mV pour les capteurs et 0-200 mV pour le débitmètre).

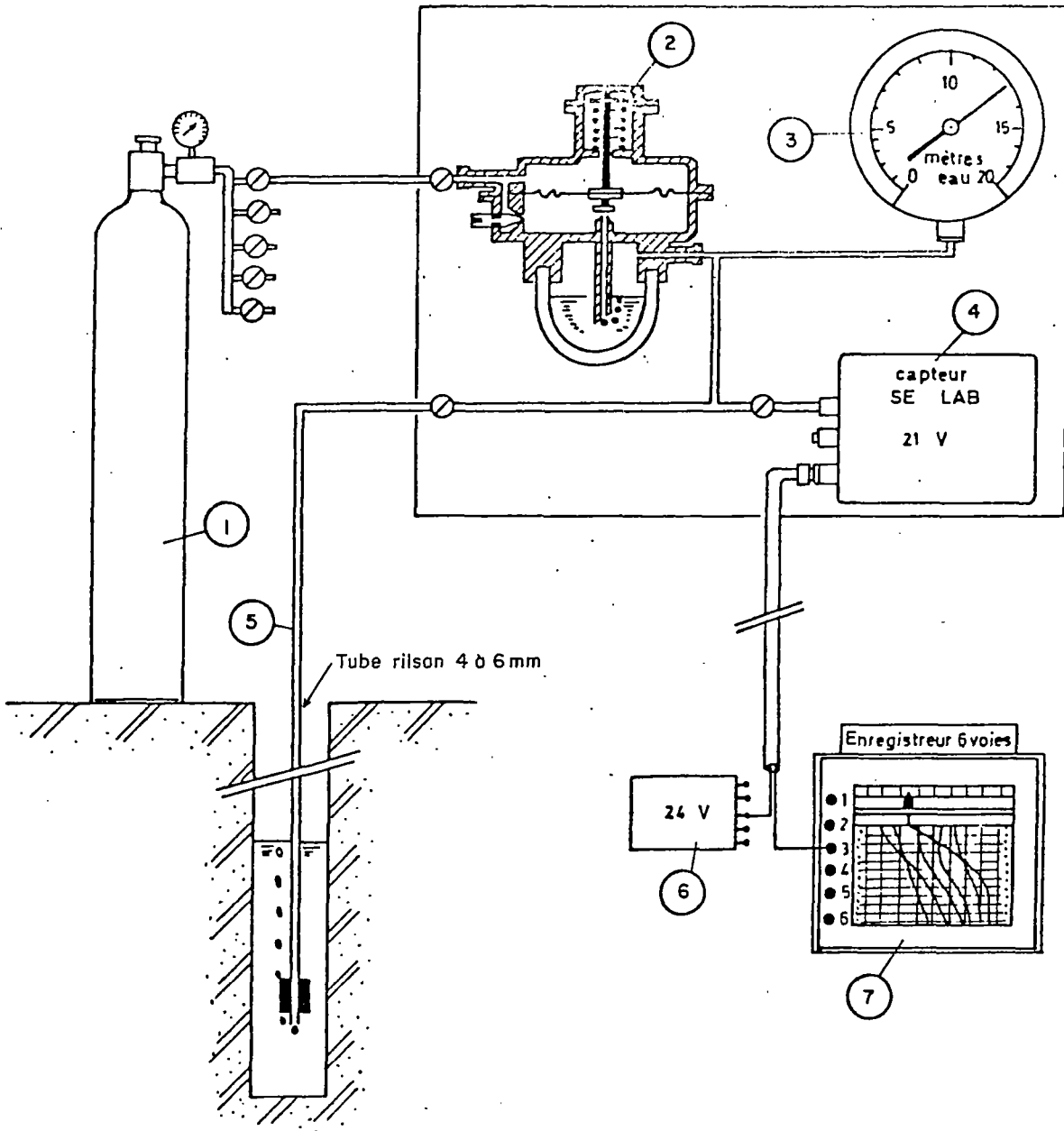


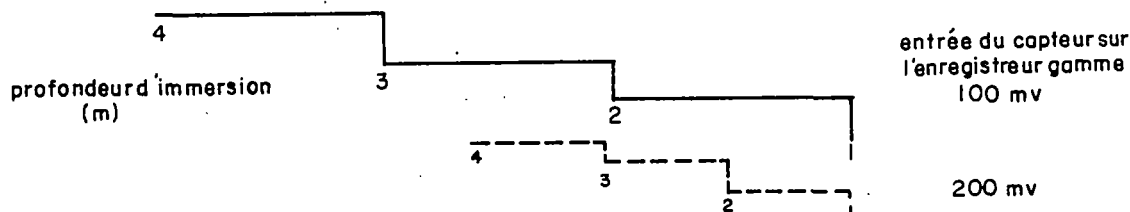
Fig.1.33 - Schéma d'un dispositif d'enregistrement de niveau d'eau en sondage.

- ① bouteille d'air avec détendeur et rampe de distribution
- ② régulateur de débit d'air (avec réglage et visualisation du débit)
- ③ manomètre
- ④ capteur de pression
- ⑤ ligne d'air de mesure, avec son lest
- ⑥ alimentation des capteurs
- ⑦ enregistreur analogique.

5.1.3.7.1.2. Conseils pratiques d'utilisation

- Etalonnage des capteurs avant pompage

Les capteurs doivent être systématiquement étalonnés avant l'essai. On procède par immersion croissante du capteur (voir schéma ci-dessous).



- Contrôle des débits et des niveaux d'eau

Les débits et les niveaux d'eau doivent être contrôlés régulièrement. Les données sont portées sur le diagramme ou sur un carnet.

- Marquage périodique du temps

La stabilité du déroulement du papier doit être vérifiée périodiquement. Le temps est porté directement sur le diagramme.

5.1.3.7.2. Piézoфор

Le piézoфор est un dispositif mobile qui permet :

- de ne pas perturber le réseau d'écoulement à étudier en isolant les parois du forage,
- de fournir des informations piézométriques ponctuelles tout au long du forage.

Ce dispositif original a été mis au point et est mis en oeuvre par la Société COYNE et BELLIER.

5.1.3.7.2.1. Description et principe (d'après document Coyne et Bellier)

Le forage est préalablement équipé d'un tubage perforé scellé au terrain à l'aide d'un coulis fragile se fissurant sous l'effet du retrait. Une membrane souple est introduite dans le forage et appliquée contre les parois par une pression intérieure, supérieure à la pression maximale attendue (fig. 1.34.a).

La sonde Piézoфор est introduite à l'intérieur de cette membrane et immobilisée au niveau désiré par deux obturateurs délimitant une chambre piézométrique (fig. 1.34.b), dans laquelle on diminue la pression jusqu'à une valeur inférieure à la pression extérieure (fig. 1.34.c). La membrane souple se déforme et la pression intérieure remonte alors asymptotiquement vers l'état d'équilibre (fig. 1.35.). La vitesse de montée en pression permet, de plus, d'apprécier la perméabilité locale du massif.

La sonde est une torpille qui comporte un dispositif permettant de diminuer le volume intérieur de la cavité et un capteur de pression.

Le forage peut être, si nécessaire, isolé de l'extérieur par un sas permettant l'introduction de l'appareil dans le forage.

En répétant la mesure tout au long du forage, on obtient un profil piézométrique complet, réalisé sans perturbation du régime d'écoulement naturel.

Fig.1.34. Schéma de principe du piézofor

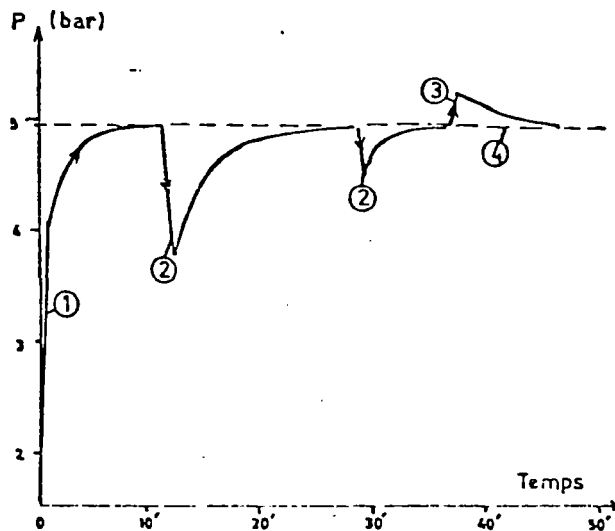
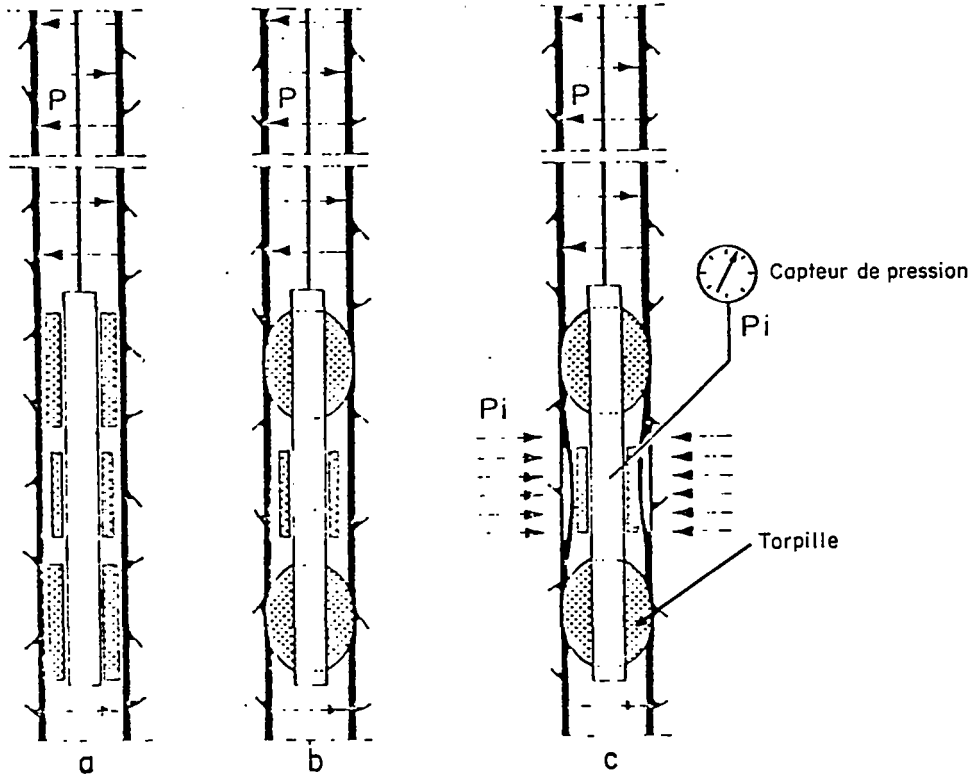


Fig.1.35- Piézométrie en sondage. Courbe réponse
(1) Purge d'air et injection d'eau.(2)Purge
(3) Injection. (4) Pression à mesurer.

5.1.3.7.2.2. Conditions d'utilisation

Une adaptation à des profondeurs plus grandes est en cours d'étude. Le forage peut atteindre une centaine de mètres. L'appareil est opérationnel dans des forages de diamètre 100 mm ou plus.

5.1.3.8. Mesure de la porosité : traçage [16]

Les hydrogéologues praticiens sont fréquemment confrontés à des problèmes de prévision du comportement des polluants dans les nappes. L'analyse des résultats d'expériences de traçage employant un traceur supposé parfait (comportement exactement identique à celui de l'eau "pure") leur permet d'évaluer les paramètres dont la porosité, décrivant le déplacement des polluants dans la nappe. Les traçages peuvent être un moyen extrêmement utile pour l'étude des milieux fissurés.

Le mouvement de l'eau dans un milieu poreux (= transfert) est régi par des phénomènes de convection et de dispersion indépendamment de tout transport de matière par l'eau. Les paramètres physiques associés à ces phénomènes sont les suivants :

- Porosité cinématique ω

La porosité cinématique est le rapport entre l'aire effectivement traversée par l'eau en mouvement et l'aire totale (fig. 1.36.).

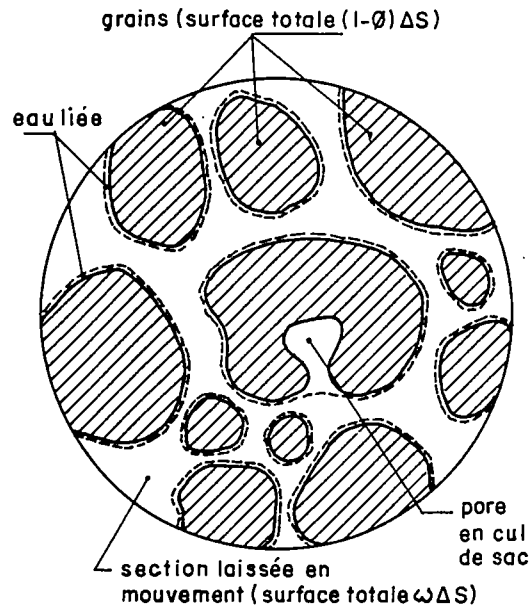
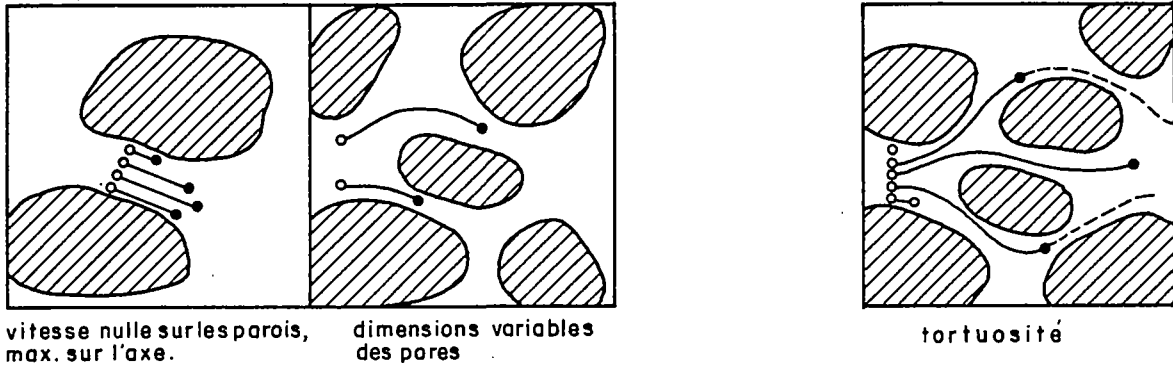


Fig.1.36 - Définition de la porosité cinématique

- Dispersion

En s'éloignant du lieu d'injection, la masse de substance en solution dans l'eau se dilue pour occuper un volume d'extension croissante et de concentration corrélativement décroissante. Cette dispersion du soluté a plusieurs causes :

- . la diffusion moléculaire,
- . la dispersion cinématique ou géométrique dont l'amplitude est prépondérante. Elle masque la diffusion moléculaire. A l'échelle des pores, elle est due à la variabilité des vitesses. Cette dernière a plusieurs causes (fig. 1.37.),
- . La dispersion cinématique dite macroscopique à l'échelle de la mesure de terrain. Elle résulte des hétérogénéités de perméabilité, et son ordre de grandeur est toujours très supérieur à la précédente.



FLUCTUATION DANS LE TEMPS DES LIGNES DE COURANT

Fig.1.37-Effets de la dispersion cinématique

- Vitesse effective u

La vitesse effective u du fluide participant à l'écoulement (moyenne effectuée sur la portion $\omega \cdot \Delta S$ de la section totale ΔS) est appelée vitesse effective. Elle diffère de la vitesse de Darcy. On a en effet :

$$u = \frac{V_D}{\omega} \quad \text{avec } V_D = \text{vitesse de Darcy} \quad (24)$$

$$\omega = \text{porosité cinématique}$$

5.1.3.8.1. Principe

Le traçage doit satisfaire à un certain nombre de conditions :

- utiliser un traceur à toxicité nulle,
- utiliser un traceur aussi parfait que possible. C'est-à-dire une substance identifiable dont le mouvement est identique à celui des particules d'eau (ex : INa...),
- utiliser un traceur dont la présence naturelle dans l'aquifère soit aussi faible que possible,
- réaliser un traçage dans un type d'écoulement connu, peu influencé par les échantillonnages, peu influencé par les fluctuations de la nappe,
- utiliser un traceur dont les concentrations peuvent être mesurées avec précision,
- injecter le traceur de façon uniforme sur toute l'épaisseur aquifère.

Dans la pratique, il n'est pas toujours facile de satisfaire à cette dernière condition. Les réponses seront différentes (fig. 1.38.) suivant le type d'injection. Généralement on devra avoir recours à un traitement mathématique.

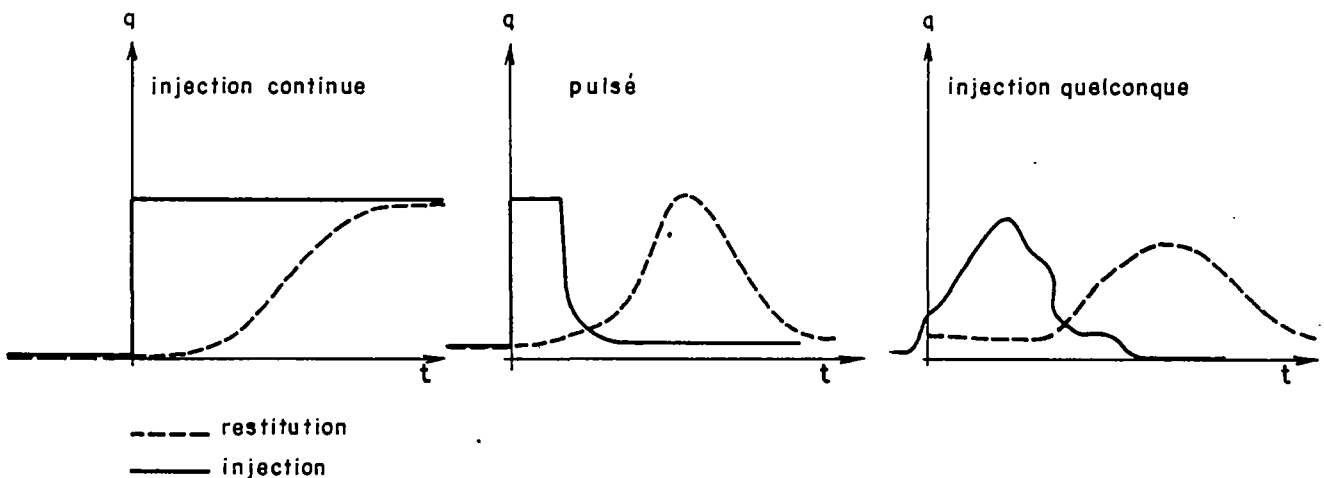
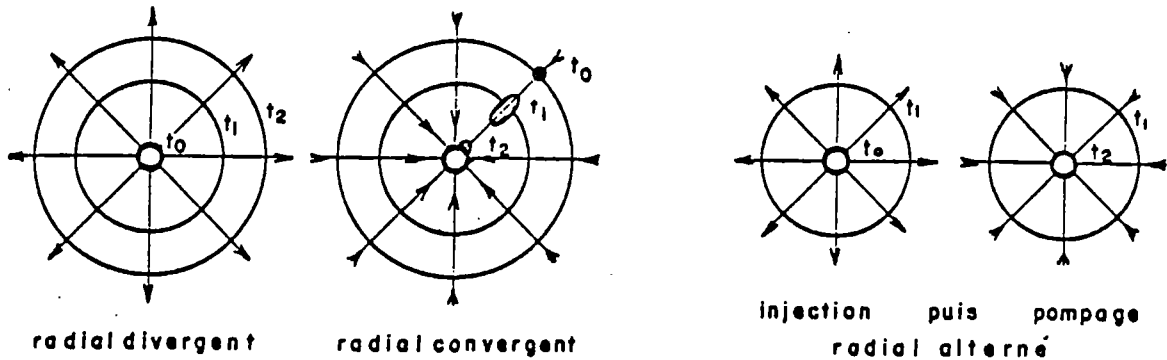


Fig.1.38 - Différents types d'injection

La majorité des traçages sont réalisés en : (fig. 1.39.)

- écoulement naturel

- en écoulement radial alterné



- en écoulement radial divergent

- en écoulement radial convergent

Fig.1.39 - Différents types d'écoulement utilisés en traçage

- en doublet.

5.1.3.8.2. Interprétation

L'interprétation des courbes de restitution est effectuée en utilisant les méthodes et abaques mis au point récemment par J.P. SAUTY.

Le principe de ces identifications est basé sur l'utilisation d'abaques sur graphiques semi-logarithmiques pour différents schémas d'écoulement. Les courbes de restitution expérimentales (concentration du traceur en fonction du temps) sont normées sur leur maximum et comparées aux abaques théoriques correspondants dont les variables sont $C_R = C/C_{\max}$ et $t_R = t/t_C$.

Après ajustement, on détermine la valeur optimale de deux paramètres :

- t_C le temps de transfert par convection pure, la vitesse effective de l'eau est alors :

$$u = \frac{X}{t_C} \quad X \text{ étant la distance parcourue} \quad (25)$$

- P_e = nombre de Peclet, qui caractérise l'ampleur des transferts par convection relativement aux transferts par dispersion. La dispersivité du milieu est :

$$\alpha = \frac{X}{P_e} \quad (26)$$

Les abaques utilisés sont relatifs à des injections instantanées. Dans certains cas cependant, le temps de disparition des traceurs dans le puits d'injection n'est pas négligeable devant le temps de transfert t_C . Il est alors nécessaire de corriger la courbe de restitution de la fonction d'entrée. Cette recherche de la réponse impulsionnelle du milieu soit $Y(t)$ est effectuée par déconvolution.

La convolution d'un "signal d'entrée" $x(t)$ (ici la courbe de disparition du traceur) avec la réponse impulsionnelle du milieu soit $Y(t)$ est une opération linéaire donnant en sortie une réponse $Z(t)$ (ici la courbe de restitution du traceur) selon l'expression :

$$Z(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(\tau) Y(t-\tau) d\tau \quad (27)$$

Dans le cas d'un schéma d'écoulement radial, la porosité cinématique ($\frac{V_{\text{Darcy}}}{u}$) peut s'évaluer de la manière suivante :

En régime permanent un débit Q induit à la distance r une vitesse de Darcy V_D (fig. 1.40.)

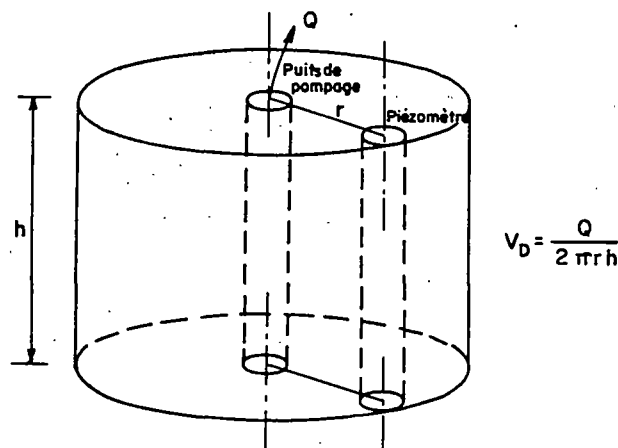


Fig.1.40- Calcul de la porosité cinématique dans le cas d'un écoulement radial

La vitesse effective au piézomètre est égale à 0,5 fois la vitesse moyenne u entre le puits de pompage et le piézomètre, d'où :

$$\omega = \frac{2V_D}{u} = \frac{Q}{\pi r h u} \quad (28)$$

5.1.3.8.3. Matériel - Dispositif d'essai (fig. 1.41.)

La plupart des traçages se font en écoulement radial convergent. Dans ce cas le dispositif d'essai comprend un puits de pompage A et un ou une série de piézomètres d'injection B, disposés en croix, situés à 5 ou 10 m du puits de pompage.

Les injections doivent être aussi brèves que possible. En milieu faiblement perméable - en particulier - il est nécessaire d'homogénéiser en continu sur toute la hauteur du forage d'injection jusqu'à disparition du traceur. Cette opération est effectuée par une pompe qui prélève l'eau du forage à sa base et la restitue à la partie haute du circuit fermé, en s'efforçant de modifier ainsi que possible peu les niveaux d'eau. Des prélèvements sont effectués sur ce circuit pour connaître la fonction de disparition des traceurs.

La récupération consiste en un piquage sur la colonne de refoulement du puits de pompage. Suivant la nature du traceur, on peut avoir un enregistrement continu des concentrations par exemple pour les traceurs fluorescents (fluorimètre) ou bien on procède à des prélèvements en flacons pour analyse en laboratoire. Ces prélèvements peuvent être parfois effectués automatiquement.

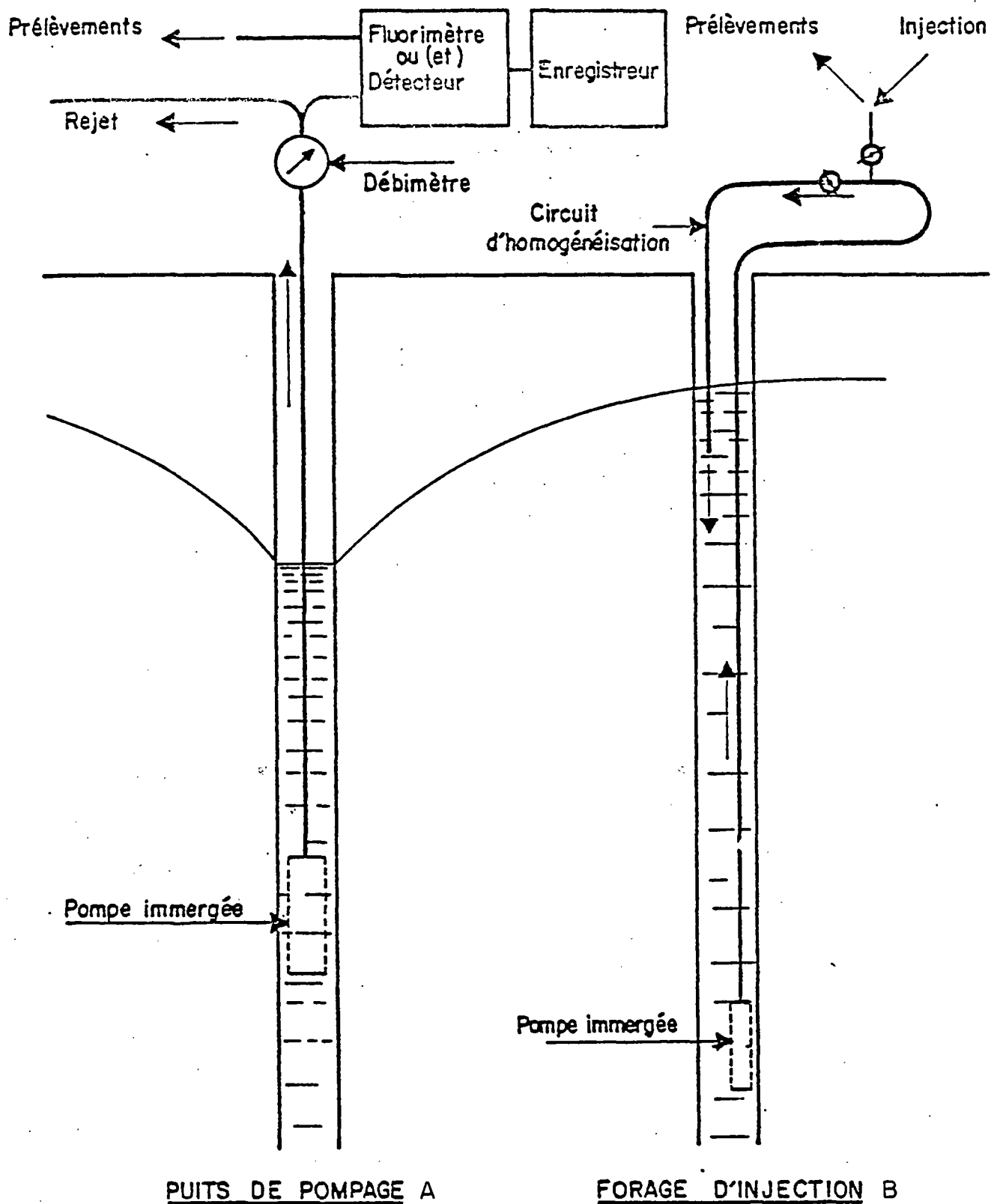


FIG.1.41 - SCHEMA DE PRINCIPE DES TRACAGES

Exemple 8

Un essai de traçage a été réalisé entre deux forages A et B, distants de 6,05 m, de 40 m de profondeur et captant des schistes fissurés. Le traceur est du iodure de sodium. Le débit de 4,8 m³/h au puits A est resté constant pendant toute la durée de l'essai. Le niveau statique avant pompage est de 8,80 m/sol. Les courbes de disparition du traceur sont présentées sur les figures n° 1.42. et 1.43. Le taux de restitution du traceur est de 70 %.

La méthode développée par J.P. SAUTY suppose que l'on connaisse la réponse à une injection instantanée ou réponse impulsionnelle du système. La figure n° 1.42. nous montre que les temps de disparition ne sont pas négligeables devant le temps de séjour dans le milieu. On doit donc procéder à une déconvolution de la courbe de restitution du signal d'entrée. La figure n° 1.43. permet de comparer la réponse impulsionnelle calculée avec la courbe réelle mesurée.

Une bonne superposition de la courbe $C/C_{\max} = f(t)$ est obtenue pour $P_e = 8$. On a $t_C = 94$ mn (fig. 1.44.).

$$\alpha = \frac{X}{P_e} = \frac{6,05}{8} \simeq 0,8 \text{ m} \quad \text{et} \quad u = \frac{X}{t_C} \simeq 90 \text{ m/j}$$

On a également :

$$\omega = \frac{2V_D}{u} = \frac{Q}{\pi r h u} \simeq 2,2 \times 10^{-3}$$

Fig. 1.42 - Courbe de disparition de l'iode injecté en B

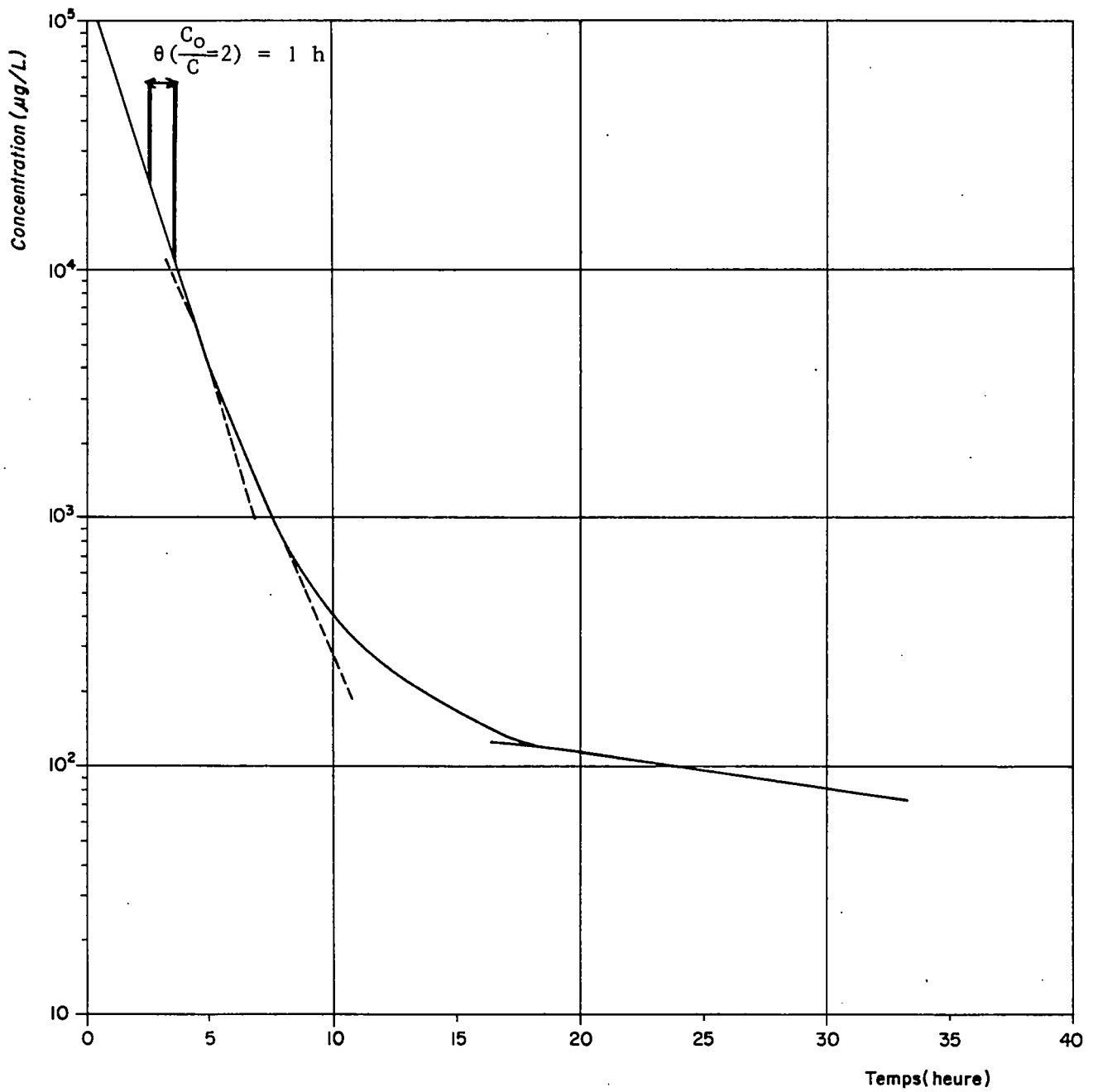
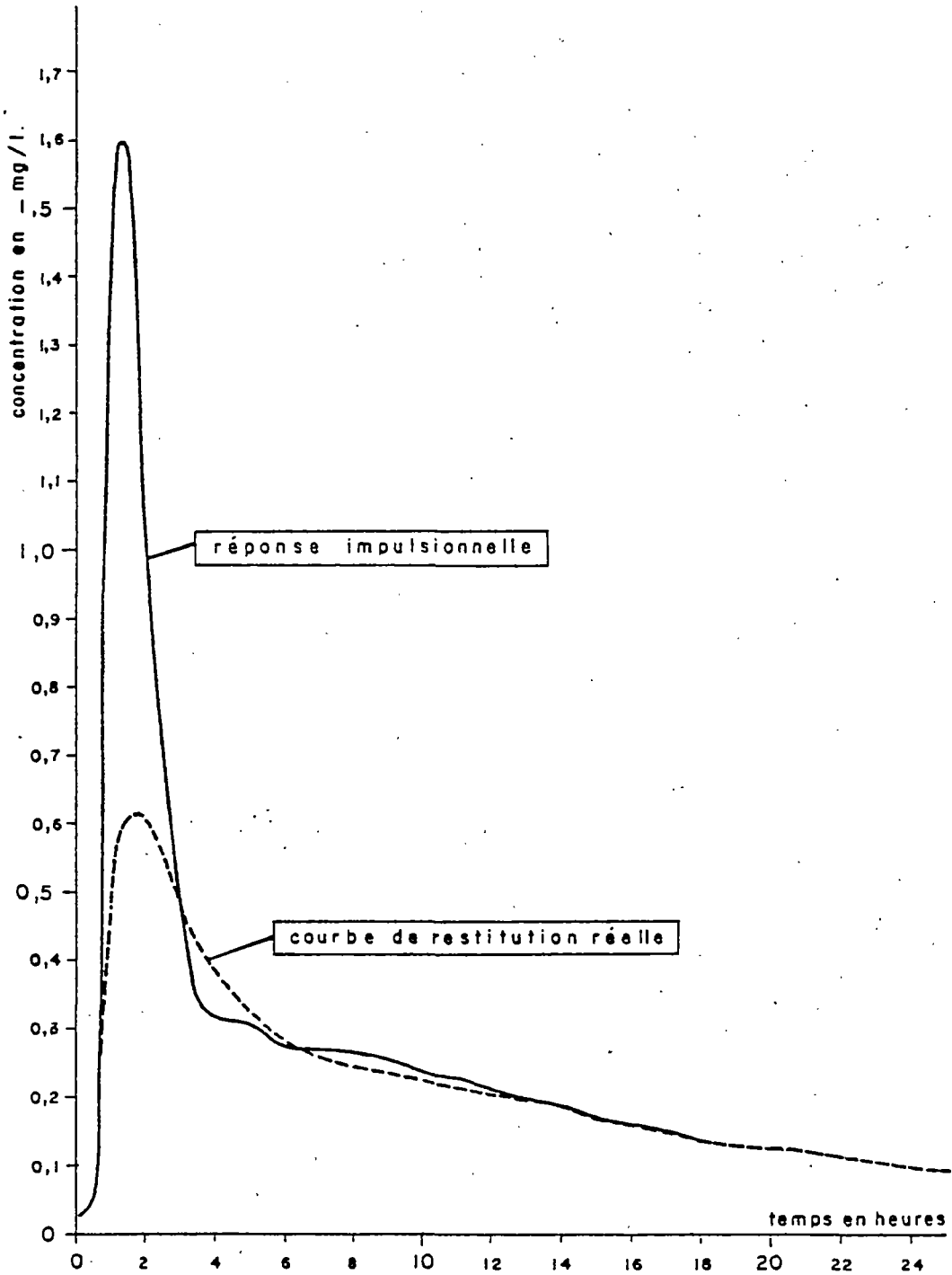


Fig.1.43 - Exemple n°8. Comparaison d'une courbe de restitution et de la réponse impulsionnelle associée - (*lode injecté en B*)



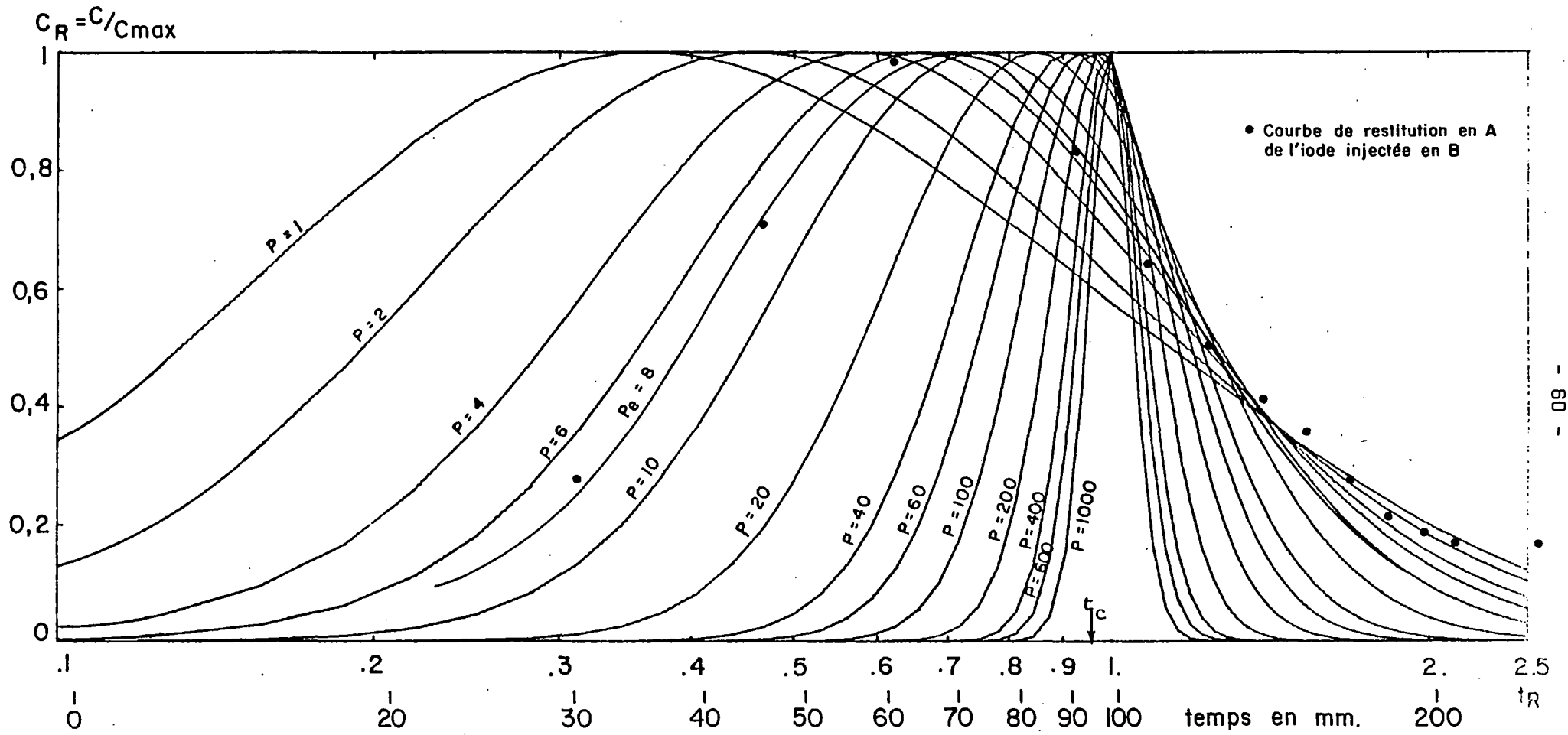


Fig.144 - Abaque pour une injection instantanée dans un écoulement convergent

Extrait de SAUTY. JP ref(8)

DEUXIÈME PARTIE
ÉTUDE DE LA FRACTURATION

Le déroulement idéal d'une étude de fracturation pourrait être [17] :

- interprétation des photos aériennes et définition des directions des grandes fractures,
- étude au sol, son contenu dépendra des conditions d'affleurement :
 - . si elles sont mauvaises, on pourra avoir recours aux méthodes géophysiques,
 - . si elles sont bonnes, on procèdera à l'analyse des systèmes de fractures en carrière, talus de route, etc... On contrôlera l'existence des grandes fractures repérées par photo-interprétation. Les données recueillies seront traitées statistiquement.

On trouvera dans l'encart ci-après des précisions sur la définition du terme de fracture.

1. PHOTO-INTERPRETATION

On considère comme indice de fracture sur les photos, toute discontinuité naturelle rectiligne ou curviligne se traduisant dans la morphologie, l'hydrographie, la végétation ou la rétention hydrique des sols. L'interprétation conduit à une carte photo-interprétative (fig. 2.1. ci-dessous). Ce type d'étude a tendance à privilégier la fracturation verticale et subverticale de dimension hectométrique à kilométrique.

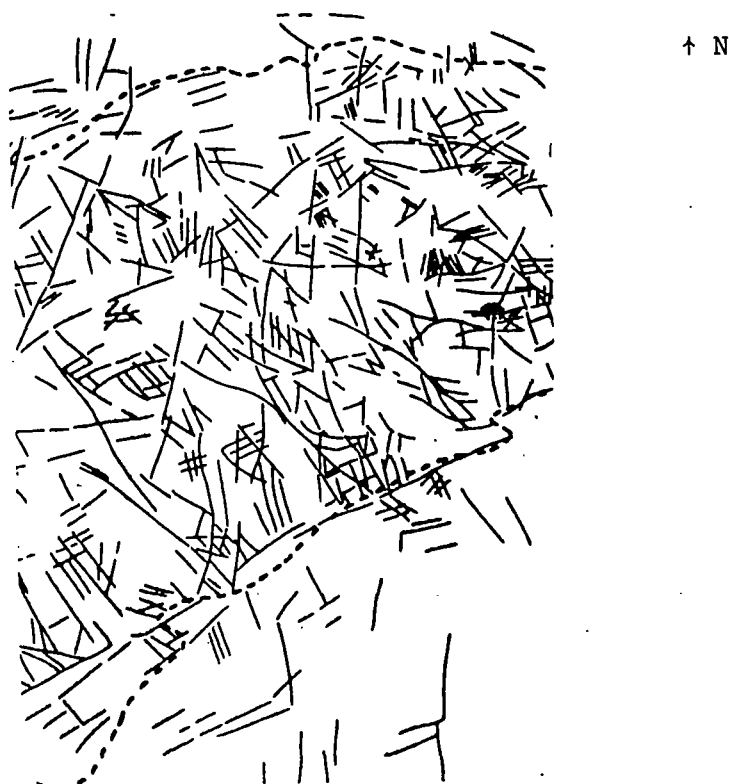


Fig. 2.1. - Carte de photo-interprétation - échelle 1/100 000

Définition du terme de fracture [18,19]

La dénomination de fracture est prise au sens de discontinuité d'origine mécanique et tectonique apparaissant dans les niveaux structuraux supérieurs et moyens de l'écorce terrestre. Le terme de fracture englobe donc les diaclases, les fentes ou fractures d'extension, les joints stylolithiques et les failles de différentes dimensions.

Nature de la fracture

Morphologie des fractures

Diaclases et points

Les diaclases et les points sont des discontinuités dont les lèvres sont jointives et qui ne présentent aucune trace de mouvement relatif des deux compartiments.

Fentes et fractures d'extension

Ce sont des fractures dont la section a une forme de fente. Ces fentes sont souvent remplies de cristallisation (calcite, quartz).

Joints stylolithiques

Les joints stylolithiques sont des surfaces de discontinuité très irrégulières qui consistent en une alternance de pics et de creux qui se correspondent d'un compartiment à l'autre.

Faille

Une faille est une fracture dont les deux compartiments montrent un déplacement l'un par rapport à l'autre suivant une direction parallèle au plan de faille. Les failles se répartissent souvent en deux réseaux d'orientation différente dits réseaux conjugués.

2. ETUDES AU SOL

2.1. Etudes par géophysique

L'éventail des méthodes géophysiques pour l'étude des milieux fissurés est large. Le choix d'une méthode dépendra :

- de la nature du sujet : géologie (aspect structural), hydrogéologie ou géotechnique,
- des objectifs : recherche de la densité de fracturation et/ou de son orientation,
- de l'échelle d'investigation :
 - . échelle régionale avec les méthodes de champ essentiellement,
 - . échelle locale avec les méthodes classiques (électrique, sismique) ou d'autres méthodes (polarisation spontanée, polarisation provoquée, électromagnétisme, microgravimétrie, magnétotellurie, VLF),
 - . échelle ponctuelle : diagraphies (voir § 5.1.2.).

Le tableau n° 5 de la page 65 présente de manière schématique les méthodes géophysiques qui sont généralement mises en oeuvre compte tenu des sujets à traiter, des objectifs à atteindre ou de l'échelle d'investigation.

2.2. Etudes structurales

L'analyse structurale sur le terrain permet :

- d'analyser les fractures grandes et petites,
- d'étudier les fractures peu inclinées,
- de contrôler la photo-interprétation.

Les principales observations à effectuer pour l'étude des fractures sont les suivantes :

Paramètres géométriques	Paramètres cinématiques (traces de mouvement)
Orientation	nature
Extension ou continuité	orientation et pendage des stries et du miroir qui le porte
Ecartement d'une même famille	
Epaisseur	sens des mouvements
Nature du remplissage	relation avec les autres discontinuités
Degré d'ouverture libre	

L'analyse des paramètres cinématiques permet d'établir la succession des phases de déformation et de définir les directions de fractures qui ont pu jouer en distension.

3. ETUDE STATISTIQUE DES FRACTURES

L'étude de la fracturation est généralement effectuée à l'aide des méthodes statistiques qui utilisent les projections hémisphériques. La plus fréquemment employée est la projection de SCHMIDT. Brièvement, le principe de la projection de SCHMIDT (fig. 2.2.) est le suivant :

Une fracture se définit par un plan (P) dont on mesure deux caractéristiques sur le terrain :

- sa direction d ou angle de l'axe horizontal du plan (P) par rapport au Nord,
- son pendage P ou angle de la ligne de plus grande pente du plan avec l'horizontale.

La perpendiculaire en O' au plan (P) définie par d et P recoupe une sphère de référence en un point M désignée par pôle du plan P (fig. 2.2.a.). On fait subir au point M une transformation telle que celle décrite sur la figure 2.2.b. Le point m est la représentation de (P) donc de la fracture sur le canevas de SCHMIDT. La projection peut se faire indifféremment sur l'hémisphère inférieur ou supérieur de la sphère.

Plus les pôles sont situés loin du centre du cercle (projection de la demi-sphère sur le plan (H)), plus les plans qu'ils représentent sont pentés.

Le tracé de courbes d'isodensité (rapport du nombre de pôles sur une petite surface de la demi-sphère au nombre total de pôles en % de la demi-sphère) permet de définir des groupements de familles de fractures, les maximums de fréquence et les limites de variations des directions des fractures à l'intérieur de ces familles (fig. 2.3.).

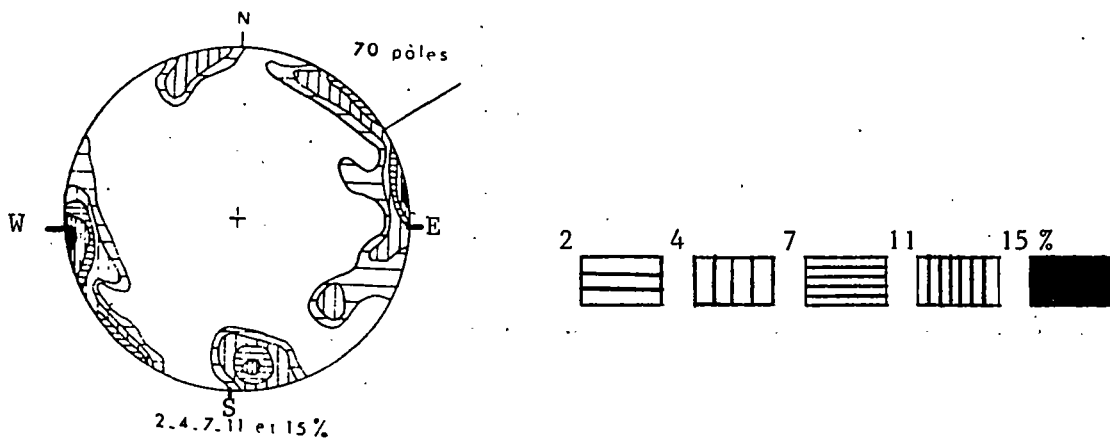
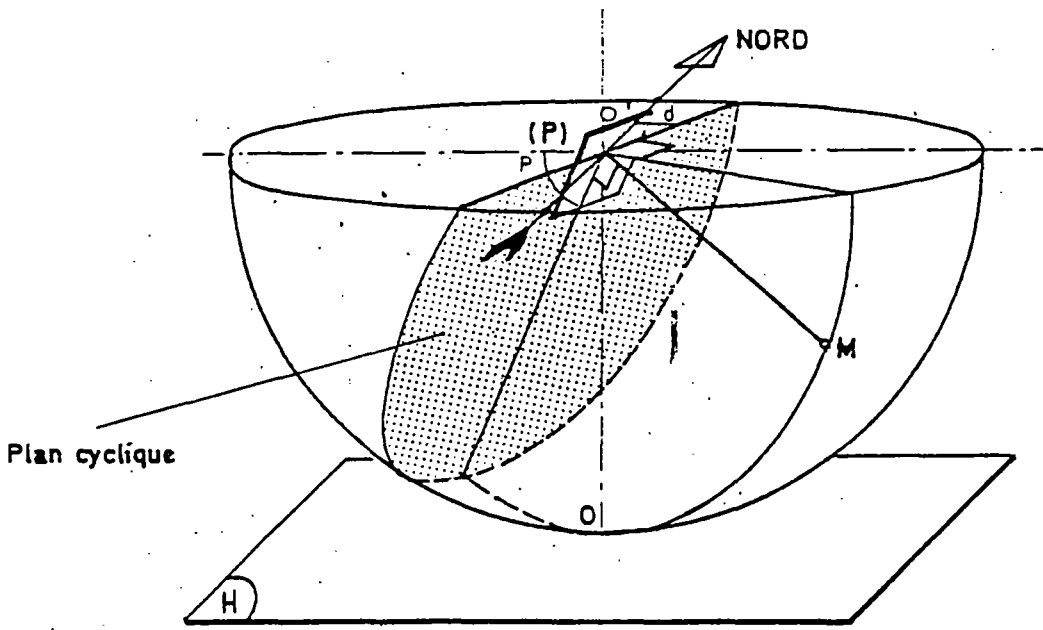
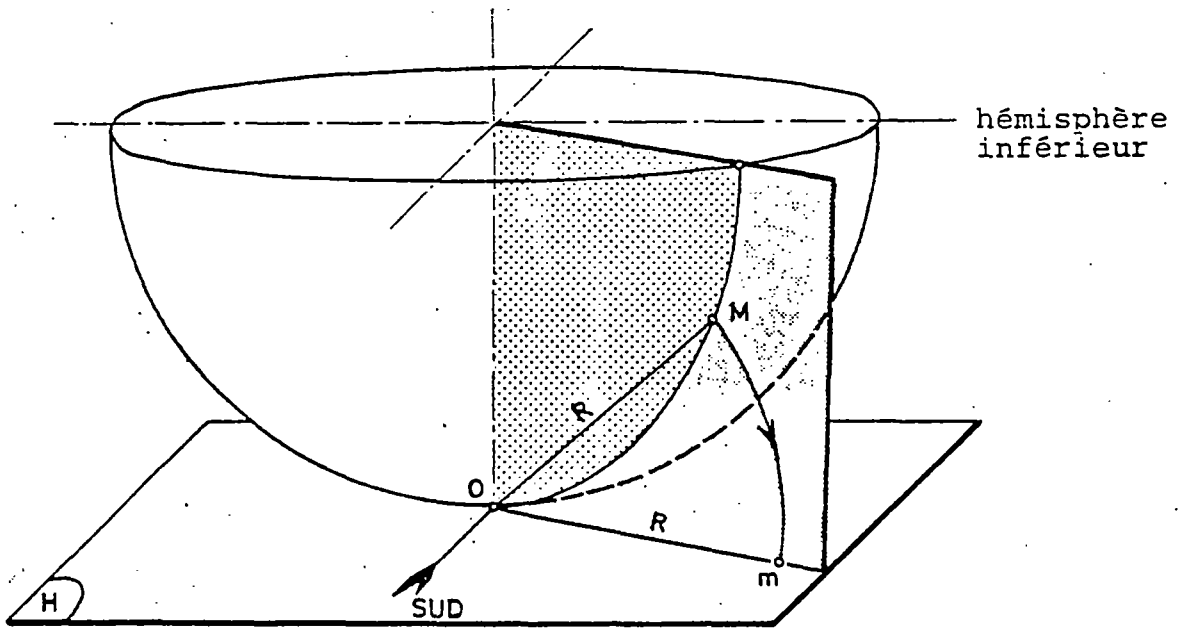


Fig. 2.3. - Diagramme de Schmidt - Densité de fracturation



(a) REPRESENTATION DU PLAN (P)
par son pôle M



(b) PROJECTION PLANE DU POLE M
(Type SCHMIDT)

Fig. 2.2. - Projection de Schmidt
(principe)

La représentation cyclographique (fig. 2.4.) des plans moyens des principales familles de fractures est un autre moyen de présenter la fracturation.

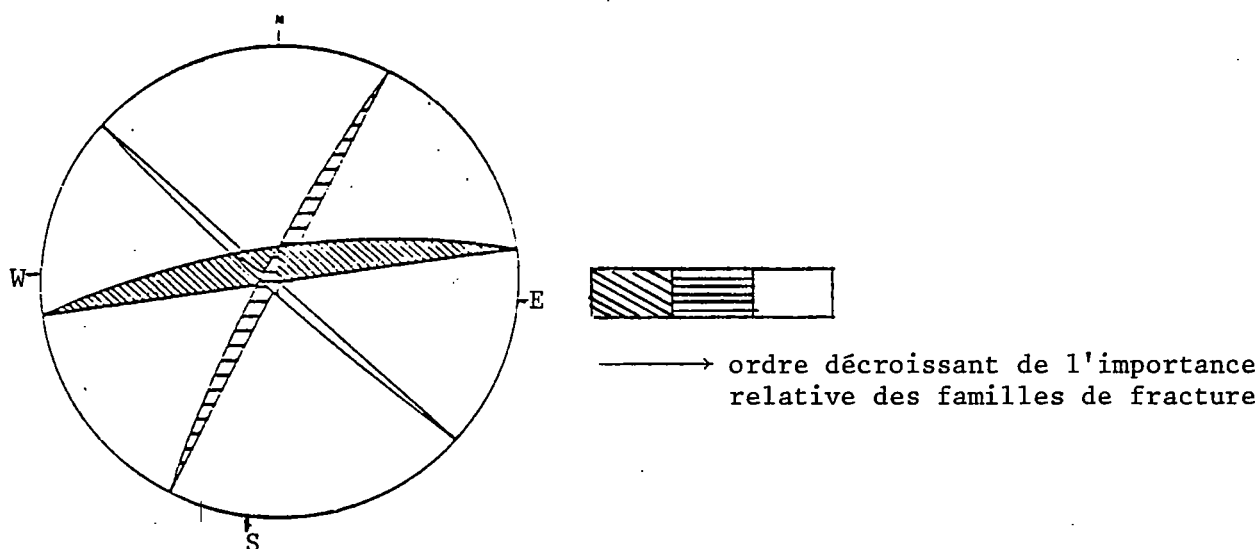


Fig. 2.4. - Diagramme de Schmidt - Représentation cyclographique

Les fréquences et densité de fractures constituent également des moyens d'analyse de la fracturation. La fréquence de fractures F d'une famille directionnelle de fractures correspond au nombre de fractures par unité de longueur (exemple : 2 fractures par mètre). Sur le terrain on mesure en général l'écartement E_C existant entre deux fractures successives de même direction (exemple : $F = 2$ fractures par mètre $\Rightarrow E_C = 0,50$ m).

La densité de fracturation est obtenue en additionnant les fréquences de chaque famille de fractures. Cette densité correspond à un nombre de fractures par m^2 ou par m^3 selon que les relevés et les mesures ont pu être effectués respectivement suivant deux ou trois directions principales. Le mode de représentation peut être sous forme de bloc diagramme (fig. 2.5.), ou sous forme cartographique (fig. 2.6.). La dimension des blocs peut varier de quelques centimètres à quelques mètres selon que la masse rocheuse est peu ou très fracturée.

L'analyse statistique de la fracturation a permis de vérifier qu'il existait une bonne correspondance entre :

- les principales familles directionnelles de fractures observées au sol et par photo aérienne (fig. 2.7.),
- et les principales familles directionnelles des fractures observées en surface (fig. 2.8.) et en profondeur (fig. 2.9.) (à l'exception des fractures peu pentées bien entendu).

Les différents diagrammes des figures 2.7. à 2.9. sont les résultats d'une étude structurale complète réalisée dans un massif granitique.

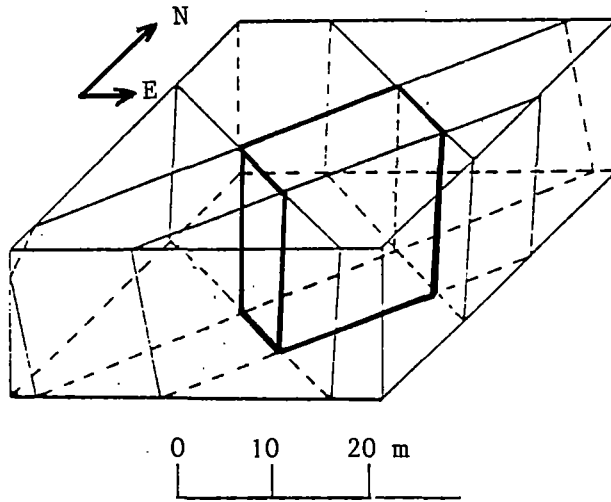


Fig. 2.5. - Densité de fracturation - Bloc diagramme

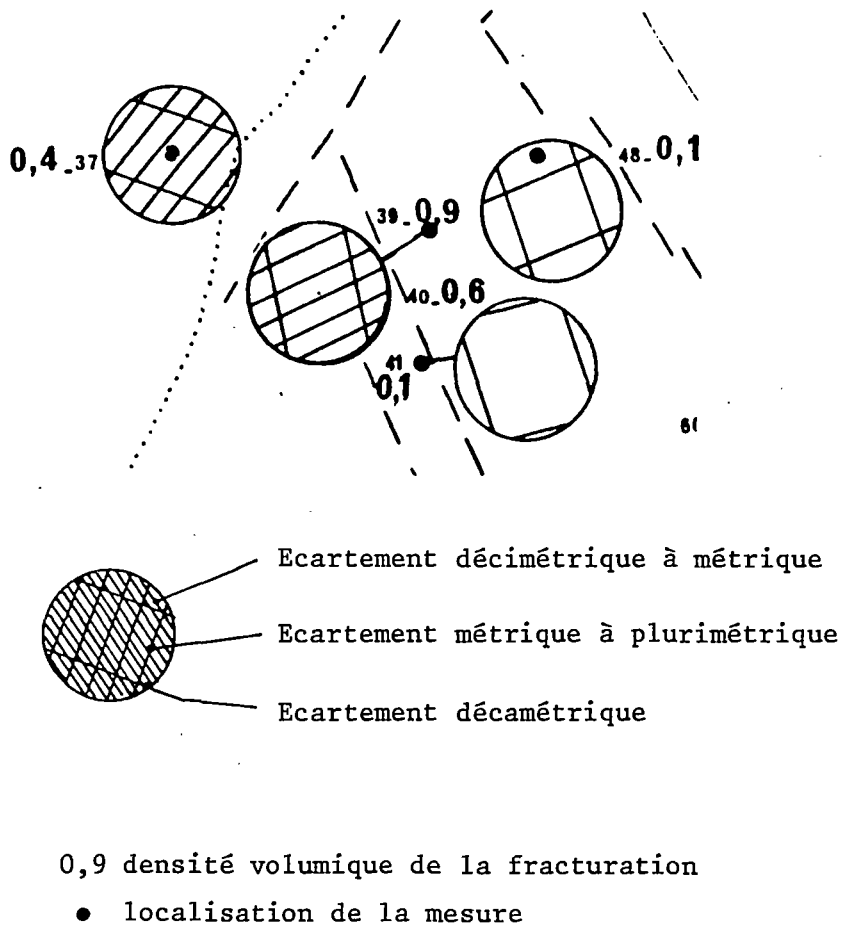


Fig. 2.6. - Densité de fracturation - Représentation cartographique (1/25 000)

Fig. 2.7 - Rose de fréquence des orientations des fractures

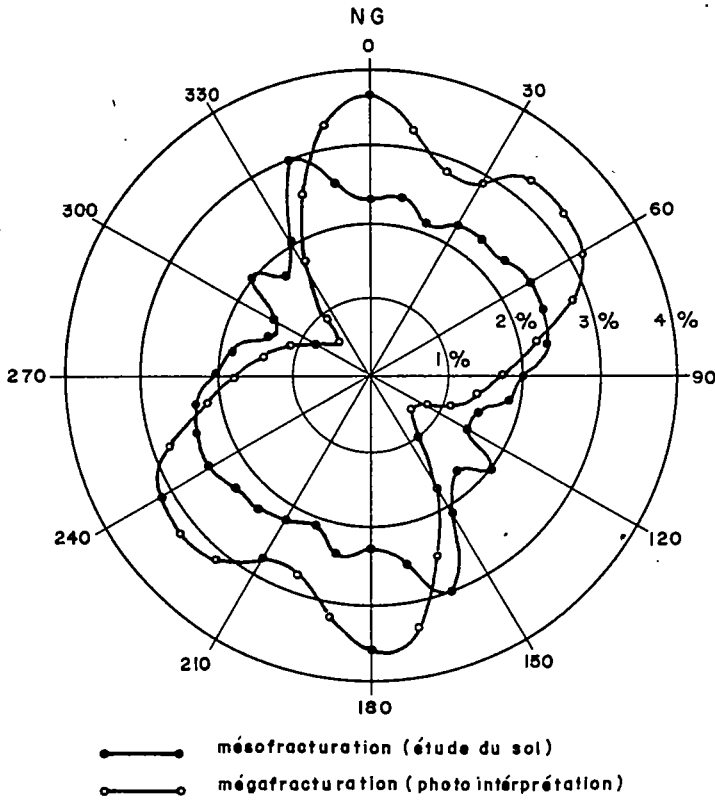


Fig. 2.8 - Diagramme des plans de fractures observés au sol 1955 mesures

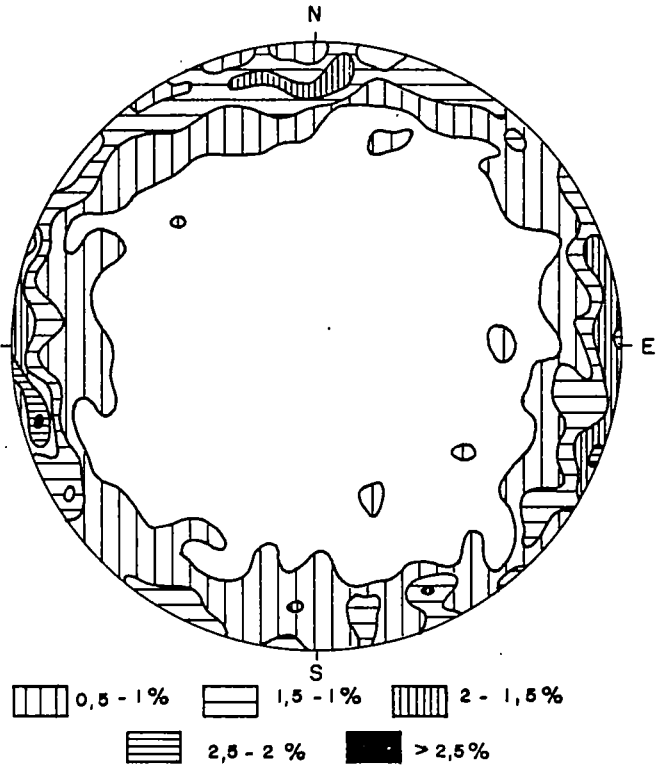
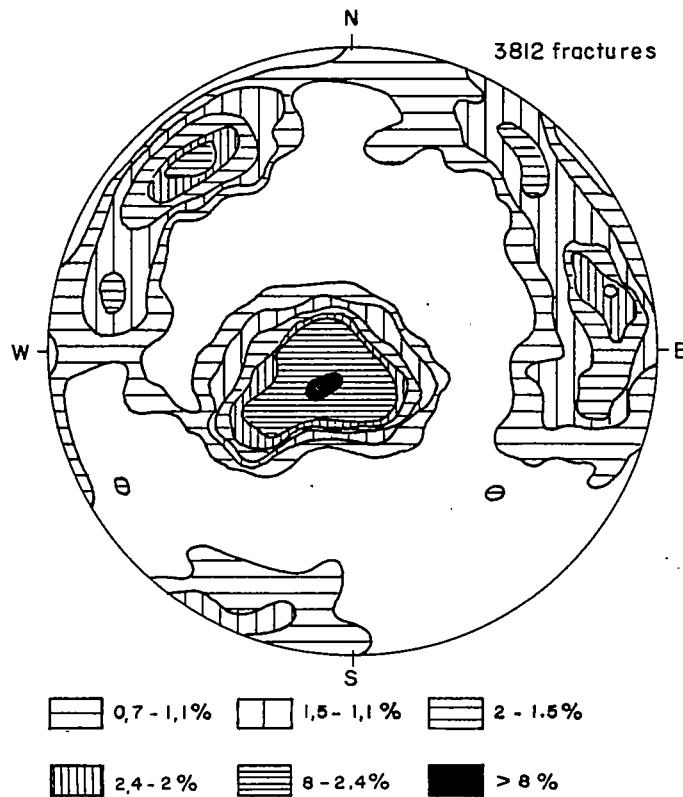


Fig. 2.9 - Diagramme des plans de fractures observés entre 256 et 1000m de profondeur



4. ETUDES DES CAROTTES DE FORAGE

4.1. Orienteur de carottes

Jusqu'à une date récente, l'orientation des carottes n'était possible qu'en forage incliné. Les appareils les plus connus sont le Craelius Core Orientator (CCO) avec prise d'empreinte de la tête de carotte au moyen de palpeurs, et l'orienteur Eastman Diamant Boart avec un système de rayage de la tête de carotte. Le B.R.G.M. vient de mettre au point un orienteur de carottes opérationnel en forage vertical.

L'appareil est constitué par un ensemble Eastman multishot (dispositif couramment employé pour mesurer les déviations des sondages) dont le container est muni à son extrémité inférieure, d'un bloc portant une couronne de palpeurs. Ces palpeurs sont des tiges métalliques coulissant sur des joints toriques destinées à prendre une empreinte du fond de trou entre chaque passe de carottage.

Pendant cette prise d'empreinte, la boussole et le clinomètre de l'unité d'angle sont photographiés, ce qui repère l'appareil dans l'espace. On oriente ainsi la passe de carottage qui va être faite. Il faut, bien entendu, que le tube extérieur du carottier soit amagnétique pour que la mesure de direction soit valable.

- Utilisation avec un carottier conventionnel

Les palpeurs étant tirés à fond, l'appareil accroché à un câble est descendu au fond du trou entre deux manoeuvres. On attend deux minutes (le temps de prendre deux photos) et on le remonte. Une fois la passe de carottage faite, on fait coïncider l'extrémité de la tête de la carotte avec les palpeurs et on trace sur ce tronçon un trait en face du repère marqué sur le bloc porte-palpeur (ce repère est aligné par construction avec celui qui est dans l'unité d'angle). On détermine ainsi après développement du film, l'orientation de ce repère par rapport au Nord magnétique et la déviation du forage.

- Utilisation avec un carottier à câble

L'appareil est descendu dans le train de tiges (celui-ci reposant sur le fond du trou) quand le tube intérieur a été enlevé. Après les deux minutes de photos on va le rechercher avec le câble overshot. On oriente la passe de la même manière que dans le cas précédent.

Les corrections de direction et de pendage pour la remise en orientation réelle sont faites au bureau au moyen du programme de calcul ARDOI. Le programme STAF calcule les densités de fracturation, et permet la représentation sur des diagrammes (SCHMIDT) de l'orientation et de la concentration des fractures.

Les résultats présentés à la figure 2.9. ont pu être obtenus grâce à cet orienteur.

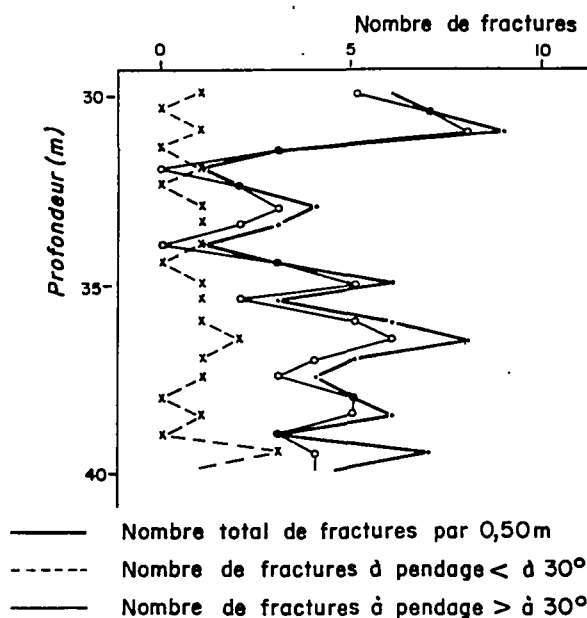
4.2. Densité de fracturation

La densité de fracturation est un excellent moyen pour caractériser la fracturation. Elle est facilement accessible par l'étude des carottes et peut être estimée de plusieurs manières :

4.2.1. Nombre de fractures pour une longueur unitaire de carotte

Un exemple est fourni ci-dessous (fig. 2.10.). L'information peut être complétée en créant des classes de fractures définies à partir de leur pendage.

Fig.2.10- Nombre de fractures par 0,50 m



4.2.2. Densité totale de fracturation (fig. 2.11.) : taux de récupération

La densité totale d_t de fracturation est définie par le rapport :

$$d_t (\%) = \frac{\Sigma \text{ des longueurs de carotte récupérées}}{\text{longueur totale forée}}$$

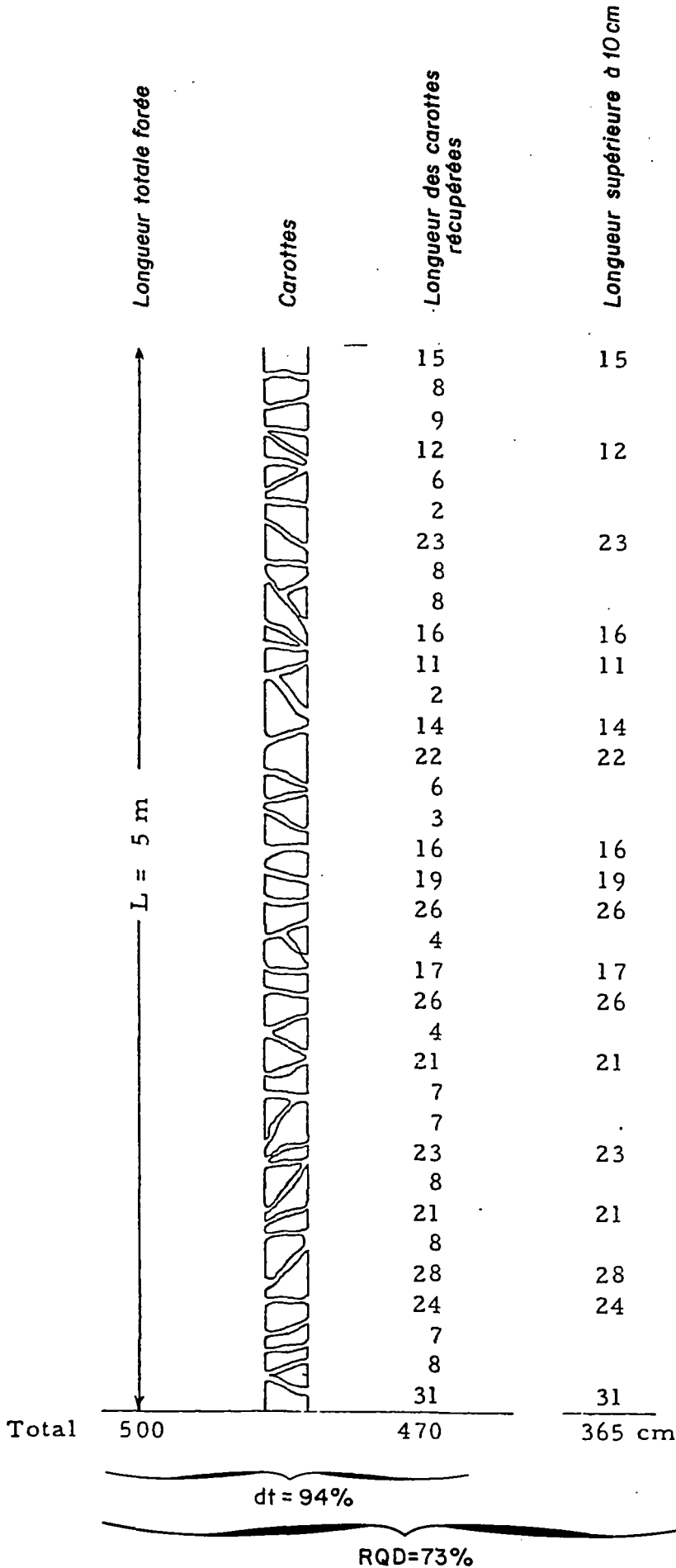
4.2.3. Densité de fracturation modifiée ou R.Q.D. (Rock Quality Designation) (voir fig. 2.11.)

$$\text{On a : R.Q.D. (\%)} = \frac{100 \Sigma \text{ longueur de carottes } > \text{ à } 10 \text{ cm}}{\text{longueur totale forée}}$$

L'américain Don DEERE propose une classification de la fracturation à partir du R.Q.D. (fig. 2.11.).

Parmi les facteurs qui peuvent influencer sur la détermination du R.Q.D., signalons :

- la qualité du carottage. La comparaison entre plusieurs forages n'est possible que pour des conditions de foration identiques,
- le diamètre des carottes. Il est recommandé de travailler avec des diamètres de carottes supérieurs à 50 mm,
- les longueurs de carottes doivent être mesurées tout de suite après l'extraction des carottes du carottier.



Classification de DON DEERE

RQD%	Qualité
100	Excellent
90	
75	Bon
50	Moyen
25	Mauvais
0	Très mauvais

Fig. 2.11 - Principe de calcul de la densité totale de fracturation et du R.Q.D.

Le R.Q.D. est d'accès facile, mais il reste insuffisant pour caractériser à lui seul la fracturation [20,21]. On doit lui joindre une courbe de distribution des fractures (fig. 2.12.). Cette courbe permet de différencier rapidement une fracturation homogène d'une fracturation hétérogène (fig. 2.13.) et de déterminer le module de fracturation auquel il est recommandé d'associer les quartiles à 25 et 75 %.

La figure 2.14. montre le type de difficultés que l'on peut rencontrer en ne considérant que le R.Q.D.

Courbes de distribution des longueurs de carottes

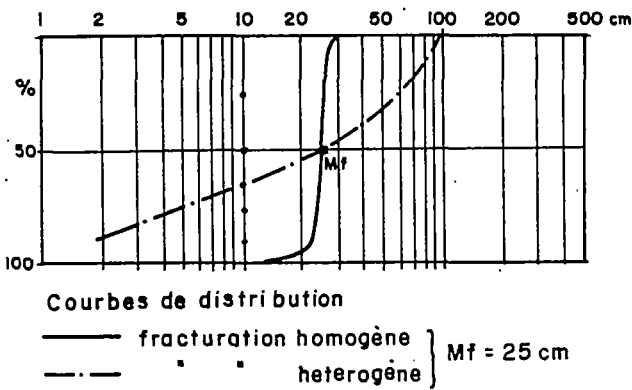


Fig.2.13 - Fracturation homogène et hétérogène

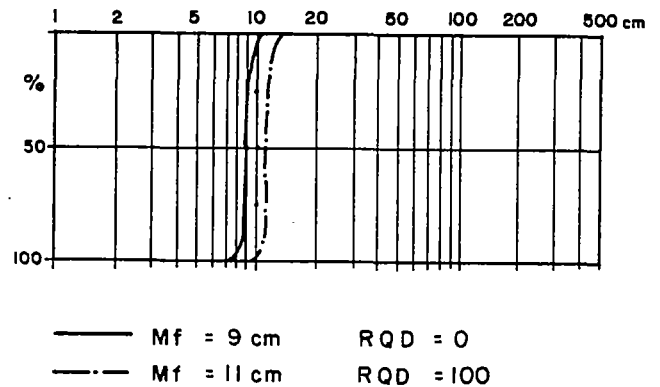


Fig. 2.14 - $RQD = 0$ et $RQD = 100$ %

4.3. Analyseur d'images

L'analyseur d'images [22] est un moyen rapide d'accéder à la connaissance des discontinuités d'un massif rocheux. On s'intéressera ici à l'usage que l'on peut en faire pour l'étude des fractures à partir de photographies de carottes de sondage.

4.3.1. Principe de l'analyseur d'images

L'analyseur d'images du B.R.G.M. est un appareil du type QTM 720. Les images à traiter, transmises à l'appareil par l'intermédiaire d'un système de balayage type télévision, sont visualisées sur un écran de contrôle. La discrimination des différents constituants s'effectue à partir de leur brillance apparente qui, selon le mode d'acquisition retenu, peut traduire soit un pouvoir réflecteur, soit un coefficient de transmission. Des seuils ajustables permettent alors d'isoler une "tranche" de niveau de gris caractéristique des régions à extraire de l'image. L'analyse automatique de ces zones permet d'appréhender différents paramètres géométriques de base tels que surface, projections, périmètre, comptage, dimension, périodicité. Des classifications selon des critères de forme ou d'environnement peuvent éventuellement être réalisées.

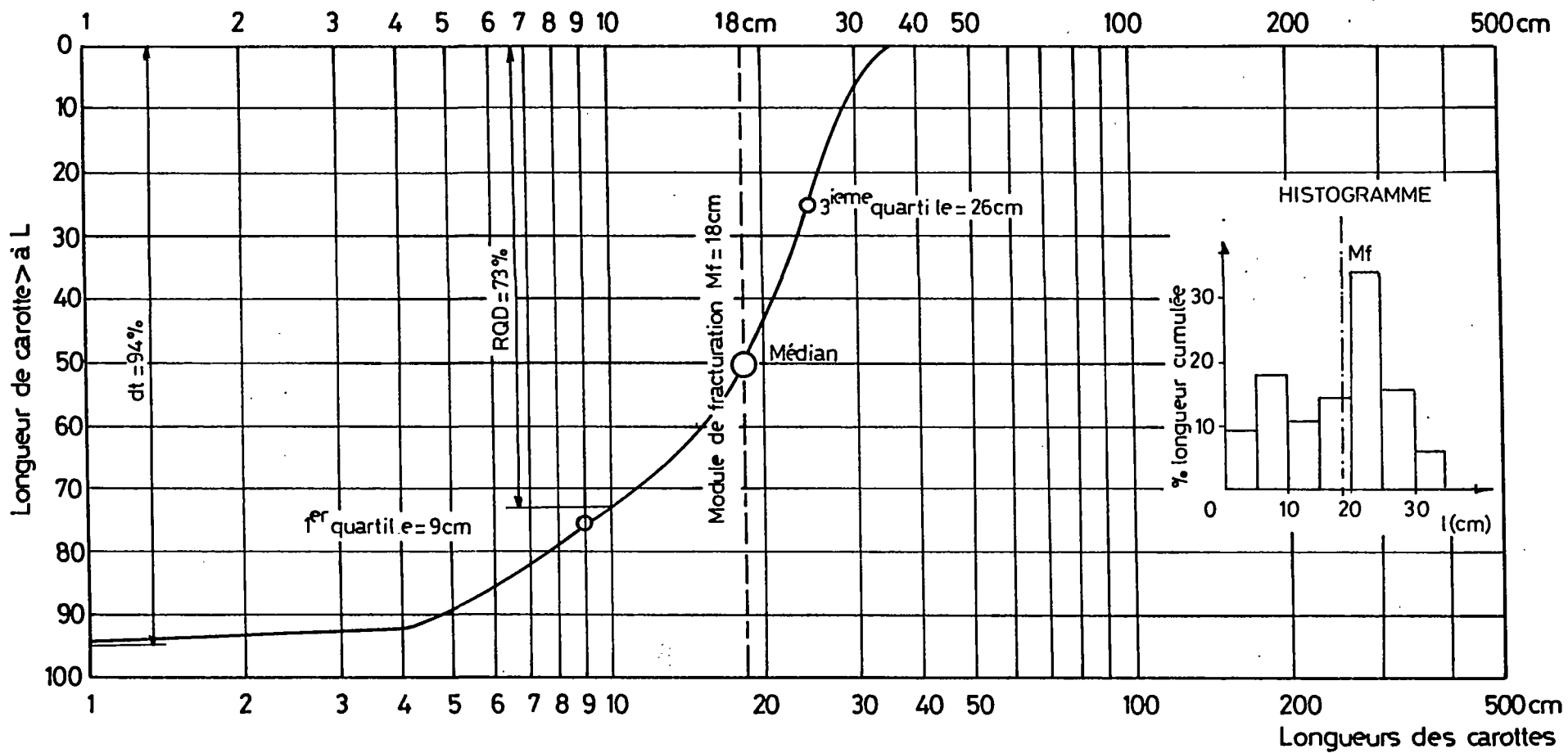


Fig. 2.12 - Courbe de distribution des longueurs de carottes

4.3.2. Préparation des documents à analyser (fig. 2.15.)

- Données initiales : ce sont des documents photographiques des caissés de carottes.
- Préparation : on procède d'abord au relevé sur calque et à l'encre noire des discontinuités (fractures, zones broyées...) en éliminant bien sûr l'information non pertinente (bords de caisse, etc...). Le calque est ensuite photographié.

4.3.3. Analyse de la fracturation

- Densité de fracturation

Les mesures de densité de fracturation s'effectuent en déterminant sur les clichés réduits les longueurs respectives de chacun des éléments interfracturaux (cf. schéma ci-après).



On en déduit pour chaque caisse :

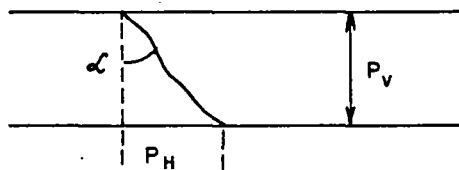
- une longueur interfracturale moyenne :

$$L = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n l_i$$

- une classification des différents éléments en fonction de leur longueur propre.

- Inclinaison des fractures

L'inclinaison des fractures sur l'axe du sondage est atteinte par le biais de deux projections (cf. schéma ci-après).



L'écart angulaire par rapport à la normale à l'axe de la carotte est défini par :

$$\alpha = \text{Art.tg} \left(\frac{P_H}{P_V} \right)$$

On peut calculer pour les n fractures identifiées par caisse :

- un écart angulaire moyen :

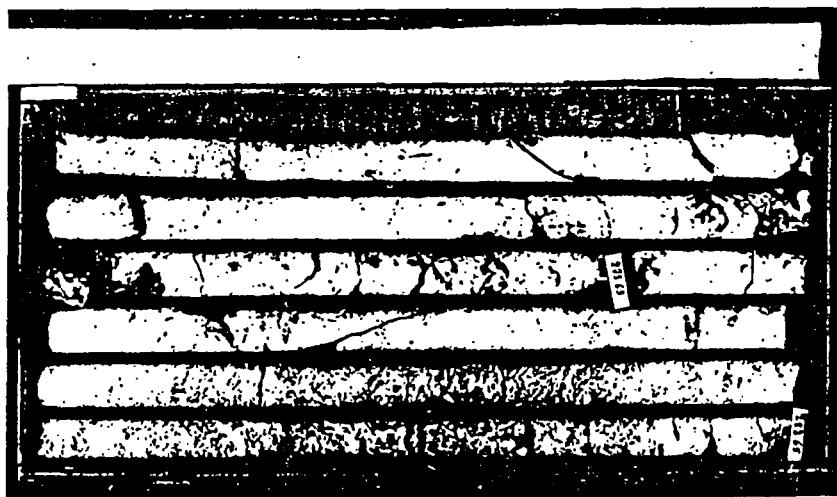
$$A = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n \alpha_i$$

Sur l'ensemble du sondage, il est possible d'effectuer une classification des fractures en fonction de leur écart angulaire.

La figure 2.16. présente quelques exemples de résultats fournis par l'analyseur d'image.

Fig. 2.15. - Analyseur d'images - Exemple de préparation des données

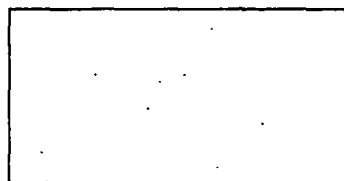
PHOTOGRAPHIE D'UNE CAISSE
D'ECHANTILLONS



RELEVÉ SUR CALQUE
DES FRACTURES



CLICHE DU CALQUE



Analyse des fractures

PROFONDEURS (METRES)		DISTANCES INTERFRACTURALES MOYENNES . (METRES)	
30.5	- 34.7		0.19 *****
34.7	- 38.3	#(0.59)#	0.15 *****
38.3	- 42.9	#(0.47)#	0.18 *****
42.9	- 47.2	#(0.29)#	0.17 *****
47.2	- 52.1	#(0.23)#	0.13 *****
52.1	- 54.9	#(0.20)#	0.18 *****
54.9	- 59.2		0.17 *****
59.2	- 63.9		0.19 *****

La distance moyenne entre fractures pour une profondeur comprise entre 38,3 et 42,9 m est de 0,18 m. Sur ce même intervalle, la longueur totale de matériau broyé est de 0,47 m.

REPARTITION DES ESPACES INTERFRACTURAUX EN FONCTION DE LEUR LONGUEUR :

DISTANCES
(METRES) — %

0.00	97.76	#####
0.05	96.87	#####
0.10	90.32	#####
0.15	79.98	#####
0.20	68.56	#####
0.25	53.96	#####

Classification des espaces interfracturaux en fonction de leur longueur sur l'ensemble du forage.

79,98 % de la longueur du sondage sont occupés par des éléments interfracturaux de dimension $\geq 0,15$ m.

PROFONDEURS (METRES)	ECARTS ANGULAIRES MOYENS (DEGRES)
77.90 - 86.30	11.6
86.30 - 94.10	9.2
94.10 - 101.60	14.4
101.60 - 110.60	14.6
110.60 - 116.10	12.8
116.10 - 121.80	10.9

L'écart angulaire moyen par rapport à une normale à l'axe de la carotte est de 14,6° entre 101,6 et 110,6 m de profondeur.

Fig. 2.16. - Analyseur d'images - Exemples d'interprétation de résultats

5. ETUDES DANS LES FORAGES

5.1. Méthodes indirectes

5.1.1. Diagraphies instantanées

On appelle diagraphie instantanée l'enregistrement, en fonction de l'avancement, d'un paramètre de forage lié à la machine en fonctionnement et à la formation traversée.

En général, ces paramètres sont :

- vitesse d'avancement (Diagrafor),
- pression d'injection de l'eau ou de la boue,
- pression de poussée sur l'outil.

Parmi les exemples d'utilisation courante de ces diagraphies, on peut citer :

- reconnaissance en tunnels (vides derrière d'anciennes voûtes, etc...),
- sols,
- recherches de vides (cavités naturelles, galeries, carrières souterraines...).

Ces diagraphies ont été employées au cours de l'exécution de forages en milieu fissuré par la méthode du marteau fond de trou et par carottage. Le dépouillement des enregistrements a montré que ces diagraphies fournissent des informations intéressantes sur la dureté des formations donc sur leur état à condition que les paramètres de foration soient bien connus. De même elles permettent de bien localiser les discontinuités majeures (d'épaisseur au moins décimétrique). En revanche, leur intérêt semble plus discutable en ce qui concerne la localisation de la petite fracturation.

5.1.2. Diagraphies différées

L'expérience acquise en milieu sédimentaire est importante. Elle l'est moins en milieu cristallin. Les roches cristallines diffèrent du milieu sédimentaire par leur composition et la salinité des eaux qu'elles contiennent. Les outils mis au point pour l'exploitation pétrolière doivent donc être adaptés à ce type de problème.

D'une manière générale, les diagraphies permettent assez bien de détecter les fissures. Toutefois, elles peuvent difficilement les caractériser (ouvertures, direction, extension...). De même, la porosité de fissure peut rarement être estimée, car elle est souvent très faible. Dans une roche fissurée, on peut schématiquement écrire :

$$\text{porosité totale} = \text{porosité de la matrice} + \text{porosité de fracture}$$

La valeur de la porosité de matrice est égale à 1 ou 2 % dans les roches carbonatées, et inférieure au % dans les roches granitiques. La porosité de fracture est en général de l'ordre de quelque fraction de %. En effet, l'ouverture des fissures varie de quelques dizaines de microns à quelques millimètres parfois. C'est pourquoi, dans bien des cas, on se trouve à l'intérieur des limites de précision des outils.

Concernant les principales diagraphies conventionnelles, on peut faire les remarques suivantes :

5.1.2.1. Résistivité

Les caractéristiques des fractures qui influent sur les enregistrements de résistivité sont les suivantes :

- la direction (verticale ou horizontale),
- l'épaisseur, l'extension latérale et la densité,
- le fluide qu'elles contiennent (résistivité).

D'une manière générale; la présence de fractures fait baisser la résistivité. Nous avons pu vérifier en milieu granitique que les diagraphies de résistivité (dans le cas précis : la petite et la grande normale) discrétisent bien les intervalles faiblement fracturés (fortes valeurs de résistivité) et les intervalles plus fortement fracturés (faibles valeurs de résistivité). La correspondance est encore meilleure lorsque les résistivités apparentes ont été corrigées des effets de la résistivité de l'eau, du diamètre du trou et de l'épaisseur des couches [23].

Evaluer la porosité en milieu fissuré à partir des diagraphies de résistivité pose un certain nombre de problèmes.

La résistivité R_0 d'un milieu poreux formé d'une matrice solide isolante dont la porosité ϕ est saturée à 100 % d'un fluide de résistivité R_w , est une fonction de cette porosité ϕ et de cette résistivité R_w . La forme des pores a aussi un effet sur la nature de cette fonction : par exemple lorsque les grains du solide isolant sont représentés par des sphères égales tangentes, il est possible de démontrer que, selon les trois modes d'arrangement de ces sphères (cubique, rhomboédrique, tétraédrique), ϕ , R_0 et R_w sont limités par l'expression :

$$\phi^{-1,7} \leq \frac{R_0}{R_w} \leq \phi^{-1,4}$$

Pour les milieux poreux naturels à porosité essentiellement intergranulaire et bien répartie, ARCHIE a proposé une formule dérivée de l'expression précédente :

$$\phi^{-m} = \frac{R_0}{R_w}$$

où m est croissant de 1,8 à 2,2 avec la cimentation naturelle

relation expérimentale, vérifiée par d'innombrables mesures dans les réservoirs aquifères sédimentaires traversés par les forages ; cependant cette relation s'applique mal dans des cas particuliers tels que les réservoirs à porosité de fissure et à eau peu salée.

La résistivité R_0 d'un milieu poreux saturé à 100 % doit être plus faible que ne le suggère la formule d'ARCHIE lorsque la porosité est constituée uniquement par des fractures. En effet, dans le cas extrême d'une porosité faite d'un réseau de canaux parallèles à section constante saturés, seuls conducteurs dans le milieu poreux, la loi d'Ohm permettrait d'écrire :

$$\phi^{-1} = \frac{R_0}{R_w}$$

En fait les fractures naturelles ne sont pas des canaux parallèles à section constante ; de plus, dans les roches la matrice n'est pas infiniment isolante et des mesures exécutées dans le vide sur carottes desséchées [24] ont fourni, pour des matrices solides telles que grès, calcaire, granite, des valeurs de résistivité très élevées, mais pas infinies, comprises entre 10^7 et 10^9 ohm.m.

Compte tenu de ce que, dans un milieu poreux naturel saturé, le meilleur conducteur est normalement l'eau de résistivité R_w qui l'imprègne, il faut donc évaluer la résistance électrique offerte par le réseau des pores saturés, des seuils entre pores des microfissures, et enfin par la matrice elle-même.

Pour des pores saturés en eau, supposés cubiques de 0,01 mm à 1 mm de côté, dimensions suggérées par l'examen des plaques minces prélevées dans des roches de types variés, la résistance électrique offerte est comprise entre :

$$r = R_w \cdot 10^3 \text{ ohm et } r = R_w \cdot 10^5 \text{ ohm.}$$

A 25°C, la résistivité R_w des solutions salines naturelles évolue de 100 ohm.m (moins de 200 ppm de NaCl) à 0,04 ohm.m (eau saturée en NaCl) ; dans ces conditions cette résistance r d'un pore a pour valeurs limites :

$$40 \text{ ohm} < r < 10^7 \text{ ohm}$$

Or la résistance électrique d'un étranglement entre pores peut se révéler encore très supérieure : par exemple un canal de 0,1 mm de long et de section carrée (0,1 μ de côté) rempli d'une eau à 10 ohm.m de résistivité, présente une résistance équivalente à celle d'un grain cubique de granite de 0,1 mm de côté.

Dans une roche sans porosité intergranulaire, fracturée et saturée à 100 % avec une solution peu salée, la conductibilité électrique choisira donc les chemins préférentiels de certains canaux seulement et la porosité totale sera présentée par une relation de la forme :

$$\phi^{-m} = \frac{R_0}{R_w}, \text{ avec } m \leq 1$$

La référence [25] propose :

$$0,35 < m < 0,50 \quad \text{pour une eau salée saturée en NaCl}$$

et

$$0,85 < m < 0,99 \quad \text{pour une eau à 5800 ppm de NaCl.}$$

Pour chaque volume de roche poreuse relativement homogène sous l'angle du type et de la répartition des grains, il existe donc un seuil de salinité de l'eau interstitielle au-dessous duquel, dans la formule $\phi^{-m} = R_0/R_w$, il faudra choisir un exposant m plutôt qu'un autre.

Un recensement des expériences publiées montre que, pour des eaux de salinité supérieures à 8000 ppm de NaCl et pour les roches à porosité intergranulaire bien répartie, la relation d'ARCHIE est toujours valable :

$$\phi^{-1,8} \leq \frac{R_0}{R_w} \leq \phi^{-2,2}$$

Au contraire pour les roches contenant de l'eau de salinité inférieure à 8000 ppm de NaCl non fracturée, il faudra se contenter d'utiliser :

$$\phi^{-1,2} < \frac{R_0}{R_w} < \phi^{-2}$$

Enfin pour des roches cristallines où la porosité est concentrée dans les fractures ouvertes imprégnées d'eau douce, la relation suivante semble pouvoir être retenue :

$$\phi^{-0,85} < \frac{R_0}{R_w} < \phi^{-1,2}$$

5.1.2.2. Gamma densité

La densité d d'une roche poreuse dont la matrice a une densité d_{ma} et saturée d'un fluide de densité d_f , peut s'écrire :

$$d = \phi \cdot d_f + (1-\phi) \cdot d_{ma}$$

Alors que d_f est normalement connue puisque c'est ou la densité de l'eau interstitielle ou celle du filtrat de la boue qui a envahi la roche autour du puits d_{ma} doit être estimée d'après les déblais ou mesurée sur carottes.

Par exemple, dans un granite non altéré dont la densité d_{ma} évolue de 2,60 à 2,70 et pour une porosité de 4 %, déjà très élevée, saturée d'une eau douce ($d_f = 1$), l'écart entre la densité de matrice solide et celle de la roche in situ, est de 0,07 g/cm³, ce qui, actuellement, est à peine supérieur au seuil de sensibilité qu'une diagraphie usuelle par gamma-gamma permet de déceler. Pour les roches peu poreuses, la diagraphie de densité semble donc moins bien adaptée que les autres outils, à la mesure de ϕ .

5.1.2.3. Sonique

Le sonique est peu sensible aux effets de trou et il n'est pas sujet aux erreurs statistiques.

L'enregistrement des ondes soniques longitudinales ou compressionnelles (P) et transversales ou de cisaillement (S) peut fournir des indications intéressantes sur la localisation des zones les plus fracturées. Il peut également permettre de faire des hypothèses sur l'état de la fissuration (fissures fermées ou colmatées).

Des enregistrements de la vitesse de l'onde (P) nous ont montré que, comme dans le cas de la diagraphie de résistivité, la diagraphie sonique discrétise bien les intervalles les plus fracturés et ceux qui le sont moins.

L'état de fissuration d'une roche peut être apprécié en évaluant le rapport V_p/V_s et en situant la roche reconnue par rapport à son équivalent parfait.

5.1.2.3.1. Rapport V_p/V_s

Les mesures des vitesses de propagation des ondes longitudinales (V_p) et transversales (V_s) permettent de déduire certaines caractéristiques élastiques des roches (application géotechnique), mais permettent également d'accéder à la notion de fissuration en calculant le rapport V_s/V_p . En effet, ce rapport varie pour une même roche en fonction de l'importance de la fissuration ouverte du fait de la variation plus rapide de V_p que de V_s .

Dans la pratique, il existe encore des problèmes délicats pour l'émission d'ondes transversales, et pour leur réception.

Des résultats très satisfaisants ont cependant été obtenus, en milieu granitique, avec une sonde sonique ayant les caractéristiques suivantes :

- espacement Réception n° 1 - Récepteur n° 2 = 0,50 m,
- distance Emetteur - Récepteur n° 1 = 4,75 m,
- fréquence d'émission de l'Emetteur = 35 kz (contre 20 à 25 kz en terrain sédimentaire).

On considère que la roche est peu fissurée lorsque $V_p/V_s < 0,6$ et très fissurée quand $V_s/V_p > 0,75$ [26].

Si l'analyse structurale (étude sur carotte) ou une autre diagraphie a montré qu'il existe des fractures et que le rapport V_p/V_s reste néanmoins faible, on pourra conclure que la fracturation est très probablement fermée ou colmatée.

5.1.2.3.2. Indice de qualité

Pour des roches isotropes ou peu anisotropes, on peut calculer les valeurs des caractéristiques élastiques dont les vitesses maximales des ondes P et S de l'agrégat des minéraux en prenant une formule pondérale simple :

$$100 A = \sum_i A_i \times C_i$$

avec A caractéristique élastique de l'agrégat

A_i caractéristique élastique du $i^{\text{ème}}$ minéral

C_i teneur en % du $i^{\text{ème}}$ minéral.

On trouvera les valeurs de A_i à la référence [27].

Plus la valeur du rapport $V_{p\text{mesuré}}/V_{p\text{max calculé}}$, est élevée, moins la roche sera fissurée, ou plus la fracturation sera fermée ou colmatée. Ce type d'approche sur l'état de fissuration sera d'autant meilleur que la mesure de V_p sera bonne. C'est pourquoi il est conseillé dans la mesure du possible d'utiliser des outils à deux récepteurs qui permettent de s'affranchir du trajet des ondes dans le fluide qui remplit le forage. De même, il est utile de procéder à des calages de vitesse, soit par des mesures sur des échantillons de roche en laboratoire, soit par sismo-sondage.

5.1.2.3.3. Atténuation

L'atténuation des amplitudes de l'onde compressionnelle est forte pour des fractures subverticales et faible pour des fractures horizontales. L'effet est inversé pour l'onde de cisaillement. Théoriquement, il existe donc une possibilité d'obtenir l'orientation des fractures. Toutefois, il faut signaler que d'autres phénomènes peuvent conduire à une diminution de l'amplitude de ces ondes (mauvais centrage de l'outil par exemple).

5.1.2.3.4. Saut de cycle

La présence de fractures importantes peut se manifester sur les courbes delta de t (temps de transit de l'onde compressionnelle entre les deux récepteurs) sous la forme d'un saut de cycle (cycle skipping). Le saut de cycle peut être un excellent indicateur de la présence de fractures.

5.1.2.3.5. Porosité

Contrairement aux diagraphies gamma-gamma et neutron qui permettent la mesure de la porosité totale, la diagraphie sonique donne la porosité intergranulaire.

Dans les roches sédimentaires à porosité intergranulaire, soumises à une pression géostatique d'au moins 100 bars, la relation empirique de WYLLIE, d'abord proposée par HUGHES et JONES pour les roches ignées, donne de bons résultats pour la mesure de ϕ dans la gamme centrale des porosités de 5 % à 30 % :

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_{ma}}$$

avec V vitesse relevée dans la roche in situ
 V_f vitesse dans le fluide interstitiel, soit 1 500 m/s pour l'eau pure
 V_{ma} vitesse dans la matrice à porosité nulle ou "vitesse limite".

On voit donc que le sonique est peu adapté à la mesure des faibles porosités.

5.1.2.4. Neutron

C'est la teneur en hydrogène du milieu étudié qui est mesurée par cette diagraphie. Sa technologie consiste à irradier dans le forage un volume annulaire de terrain avec une source de neutrons rapides d'intensité fixe et connue, et d'enregistrer, au moyen d'un récepteur (à hélium 3 par exemple), le nombre de neutrons (épithermiques ou thermiques) non capturés par l'hydrogène situé dans le volume irradié.

Les variations de la teneur en hydrogène sont une fonction univoque assez simple des variations du compte de ces neutrons.

Si tout l'hydrogène ainsi détecté est lié à l'eau qui sature les pores et les fractures du terrain, les variations de teneur en hydrogène peuvent être calibrées en pour cent de teneur en eau et donc de porosité.

Cette calibration, en pour cent de teneur en eau, est valable pour un ensemble Emetteur-Récepteur donné, des conditions géométriques et une boue de forage déterminées.

La longueur de l'espacement Emetteur-Récepteur est un paramètre important dans la précision de la mesure : une étude récente a montré en effet que, pour des roches dont la composition est voisine de celle du granite, un espacement supérieur ou égal à 55 cm accroissait la précision et surtout dans la gamme des faibles porosités [28].

Bien entendu des espacements aussi grands requièrent des sources d'intensité élevée (au moins 5 curies), afin que les variations statistiques inhérentes à ce genre de mesure, soient réduites.

Parmi les facteurs qui peuvent perturber la mesure des porosités surtout si elles sont faibles, il faut citer :

- la matrice elle-même peut contenir de l'hydrogène, sous forme d'ions OH^- et sous forme d'eau de constitution, qui évidemment ne participe pas à former de la porosité,
- la composition chimique de la matrice, même si elle ne contient pas d'hydrogène, a une influence sur la réponse du neutron à cause de la présence d'éléments à sections de capture différentes.

5.1.2.5. Thermométrie

Les zones fissurées lorsqu'elles sont très perméables peuvent être localisées par la thermométrie. En production, il y a création, au droit de ces zones, de variations brusques de température par rapport aux zones matricielles adjacentes moins perméables.

La thermométrie est en général associée à la débitmétrie. Les avantages de la thermométrie tiennent pour l'essentiel à la grande sensibilité des sondes thermométriques. De plus, elle est peu sensible aux variations du diamètre du trou.

5.1.2.6. Autres diagraphies

5.1.2.6.1. Diamètreur

Les zones fracturées peuvent occasionnellement être accompagnées par une réduction du diamètre du forage due à la présence d'un mud cake plus épais.

5.1.2.6.2. Fracture identification log (F.I.L.) [29]

Cet outil a été conçu par SCHLUMBERGER. La méthode est basée sur la superposition deux à deux des courbes de pendagemétrie. Une séparation des courbes est supposée correspondre à une zone fissurée.

5.1.2.6.3. Multimud

Cet appareil permet la mesure simultanée en surface du débit à l'entrée et à la sortie du circuit de circulation d'eau ou de boue et au fur et à mesure de l'avancement de la foration. Les bilans entrée-sortie corrélés avec la profondeur permettent d'établir les gains ou les pertes de circulation.

5.2. Méthodes directes

5.2.1. Photographies - Caméra TV [30]

Les photographies en forage sont pratiquées depuis 10 ans environ jusqu'à 3 000 m de profondeur. L'utilisation de la caméra avec une transmission par télévision est plus récente. Cet outil permet, grâce à un objectif qui peut être orienté radialement et mis au point depuis la surface, d'observer les parois d'un forage. Dans la pratique, l'emploi des caméras à grande profondeur est encore limité par des problèmes de pression et de température. Elles sont à l'heure actuelle opérationnelles jusqu'à 500 m.

Parmi les applications, on sait que des caméras sont utilisées pour observer des cavités (ex : cavité de sel des stockages de gaz) ou pour estimer l'état des tubages et des crépines dans les forages. A notre connaissance il existe très peu ou pas d'applications touchant à la description de la fracturation.

5.2.2. Borehole televiewer (BMTV) [30]

Cet appareil est basé sur le principe du sonar. Il envoie des ultrasons et il enregistre l'énergie des signaux réfléchis. L'énergie récupérée est fonction de l'état des surfaces rencontrées (lisse ou rugueux) et de leur inclinaison (penchée ou perpendiculaire par rapport à l'axe du forage). Il est donc théoriquement possible de mettre en évidence les zones de fissure.

L'image est transmise en surface, en noir et blanc, la partie claire correspondant aux zones relativement lisses, les parties noires aux zones rugueuses.

Comme pour la caméra on ne connaît pas d'applications significatives à l'étude de la fracturation.

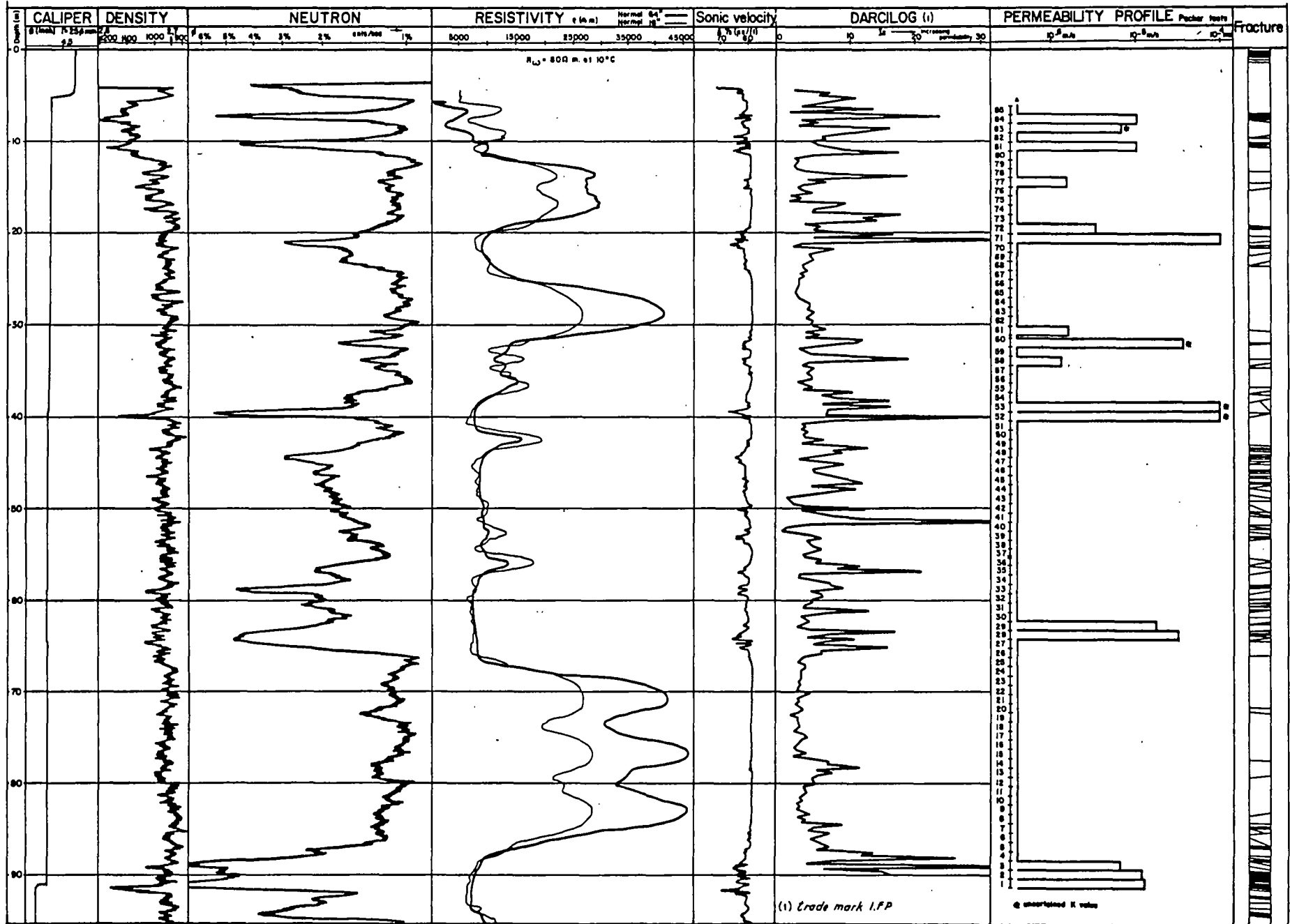
5.3. Conclusion

La détection des fractures est tout à fait possible au moyen des diagraphies. Nous avons pu vérifier expérimentalement (fig.2.17.) que les diagraphies de résistivité et sonique séparaient bien les unités structurales à fort contraste de densité de fracturation.

En ce qui concerne les informations sur l'état de fracturation (colmatée, ou ouverte) les diagraphies liées à l'écoulement de l'eau (débitmétrie, thermométrie) semblent les plus fiables si le milieu est suffisamment perméable. La diagraphie sonique, sous condition que l'outil soit bien adapté (bonne émission et réception des ondes P et S), peut également fournir des informations intéressantes par l'étude des variations relatives des ondes P et S et de leur atténuation.

Estimer la porosité de fracture reste un problème difficile, car elle est très faible. On devrait théoriquement pouvoir l'obtenir par différence entre la porosité neutron (porosité totale) et la porosité sonique (porosité intergranulaire). Mais on se trouve bien souvent en-deçà des limites de précision de mesure des diagraphies.

Fig.2.17- DETECTION DE FRACTURES EN MILIEU GRANITIQUE AU MOYEN DE DIAGRAPHIES



CONCLUSION GÉNÉRALE

Il est incontestable que les moyens de reconnaissance des milieux fissurés se sont considérablement améliorés. Toutefois, du fait de la complexité du sujet, il reste un travail méthodologique considérable à accomplir pour être en mesure de répondre à des questions pratiques par exemple évaluer les ressources en eau en zone de socle.

L'opération Gargantua (étude des possibilités de stockage des déchets radioactifs) et ses prolongements a permis de définir les modalités d'emploi des méthodes les unes par rapport aux autres et de déterminer leurs domaines de recouvrement et de complémentarité.

Il paraît donc maintenant souhaitable que l'ensemble des méthodes puissent être mises en oeuvre sur un même site dont le cadre géologique et structural serait parfaitement défini. Cette approche a déjà été faite en Suède en formation cristalline par LARSSON, 1963 [31]. L'objectif était de mettre en évidence une correspondance entre les caractéristiques structurales et morphologiques du milieu et la productivité des forages d'eau. Les résultats paraissent concluants, mais se limitent à une seule expérience, le nombre des méthodes mises en oeuvre étant restreint. Cette expérience pourrait être renouvelée en mettant sur pieds un programme plus complet qui bénéficierait des acquis de ces dernières années. Ce serait en particulier l'occasion de réellement apprécier la contribution des méthodes géophysiques classiques ou de nouvelles telles que l'électromagnétisme (U.L.F.).

Des progrès sensibles devraient être faits en 1981 suite aux travaux réalisés dans le cadre d'une action DGRST ayant commencé en 1980 (Départements GEG, EAU, SGR/AQI, ARMINES).

L'objectif général des travaux est de mettre au point une méthodologie permettant de déterminer au moindre coût la répartition de la conductivité hydraulique dans un massif rocheux fissuré (module et orientation). La conductivité hydraulique représente en effet le paramètre fondamental pour toute étude des circulations d'eau dans un massif rocheux, quel que soit son objet : ressources en eau, recherche d'une zone peu perméable, exhaure minier, drainage, etc...

L'idée de base du programme est de partir de la connaissance précise du tenseur des conductivités hydrauliques en un nombre limité de points pour aboutir, par application des observations structurales et des méthodes de la géostatistique, à une évaluation de ce tenseur en tout point du massif. La détermination précise du tenseur des conductivités hydrauliques se fera à l'aide d'essais à l'eau, réalisés à partir de travaux miniers ; les résultats de ces essais seront complétés par un nombre réduit d'essais en sondage effectués à partir de la surface.

On cherchera ensuite à établir le lien entre les valeurs résultant d'essais à l'eau et celles que l'on peut déterminer à partir des observations structurales et des caractéristiques géométriques des fissures, compte tenu de l'état de contrainte qui joue un grand rôle sur l'ouverture de ces dernières.

Certains points particuliers des méthodes déjà utilisées méritent certainement d'être approfondis :

- définir le comportement réel des fractures pendant les essais d'injection,
- évaluer le volume de roche réellement influencé par les différents essais hydrauliques,
- multiplier les mesures par diagraphies. Les expériences sont encore trop peu nombreuses pour que l'on puisse être en mesure d'apprécier avec objectivité leur portée. Parallèlement il paraît utile d'améliorer les méthodes d'analyse du signal acoustique (atténuation, analyse des fréquences, etc...).

Parmi les autres méthodes qu'il serait souhaitable de mettre au point, il faut citer :

- les mesures de contraintes en sondage,
- les mesures ponctuelles de la charge hydraulique (Piézofor),
- l'étude plus approfondie des produits d'altération dans les fractures, plus particulièrement en milieu cristallin, et des conditions de leur mise en place (leur nature serait très liée à la vitesse de circulation des eaux).

BIBLIOGRAPHIE

- [1] PAPADOPOULOS (I.S.) et COOPER (H.H.) 1967 .- Drawdown in a well of large diameter .- *Water Resources Research*, vol. 3, p. 241-244.
- [2] BERTRAND (L.), GRINGARTEN (A.C.) 1978 .- Détermination des caractéristiques hydrauliques des aquifères fissurés par pompage d'essai en régime transitoire. Application aux nappes de la craie .- *Rapport BRGM 78 SGN 669 GEG*.
- [3] PAPADOPOULOS (I.S.) 1965 .- Nonsteady flow to well in an infinite anisotropic aquifer .- *A.I.S.H. Actes du colloque de Dubrovnik "Hydrologie des roches fissurées"*, oct. 1965.
- [4] PEAUDECERF (P.) 1973 .- Méthode d'interprétation des données de pompages périodiques .- *Document interne BRGM, Note technique SGN/AME n° 488*.
- [5] WARREN (J.E.), ROOT (P.J.) 1963 .- The behaviour of naturally fractured reservoirs .- *Soc. Pet. Eng. J.*, sept. 1965, p. 245.
- [6] LOUIS (C.) 1971 .- Note technique sur les mesures de perméabilité par essais type Lugeon .- *Document interne BRGM, 1971*.
- [7] RAGUENEL de (A.) .- Essai Lugeon .- *Laboratoire régional des Ponts et Chaussées de Rouen*, p. 67-74.
- [8] COOPER (H.H.), BREDEHOEFT (J.D.), PAPADOPOULOS (I.S.) 1967 .- Response of a finite diameter well to an instantaneous charge of water.- *Water Resources Research*, vol. 3, n° 1, p. 263-269.
- [9] COOPER (H.H.), BREDEHOEFT (J.D.), PAPADOPOULOS (I.S.) 1973 .- On the analysis of "slug test" data .- *Water Resources Research*, vol. 9, n° 4, p. 1087-1089.
- [10] DEGALLIER (R.) et MARSILLY de (G.) 1977 .- Détermination des paramètres hydrodynamiques par interprétation de variations brusques de niveau dans des puits .- *Rapport BRGM 78 SGN 028 HYD*.
- [11] BREDEHOEFT (J.D.), PAPADOPOULOS (S.S.) 1980 .- A method of determining the hydraulic properties of tight formations .- *Water Resources Research*, vol. 16, p. 233-238.
- [12] DAGUE (Ph.) et GALLE-CAVALLONI (H.) 1971 .- Mesures des vitesses verticales de circulation de l'eau dans les forages. Emploi du micro-moulinet .- *Rapport BRGM 71 SGN 210 HYD*.
- [13] SCHLUMBERGER .- Production Log Interprétation .- *Document édition 1973*.

- [14] CALMELS (P.) 1977 .- Etude par traceur des hétérogénéités verticales dans la nappe phréatique du site de St. Aunes .- *Rapport CEA-CENG*.
- [15] GUIZERIX (J.), CALMELS (P.), COROMPT (P.), GAILLARD (B.) 1967 .- Appareil utilisant une source de neutrons pour la mesure des vitesses horizontales de filtration .- *Steirische Beiträge zur Hydrologie Jahrgang, 1966-1967-Graz 1967*.
- [16] SAUTY (J.P.) 1977 .- Contribution à l'identification des paramètres de dispersion dans les aquifères par interprétation des expériences de traçage .- *Thèse doct.-ing., Grenoble, 1977*.
- [17] BLES (J.C.), GROS (Y.) 1979 .- Etude de la fracturation du granite de Bassies (Pyrénées Ariégeoises). Etude structurale au sol et corrélations avec les résultats de la photo-interprétation et de l'analyse d'images .- *Rapport BRGM 79 SGN 140 GEO*.
- [18] BLES (J.L.) et FEUGA (B.) 1977 .- La fracturation des roches. Première partie. Rappel de mécanique des roches .- *Rapport BRGM 77 SGN 247 GEO*.
- [19] BLES (J.L.) 1977 .- La fracturation des roches. Deuxième partie. Observation et interprétation des fractures nouvelles .- *Rapport BRGM 77 SGN 248 GEO*.
- [20] MASURE (Ph.) .- a) Experience concerning reconnaissance of dam sites.- *BRGM internal methodological report, 1974* ; b) *Personnal communication, 1973*.
- [21] LOUIS (C.) 1977 .- Reconnaissance of rock masses by means of boreholes and geotechnical rock classifications .- *Rapport BRGM 77 SGN 226 GTC*.
- [22] BRGM-SGN/GEG .- Un nouvel outil au service de la géologie appliquée. L'ANALYSEUR D'IMAGES permet d'étudier les discontinuités d'un massif rocheux à partir de photographies de carottes de sondage.- *Document interne BRGM, note technique n° 6/78, 1978*.
- [23] STRAUB (A.) 1979 .- Interprétation des diagraphies normales de résistivité .- *Rapport BRGM 79 SGN 735 GPH*.
- [24] DUBA (A.) et al., 1978 .- The electrical conductivity of sandstone, limestone and granite .- *Geophysical J.R. astr. Sc., 53, p. 583-597*.
- [25] WEED (H.C.) et al., 1976 .- Time dependant electrical properties of rock solution system .- *Society of Petroleum Engineers of Aime, Dallas*.
- [26] TOURENQ (C.), FOURMAINTRAUX (D.), DENIS (A.) 1971 .- Propagation des ondes et discontinuités des roches .- *Symposium Soc. Internat. Mécanique des roches, 1971*.

- [27] ALESKANDROV et al., 1966 .- Calcul des constantes élastiques des roches d'après leur composition minéralogique .- *IZV. Akad. Nauk. SSSR, Serija Geol. n° 2, URSS, Traduction LCPC n° 67-T.90.*
- [28] HANNEBICQUE (L.), RICHARD (M.) 1977 .- Etude des paramètres intervenant dans les diagraphies neutron. Effet de la matrice simulation par le calcul. Application à la définition d'une onde .- *Colloque SAID/SPWLA, Paris.*
- [29] SUAU (J.), GARTNER (J.) 1980 .- Fracture detection from well logs. The log analyst.
- [30] REISS (L.H.) 1980 .- Reservoir engineering en milieu fissuré .- *Technip Paris.*
- [31] LARSSON (I.) 1963 .- Tectonic and morphologic studies in Precambrian rocks at ground water prospecting in saubh sweden .- *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, vol. 85, p. 320-340, Stockholm, November 15th, 1963.*
- [32] FILLIAT (G.) 1981 .- La pratique des sols et des fondations .- *Editions du Moniteur, Paris, 1981.*

ANNEXE 1

CORRESPONDANCE DES UNITES DE PERMEABILITE DANS LES DIFFERENTS SYSTEMES* DE MESURE

1. - VISCOSITE

1.1. VISCOSITE DYNAMIQUE μ

$$\frac{\vec{F}}{S} = \mu \frac{d\vec{V}}{dn}$$

dimension : $ML^{-1} T^{-1}$

unités : SI : le Poiseuille Pl/ 1 Pl = 1 N.s/m²

CGS : le Poise Po/ 1 Po = 1 dyn. s/cm² = (0.10 Pl)

le centipoise 1 Cp = 10⁻² Po

valeur repère : eau pure à 20°C $\mu \# 1.008 \cdot 10^{-3}$ Pl = 1.008 Cp

1.2. VISCOSITE CINEMATIQUE ν

$$\nu = \frac{\mu}{\rho}$$

dimension : $L^2 T^{-1}$

unités : SI : le m²/s

CGS : le Stockes = 1 cm²/s (= 10⁻⁴ m²/s)

valeur repère : eau pure à 20°C $\rho = 998.2$ kg/m³ $\nu = 1.01 \cdot 10^{-6}$ m²/s

2. - PERMEABILITE

2.1. PERMEABILITE DE DARCY K

Caractérise l'ensemble milieu poreux + fluide en écoulement , et s'exprime par :

$$Q = K \cdot \frac{\Delta\phi}{\Delta l} S$$

avec : Q = débit (L³T⁻¹)

S = section considérée (L²)

ϕ = charge hydraulique (L)

l = longueur (L)

*: S.I. : Système International (M.K.S.), légal en France
Système C.G.S. centimètre-gramme-seconde

dimension de K : L T⁻¹

unités SI : le m/s
 CGS : le cm/s

unité des hydrogéologues américains , le MEINZER

$$1 \text{ MEINZER} = \frac{1 \text{ gallon US/jour}}{\text{pied carré}} = 4.7159 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$$

• 2.2. PERMEABILITE INTRINSEQUE k

Caractérise uniquement le milieu poreux, indépendamment du fluide qui y circule.

La relation liant K et k est : $k = \frac{K\mu}{\rho g}$

dimension (L²)

unités:

Industrie pétrolière, le DARCY :

$$\begin{aligned} 1 \text{ darcy} &= \frac{\frac{1 \text{ centipoise} \times 1 \text{ cm}^3/\text{s}}{1 \text{ cm}^2}}{1 \text{ atmosphère/cm}} \\ &= 0,987 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2 \# 10^{-8} \text{ cm}^2 \end{aligned}$$

2.3. CORRESPONDANCE k et K

si k = 1 Darcy pour une eau pure à 20°C

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} = \frac{0.987 \cdot 10^{-8} \times 0.9982 \times 980,6}{1.01 \cdot 10^{-2}} = 9,6 \cdot 10^{-4} \text{ cm/s}$$

soit 1 Darcy = 9,6 · 10⁻⁶ m/s # 10⁻⁵ m/s

et 1 milli darcy = 10⁻³ Darcy # 10⁻⁸ m/s

3. - VALEURS DES UNITES

Se reporter aux tableaux pages suivantes.

COEFFICIENT DE PERMÉABILITÉ DE DARCY K POUR L'EAU LT ⁻¹				
m/s**	cm/s*	m/h (m ³ /h · m ²)	m/j	mm/j (l/m ² · j)
1	100	3 600	8,64 · 10 ⁴	8,64 · 10 ⁷
1 · 10 ⁻²	1	36	864	8,64 · 10 ⁵
2,77 · 10 ⁻⁴	2,77 · 10 ⁻²	1	24	2,4 · 10 ⁴
1,16 · 10 ⁻⁵	1,16 · 10 ⁻³	4,16 · 10 ⁻³	1	1,10 ³
1,16 · 10 ⁻⁸	1,16 · 10 ⁻⁶	4,16 · 10 ⁻⁵	1,10 ⁻³	1

* unité C.G.S. ; ** unité S.I.

Unités anglaises et américaines

hydraulic conductivity

m/s	pied/mn	imp. gallon/mn pied carré	US gallon/mn pied carré	m/j*	pied/j*	gallon/j. pied carré
	cubic feet/min per square foot	imp. gallons/min per square foot	US gallons/min per square foot gpm/sq ft	meters per day m/day	feet per day ft/day	gallons/day per square foot gpd/sq ft
1	197,2	1230	1474	8,64 · 10 ⁴	2,833 · 10 ⁵	2,123 · 10 ⁶
5,07 · 10 ⁻³	1	6,237	7,61	438	1 436,6	10 731
8,13 · 10 ⁻⁴	0,16	1	1,22	70,24	230,39	1 756,8
6,7 · 10 ⁻⁴	0,132	0,82	1	57,89	189,88	1 440
1,16 · 10 ⁻⁵	2,29 · 10 ⁻³	1,427 · 10 ⁻³	1,71 · 10 ⁻³	1	3,28	24,5
3,53 · 10 ⁻⁶	6,96 · 10 ⁻⁴	4,342 · 10 ⁻⁴	5,20 · 10 ⁻⁴	0,305	1	7,48
4,71 · 10 ⁻⁷	9,29 · 10 ⁻⁵	5,79 · 10 ⁻⁵	6,94 · 10 ⁻⁵	4,1 · 10 ⁻³	0,134	1

* unités recommandées par l'U.S.G.S.

PERMÉABILITÉS INTRINSÈQUES k (= perméabilités géométriques) L ²				
m ² **	perm.* (= cm ²)	microperm (= 10 ⁻⁶ perm.)	darcy da	millidarcy mda
1	1 · 10 ⁴	1 · 10 ¹⁰	1,0132 · 10 ¹²	1,0132 · 10 ¹⁵
1 · 10 ⁻⁴	1	1 · 10 ⁶	1,0132 · 10 ⁸	1,0132 · 10 ¹¹
1 · 10 ⁻¹⁰	1 · 10 ⁻⁶	1	101,32	1,0132 · 10 ⁵
9,87 · 10 ⁻¹³	9,87 · 10 ⁻⁹	9,87 · 10 ⁻³	1	1 000
9,87 · 10 ⁻¹⁶	9,87 · 10 ⁻¹²	9,87 · 10 ⁻⁶	1 · 10 ⁻³	1

* unité C.G.S. ; ** unité S.I.

Unités anglaises et américaines

intrinsic permeability

m ²	pied carré square feet sq ft	pouce carré square inches sq in	micromètre carré* square micrometer μm ² (= 10 ⁻⁸ perm)	darcy
1	10,7649	1549,99	1 · 10 ¹²	1,0132 · 10 ¹²
9,289 · 10 ⁻²	1	144	9,289 · 10 ¹⁰	9,4116 · 10 ¹⁰
6,451 · 10 ⁻⁴	6,944 · 10 ⁻³	1	6,451 · 10 ⁸	6,536 · 10 ⁸
1 · 10 ⁻¹²	1,0765 · 10 ⁻¹¹	1,55 · 10 ⁻⁹	1	1,0132
9,87 · 10 ⁻¹³	1,0625 · 10 ⁻¹¹	1,53 · 10 ⁻⁹	0,987	1

* unité recommandée par l'U.S.G.S.

1 μm² pour l'eau à 60°F = 18,4 gal/day.ft²

TRANSMISSIVITÉS, DÉBITS SPÉCIFIQUES L^2T^{-1}				
m^2/s^{**} ($m^3/s.m$)	l/s.m	m^2/h ($m^3/h.m$)	cm^2/s^* ($cm^3/s.cm$)	m^2/j ($m^3/j.m.$)
1	1 000	3 600	10 000	86 400
1.10^{-3}	1	3,6	* 10	86,4
$2,78.10^{-4}$	0,28	1	2,78	24
1.10^{-4}	0,1	0,36	1	8,64
$1,15.10^{-5}$	$1,16.10^{-2}$	$4,17.10^{-2}$	0,116	1

* unité C.G.S. ; ** unité S.I.

Unités anglaises et américaines .

transmissivity, specific yield

m^2/s	pied carré/s square feet/sec (sq ft/sec)	m^2/j square meter per day	pied cube/j par pied cubic feet/day per foot (sq ft/day)	gallon/j par pied US gallons/day per foot (gpd/ft)
1	10,66	86 400	934 979	6 958 942
$9,38.10^{-2}$	1	8 152	87 719	654 384
$1,15.10^{-5}$	$1,23.10^{-4}$	1	10,76	80,5
$1,07.10^{-6}$	$11,4.10^{-6}$	$9,29.10^{-2}$	1	7,46
$1,437.10^{-7}$	$15,32.10^{-7}$	$1,24.10^{-2}$	0,134	1

autre unité: 1 US gallon/min p.foot = $2,053.10^{-4} m^2/s = 0,7385 m^2/h.$