

Théorie de la consolidation de Terzaghi et approche du coefficient d'emmagasinement dans les réservoirs aquifères à couches compressibles : application au bassin d'El Harrach (Mitidja, Algérie)

Ahmed Chérif TOUBAL*, Pierre VERDEIL et Abderrahmane ISSAADI***

* Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène,
Institut des Sciences de la Terre, Département d'Hydrogéologie,
B.P. 32, El-Alia, 16111 Bab-Ezzouar, Alger, Algérie
** 6, Boulevard Docteur Lacroix, F 11100 Narbonne-France

Résumé : L'étude présentée dans cet article emprunte à la théorie de la consolidation de Terzaghi les éléments de calcul nécessaires à la détermination d'un coefficient d'emmagasinement dit "à long terme" tributaire essentiellement du phénomène de compressibilité des couches semi-perméables. La méthode est appliquée au bassin d'El-Harrach, secteur de la Mitidja orientale, intensément exploité pour l'alimentation en eau de la ville d'Alger, mais dont la fonction capacitive est mal étudiée.

Mots-clés: Coefficient d'emmagasinement - Compressibilité - Théorie de la consolidation de Terzaghi - Mitidja.

Consolidation theory of Terzaghi and determination of the storage coefficient in the compressible layers aquifers : application to the basin of El Harrach (Mitidja, Algeria)

Abstract: The survey presented in this paper, rests on the consolidation theory of Terzaghi, in order to determine a storage coefficient said "to long term", taking into account of semipervious layers compressibility. The method is applied to the ground water basin of El Harrach, sector of the Eastern Mitidja, intensely exploited for Algiers water feting, but which storage function is badly studied. In this region, the most exploited aquifer is formed by the middle Quaternary's alluviums (Soltano-Tensiftian), and the basis of the recent alluviums (lower Rharbian) . The reservoir includes some continuous gravely layers alternating with compressible clayey stratum. A statistical survey, carrying on 121 storage coefficient values determined by the consolidating method, indicates an average of 2,6 %. This value, very near of the one, deducted of the pumping tests interpretation, is characteristic of an unconfined aquifer. For more accuracy, the spatial storativity's variability was approached by the aid of the kriging process: the map thus elaborated shows some values generally varying between 2 and 3 %, with a very perturbed shape, compatible with the geophysical approach.

Key words : Storage coefficient - Compressibility - Consolidation theory of Terzaghi - Mitidja.

I - INTRODUCTION

La plaine de la Mitidja constitue l'un des systèmes aquifères les plus exploités d'Algérie. Ainsi, dans la région d'El Harrach, les ponctions par forages se font de façon intensive dans une aire restreinte renfermant les champs de captage les plus importants de la plaine (fig. 5). Paradoxalement, dans cette région, les aquifères sont mal connus au plan hydrodynamique et la rareté des piézomètres d'observation a même conduit à l'impossibilité d'évaluer avec précision le coefficient d'emmagasinement, paramètre indispensable au calcul des réserves en eaux souterraines. Pour pallier bien modestement à cette lacune, on présentera dans ce qui suit une méthode pratique d'approche du coefficient d'emmagasinement, qui, employée conjointement avec les essais de pompage, permettra de progresser dans le processus d'identification hydrodynamique des aquifères.

II - FONDEMENTS THEORIQUES

Dans le cas des exploitations de longue durée, le coefficient d'emmagasinement S est le résultat des deux effets suivants :

- la déformation élastique de l'ensemble des couches;
- la déformation plastique ou consolidation des couches semi-perméables.

La déformation élastique est proportionnellement faible pour des couches à faible et moyenne profondeur. On ne considérera donc que le phénomène de consolidation des couches argileuses intercalées dans le matériau aquifère peu compressible.

2.1 - Coefficient de compressibilité volumétrique m_v

Les relations contraintes - déformations sont régies par les lois de la rhéologie, et dans le cas

présent, intervient la notion de compressibilité. Une charge verticale crée instantanément en chaque point une contrainte. La réaction du sol à cette sollicitation est différente selon que le sol est saturé ou sec. Dans le cas d'un sol saturé, l'eau étant peu compressible, l'application de la charge entraîne des contraintes sur l'ensemble eau+squelette solide. Il se crée donc en chaque point, des surpressions dans l'eau, nommées surpressions interstitielles Δu . On aura donc :

$$\Delta\sigma = \Delta\sigma' + \Delta u$$

- $\Delta\sigma$ = contraintes totales,
- $\Delta\sigma'$ = contraintes effectives,
- Δu = surpressions dans l'eau.

L'essai œdométrique simule la compression sous l'effet d'une charge verticale d'une couche frettée horizontalement. On empêche le déplacement latéral de l'échantillon en le plaçant dans un moule. L'échantillon est saturé d'eau et placé entre deux pierres poreuses très perméables permettant l'évacuation de l'eau pendant le changement de volume. Les déplacements verticaux sont mesurés avec un comparateur. Lors de l'application de la charge, c'est l'eau incompressible qui reprend la majeure partie de la contrainte. Les surpressions interstitielles sont fortes et l'écoulement commence vers les pierres poreuses. Au fur et à mesure que la surpression diminue, le squelette reprend une part de plus en plus importante de la contrainte et le sol se tasse. Pour les sols fins ou cohérents, la consolidation dépend donc du facteur temps. L'essai œdométrique permet de définir pour chaque type de sol, un coefficient de compressibilité volumique défini par la formule suivante :

$$m_v = -\frac{1}{V} \cdot \frac{\Delta V}{\Delta\sigma'}$$

Dans cette formule, ΔV correspond à la réduction du volume apparent du sol (V) sous l'effet de l'augmentation de la pression effective $\Delta\sigma'$.

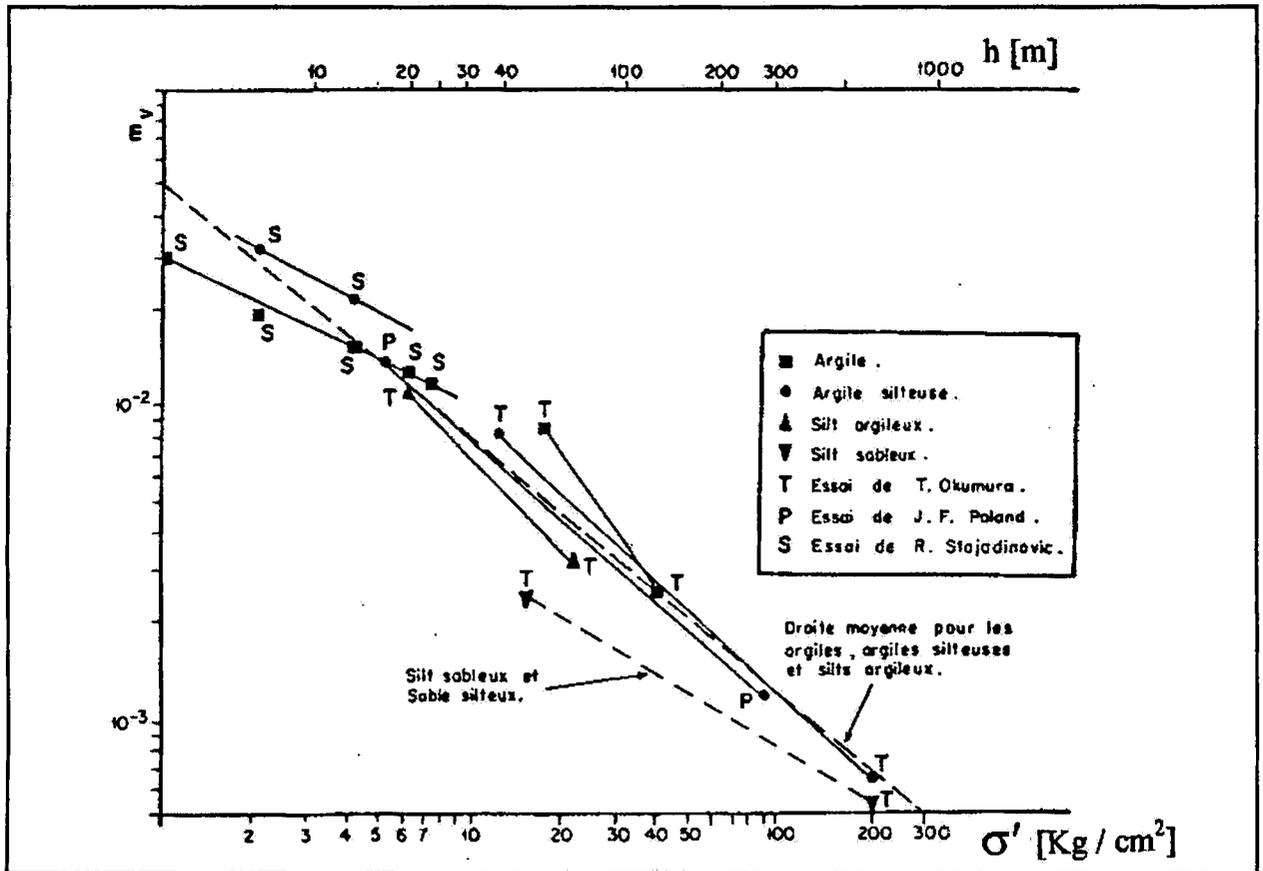


Fig. 1 - Relation entre le coefficient de compressibilité volumétrique m_v , la contrainte effective σ' , et la profondeur h
Relationship between the soil coefficient of compressibility, the effective stress σ' and the depth h

La figure 1 représente la variation de m_v en fonction de σ' pour différents types de sols. Les résultats relatifs à l'argile, l'argile silteuse et le silt argileux peuvent être regroupés sur une même droite, dite droite moyenne.

La relation existant entre le coefficient de compressibilité volumétrique m_v et la profondeur h des couches peut être déduite des travaux de G. Muromyama et T. Shibata (1960). Ces derniers ont démontré que la pression de préconsolidation et la pression géostatique sont dans un rapport de 1,5, pour toutes les couches dont la profondeur est supérieure à 20 mètres. En négligeant l'effet de l'artésianisme sur la tension effective et en admettant

que le poids spécifique du milieu poreux est d'environ 20 kN/m^3 , on peut écrire :

$$\sigma' = 0,3 \times h$$

h = profondeur moyenne des couches compressibles, exprimée en mètres

σ' = tension effective, en Kg/cm^2 [10^5 Pa , système S.I.]

2.2 Degré de consolidation

Une charge induit dans un sol une contrainte verticale $\Delta\sigma$. Si Δu_0 représente la surpression interstitielle initiale, et Δu la surpression à l'instant t , le degré de consolidation s'écrit :

$$C = 1 - \frac{\Delta u}{\Delta u_0} \text{ à l'instant initial } \Delta u = \Delta u_0, C = 0$$

$$\text{à l'instant final } \Delta u = 0, C = 1$$

2.3 Théorie de la consolidation de Terzaghi

Les hypothèses suivantes sont admises :

- sol homogène, écoulement vertical et validité de la loi de Darcy,
- perméabilité verticale et coefficient m_v invariables durant la consolidation,
- la vitesse de consolidation est uniquement due à la capacité d'évacuation de l'eau.

Partant de ces hypothèses, l'équation générale de l'écoulement de l'eau dans un sol s'écrit :

$$k \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{1}{1+e} \cdot \frac{\partial e}{\partial t}$$

e = indice des vides.

$$\text{Or : } h = \frac{u}{\gamma_w} + z$$

u = pression du fluide au point considéré,
 γ_w = poids volumique de l'eau,
 z = cote du point par rapport au niveau de référence.

Ce qui donne:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{1}{\gamma_w} \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

On peut écrire par ailleurs que :

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \frac{\partial e}{\partial \sigma} \cdot \frac{\partial \sigma}{\partial t} = -a_v \cdot \frac{\partial \sigma}{\partial t}$$

avec a_v (coefficient de compressibilité)

$$= -\frac{\Delta e}{\Delta \sigma}$$

or, $\sigma' = \sigma - u$, σ restant constant au cours de la consolidation. On aura donc :

$$\frac{\partial \sigma'}{\partial t} = -\frac{\partial u}{\partial t} \quad \text{et} \quad \frac{\partial e}{\partial t} = a_v \cdot \frac{\partial u}{\partial t}$$

ce qui conduit à l'équation de la consolidation:

$$\frac{k}{\gamma_w} \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{a_v}{1+e} \cdot \frac{\partial u}{\partial t} = m_v \cdot \frac{\partial u}{\partial t}$$

$$\text{soit : } \frac{\partial u}{\partial t} = C_v \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad \text{avec} \quad C_v = \frac{k}{\gamma_w \cdot m_v}$$

C_v est le coefficient de consolidation. L'essai œdométrique permet de déterminer ce coefficient pour une charge donnée.

Il faut donc intégrer cette équation, connaissant les conditions aux limites dans l'espace et dans le temps. L'intégration est complexe, mais le résultat peut être présenté simplement en introduisant le degré de consolidation C défini précédemment. On obtient après intégration :

$$C = f(T) \quad \text{pour} \quad T = \frac{C_v \cdot t}{H^2}$$

T = facteur temps et t = temps nécessaire pour obtenir le degré de consolidation C .

La fonction f est unique et ne dépend pas du sol. Sa variation est reproduite sur la figure 2.

2.4 Relation entre le coefficient d'emmagasinement de longue durée et la compressibilité des sols

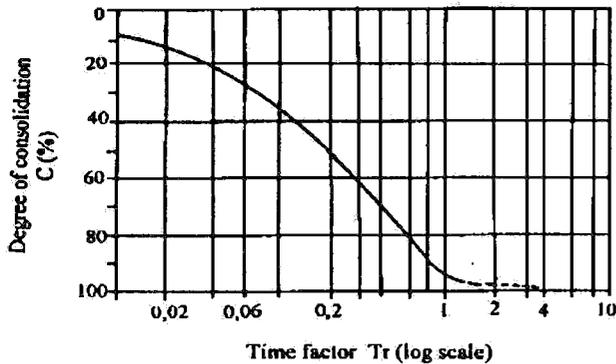
Soit un prisme vertical d'un aquifère d'épaisseur H de section droite $\Delta \Sigma$, soumis à une variation de charge hydraulique Δh et soit Δu la diminution de la pression interstitielle. Cette variation de pression produit :

- une décompression du liquide qui se traduit par une augmentation de son volume:

$$\Delta V_1 = \beta \cdot V \cdot \Delta u = \beta \cdot \Phi \cdot H \cdot \Delta \Sigma \cdot \Delta u$$

β = coefficient de compressibilité de l'eau,

TITRE DE LA NOTE



**Fig. 2 - Relation $C=f(Tr)$ d'après Terzaghi et Frölich
Relationship $C=f(Tr)$ according to Terzaghi and Frölich**

V = volume, Φ = porosité du milieu

- une diminution du volume du solide qui s'accompagne donc d'une augmentation de volume du liquide:

$$\Delta V_2 = m_v \cdot H \cdot \Delta \Sigma \cdot \Delta u$$

La variation totale du volume d'eau est donc:

$$\Delta V = \Delta V_1 + \Delta V_2 = (m_v + \Phi \cdot \beta) \cdot \gamma_w \cdot H \cdot \Delta \Sigma \cdot \Delta h$$

En partant de l'hypothèse d'un écoulement horizontal et d'un milieu homogène, on peut écrire:

$$S = \frac{\Delta V}{\Delta \Sigma \cdot \Delta h} = \frac{(m_v + \Phi \cdot \beta) \cdot \gamma_w \cdot H \cdot \Delta \Sigma \cdot \Delta h}{\Delta \Sigma \cdot \Delta h} = (m_v + \Phi \cdot \beta) \cdot \gamma_w \cdot H$$

En négligeant la compressibilité de l'eau ($\beta \approx 0$) on peut encore faire:

$$S = \gamma_w \cdot m_v \cdot H$$

Pour un système aquifère multicouches on peut enfin considérer les deux cas suivants:

- **Consolidation complète:** Le coefficient d'emmagasinement peut s'écrire:

$$S = \gamma_w \sum_{i=1}^N m_{vi} \cdot H_i \quad (1)$$

H_i = épaisseur de la couche intercalaire [m];
 m_{vi} = coefficient de compressibilité volumique [$m^2/kN = 10^{-3} Pa^{-1}$];

γ_w = poids spécifique de l'eau [$10 kN/m^3$].

- **Consolidation incomplète:** La consolidation restant différée dans le temps par rapport à ses causes, la théorie de Terzaghi permet de faire :

$$S = \gamma_w \sum_{i=1}^N C \cdot m_{vi} \cdot H_i$$

ou C est le degré de compactage, $C = f(T)$.

La formule $T = \frac{C_v \cdot t}{H^2}$ peut être utilisée pour :

- soit calculer le temps t pour obtenir un degré de consolidation donné C_α ; connaissant C_α on déduit le temps T_α correspondant et par suite t_α :

$$t_\alpha = \frac{H^2 \cdot T_\alpha}{C_v}$$

- soit calculer le degré de consolidation au bout d'un intervalle de temps donné t_α .

- soit encore, et c'est le cas qui nous intéresse ici, déterminer l'épaisseur pour laquelle un degré de consolidation C_α peut être obtenu pour une période de temps t_α .

L'épaisseur ainsi calculée, correspondra à une épaisseur efficace qui représente la partie de la couche semi-perméable effectivement consolidée dans la période de temps considérée :

$$H_{eff} = H \cdot C$$

Si la couche est épaisse, l'épaisseur efficace sera en fait divisée en deux parties situées au mur et au toit de la couche intercalaire (fig. 3a). Si la couche est mince, les deux parties se rejoignent et toute la couche est compactée (fig. 3b).

Dans l'application pratique du calcul du coefficient d'emmagasinement, on admet que le coefficient de consolidation C_v est égal à $5,10^{-4} cm^2/s$, représentant la valeur moyenne des

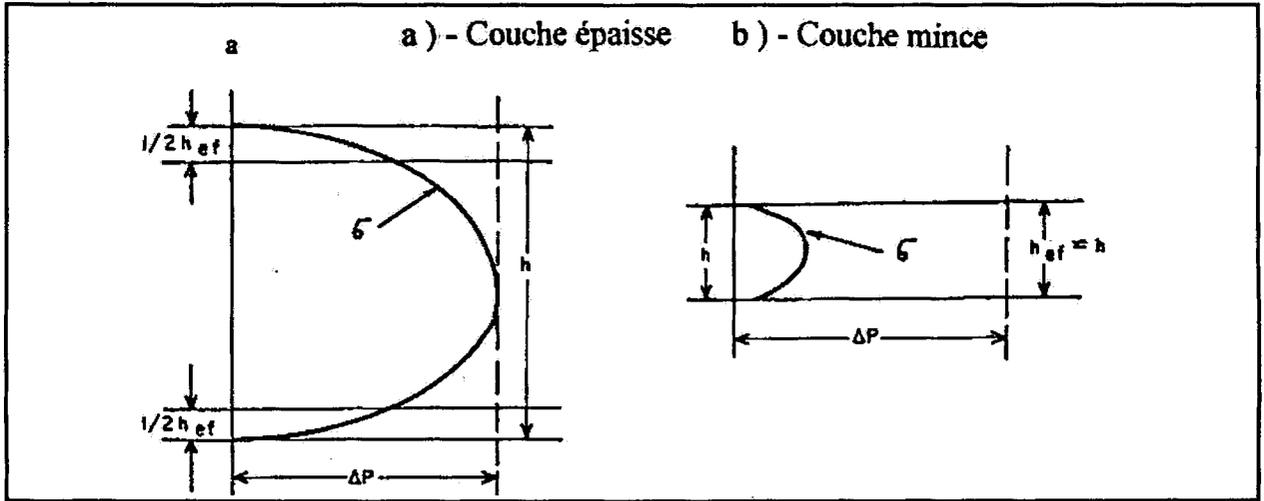


Fig. 3 - Notion d'épaisseur efficace
Notion of effective thickness

mesures de laboratoires citées dans l'ouvrage de Terzaghi (fig. 4).

2.5 - Simplifications

Pour un degré de consolidation $C = 95 \%$, correspondant selon Terzaghi à $T_r = 1$, et une période $t = 20 \text{ ans} = 6,310^8$ secondes, correspondant à l'échéance moyenne des prévisions des modèles, on aura :

$$T_r = \frac{4 \cdot C_v \cdot t}{H^2} = \frac{4 \times 5 \times 10^{-4}}{H^2} \times 6,3 \times 10^8 = 1;$$

D'où $H \approx 10 \text{ m}$.

On en conclut que toutes les couches semi-perméables d'épaisseur inférieure à 10 mètres seront effectivement consolidées au bout de 20 ans. Pour des couches d'épaisseur supérieure à 10 mètres, le calcul de l'épaisseur efficace montre que celle-ci est constante et égale à 10 mètres quelle que soit H . La formule (1) devient :

$$S = \gamma_w \sum_{i=1}^N m_{vi} \cdot (H_{eff})_i$$

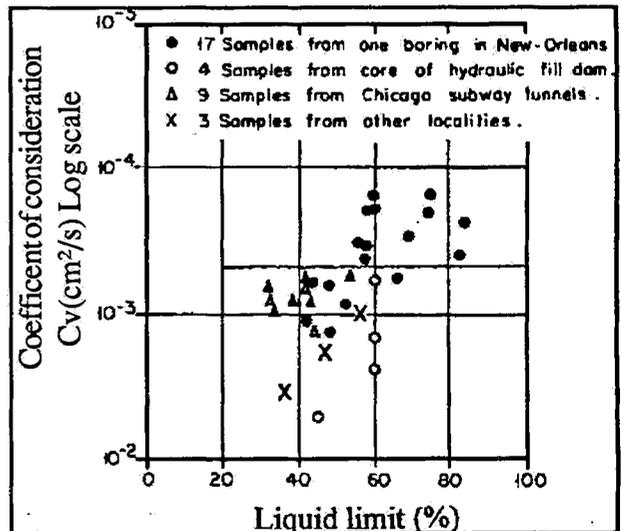


Fig. 4 - Relation entre le coefficient de consolidation C_v et la limite de liquidité d'après Terzaghi
Relationship between the degree of consolidation C_v and the limit of liquidity according to Terzaghi

où $H_{eff} = H$ pour $H \leq 10 \text{ m}$;
 $H_{eff} = 10$ pour $H > 10 \text{ m}$

Pour le mur, et également pour le toit du réservoir, on prend $H_{eff} = 5 \text{ m}$. Dans le cas où le mur ou le toit de l'ensemble aquifère est constitué par un matériau incompressible, le terme correspondant s'annule.

III - PARTICULARITES HYDROGÉOLOGIQUES DU BASSIN D'EL HARRACH

Le site expérimental appartient à la plaine de subsidence de la Mitidja, vaste bassin alluvial côtier abritant la ville d'Alger, dont il assure par ailleurs les besoins en eaux grâce aux nombreux champs de captage qui y sont implantés (fig. 5). On y distingue deux réservoirs aquifères principaux, séparés par des marnes semi-perméables :

- Le réservoir astien formé par des calcaires et des grès d'origine marine.
- Le réservoir quaternaire avec un matériel d'origine continentale, constitué essentiellement de galets et de graviers.

Dans la région d'El Harrach, le réservoir aquifère le plus exploité est formé par les alluvions du Quaternaire moyen (Soltano-Tensiftien) et la base des alluvions récentes (Rharbien inférieur). Le substratum y est constitué par les marnes jaunes d'El Harrach dont la morphologie très capricieuse confère au bassin l'aspect d'une poche alluviale polygénique, emboîtée dans les marnes jaunes. Le réservoir quaternaire se compose essentiellement de galets et de graviers alternant avec des limons et argiles. Son épaisseur varie entre 100 et 200 mètres et s'amincit vers les bordures de la plaine. La distribution des graviers au sein des matériaux pélitiques qui les englobent est assez aléatoire. Les études géophysiques (fig. 6 et 7) confirment cependant l'existence de plusieurs niveaux aquifères résistants, continus, alternants avec des couches plastiques compressibles, conductrices.

Dans le secteur de Baraki, l'aquifère se compose généralement d'une partie supérieure libre exploitée jadis au moyen de puits et d'une partie plus profonde, semi-perméable, exploitée à l'aide de forages profonds. D'après divers travaux anciens dont ceux d'Aymé (1956), la nappe des alluvions était captive lors des

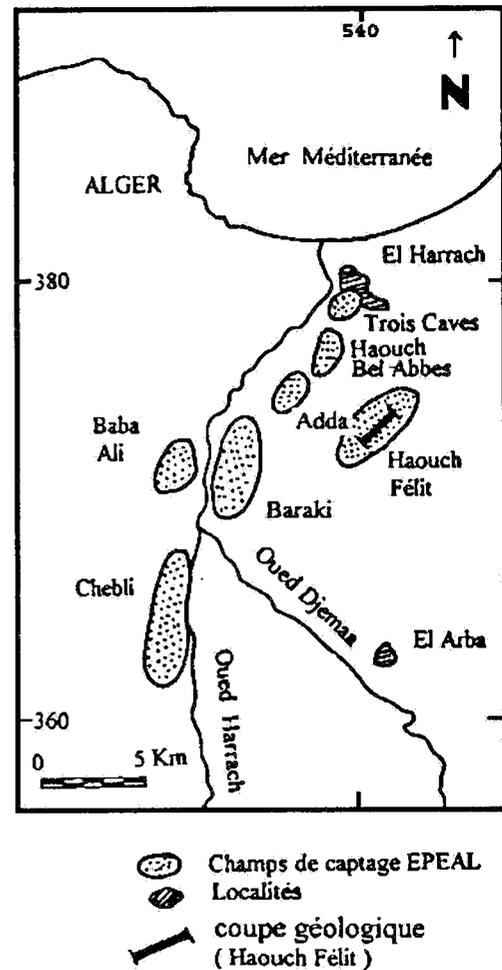


Fig. 5 - Les champs de captage du bassin d'El Harrach
The pumping fields in the ground water basin of El Harrach

premiers forages de Baraki. Les essais de pompage exécutés en 1970 indiquent cependant des valeurs de S comprises entre 0,2 et 4,7 %, montrant que, déjà à cette date, la nappe n'était plus strictement captive. On peut penser que le rabattement de plus de 20 mètres induit par les pompages des divers champs de captage est à l'origine d'un dénoisement partiel de la nappe des alluvions que l'on peut considérer à présent comme étant libre.

Diagraphies électriques :
Forage P1 - X=533.500 - Y=372.551

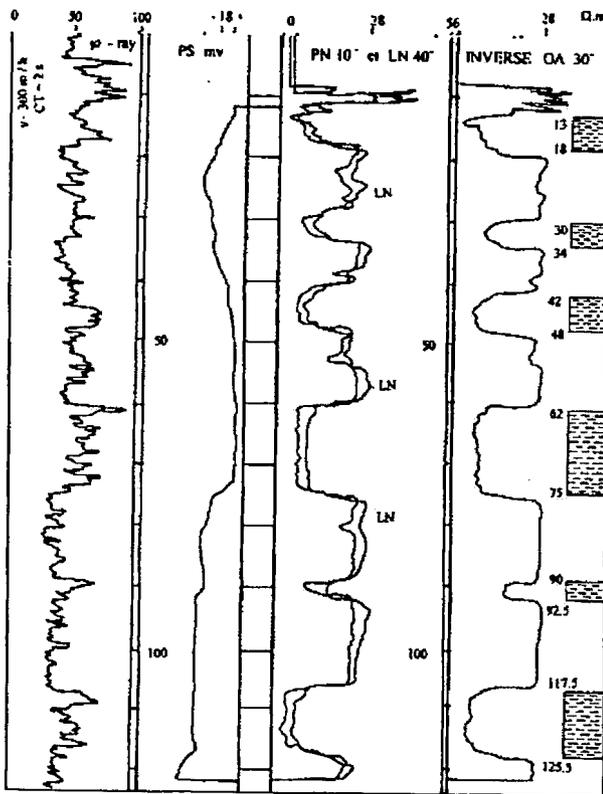


Fig. 6 - Identification des couches compressibles à l'aide des diagraphies
Detection of compressible layers with geophysical well logging

Dans le secteur de Haouch Félicit (fig.8), plusieurs niveaux aquifères distincts ont également pu être reconnus. La profondeur de la nappe y est d'environ 100 à 140 mètres, l'épaisseur des couches perméables correspond à 30 à 50 % de la hauteur des forages exécutés. Les horizons de galets et de graviers les plus proches du sol sont les plus productifs, pouvant fournir des débits de l'ordre de 40 à 80 l/s par ouvrage.

IV - APPLICATION, DISCUSSION

Le tableau 1 illustre à titre d'exemple la méthode de calcul. L'épaisseur des couches

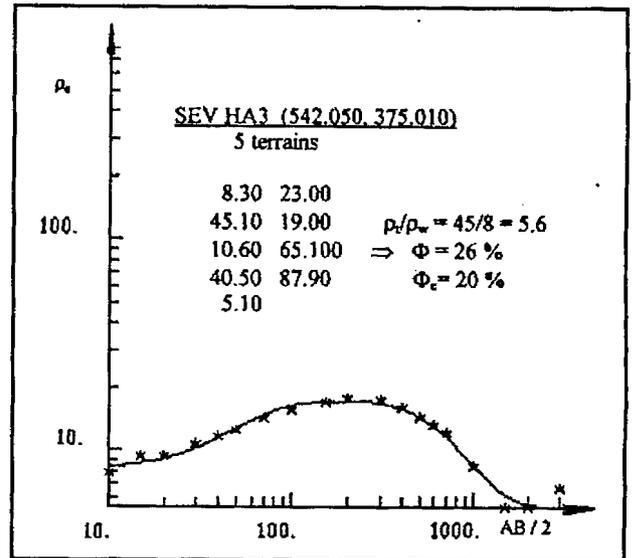


Fig. 7 - Sondage électrique type de la région de Baraki
Typical sounding curve in the Baraki area

compressibles peut être aisément déterminée à l'aide des diagraphies (fig. 6), ou à défaut, par interprétation des sondages électriques (fig. 7). Si l'on devait recourir à cette dernière méthode, on n'oubliera pas que, pour éviter les ambiguïtés liées aux principes d'équivalence et de suppression, il faut toujours faire appel à des informations géologiques complémentaires. La figure 7 illustre la difficulté qu'il y a d'interpréter des sondages du type K: la courbe ayant l'allure d'un sondage à 3 terrains, cache l'existence de pas moins de 5 couches alternativement conductrices et résistantes.

La géophysique peut par contre aider à déterminer la porosité de la formation aquifère, que l'on peut assimiler dans le cas d'une nappe libre, au coefficient d'emménagement; Si la résistivité ρ_i de la formation et la résistivité ρ_w de l'eau d'imbibition sont connues, on peut calculer la porosité totale Φ du réservoir aquifère par application de la formule d'Archie.

$$\rho_i / \rho_w = 1 / \Phi^{1.3}$$

THÉORIE DE LA CONSOLIDATION DE TERZAGHI ET APPROCHE DU COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT

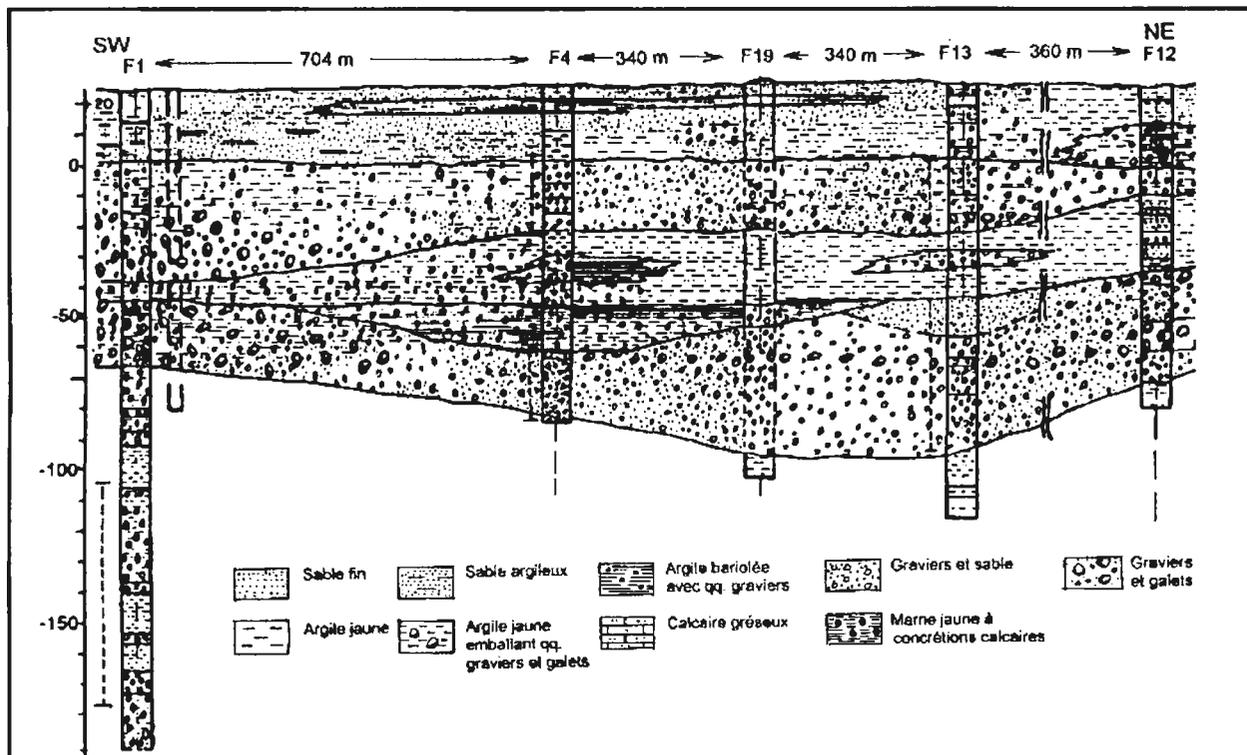


Fig. 8 - Hétérogénéité du réservoir aquifère de Haouch Félit
Showing the heterogeneity of the reservoir in the Haouch Félit field

Tableau I - Méthode de la consolidation; Eléments de calcul
Method of the consolidation; Element of calculus

N° Pt, Localité	Intervalle d'apparition des niveaux argileux		Profondeur moyenne h	Epaisseur		Tension effective $\sigma \cdot 10^5$ Pa	Compres- sibilité $m_v \cdot 10^{-6} \text{Pa}^{-1}$	Coefficient d'emmaga- sinement S%
				réelle	utile			
Haouch Félit.	0	12.20	6.1	12.2	5	1.83	3.2	1.6
	25.20	39.50	32.35	14.3	10	9.7	8	0.8
	62	68.28	35.14	6.28		10.54	7.5	0.47
	0.30	103.16	96.73	6.28		29.01	3.5	0.35
	115.28	135	125.14	12.86	10	37.54	2.7	0.27
	140	156	148	19.72	10	44.4	2.3	0.23
Forage F1 HF6 x= 540,440 y= 374,060	163	174.60	168.8	16	10	50.64	2.1	0.21
	180.10	188.80	184.45	11.6	10	55.33	1.9	0.16
	259.18	263.03	261.15	8.8	8.8	78.34	1.5	0.075
				3.75	5			
Baraki Sud Diagraphie P1 x=533.500 y=372.551	0	4	2	4	5	0.62	76	3.8
	13	18	15.5	5	5	5	13.5	0.67
	30	34	32	4	4	9.8	7.8	0.32
	42	48	45	6	6	14.5	5.5	0.33
	62	75	68.5	13	10	21	4.1	0.41
	90	92.5	91.25	2.5	2.5	29	3.3	0.82
108	17.5	112.75	9.5	5	36	2.7	0.13	
								Σ 5.75
Haouch Félit SEV Ha3 x = 542.050 y = 375.100	0	23	11.5	23	5	3.6	18	0.9
	42	107.1	74.55	65.1	10	21	4	0.4
	>195		197.5	5	5	60	1.7	0.085
								Σ 1.38

Pour le calcul des réserves, l'hydrogéologue a besoin de connaître la porosité efficace Φ_e des alluvions, égale à la porosité totale Φ diminuée de la capacité de rétention spécifique :

$$\Phi_e = \Phi - B$$

La capacité de rétention spécifique B qui est liée au diamètre des grains constituant les alluvions, peut être estimée grâce au diagramme d'Eckis (fig. 9). L'interprétation des sondages électriques conduit à des valeurs de porosité effective de 20 %. Ces valeurs sont supérieures à celles obtenues par interprétation des essais de pompage. Cette divergence proviendrait vraisemblablement d'une sous-estimation de la capacité de rétention spécifique du milieu alluvial qui, dans ses secteurs les plus argileux, serait pourvu d'une quantité en eau de rétention bien plus grande.

La méthode a été appliquée à l'ensemble des ouvrages de captage pour lesquels on disposait de données fiables. Les statistiques élémentaires portant sur 121 valeurs de S ainsi calculées (fig. 10), indiquent une moyenne de $2,6 \pm 1,5$ %. Cette valeur très proche de celle déduite par les essais de pompage est caractéristique d'une nappe libre.

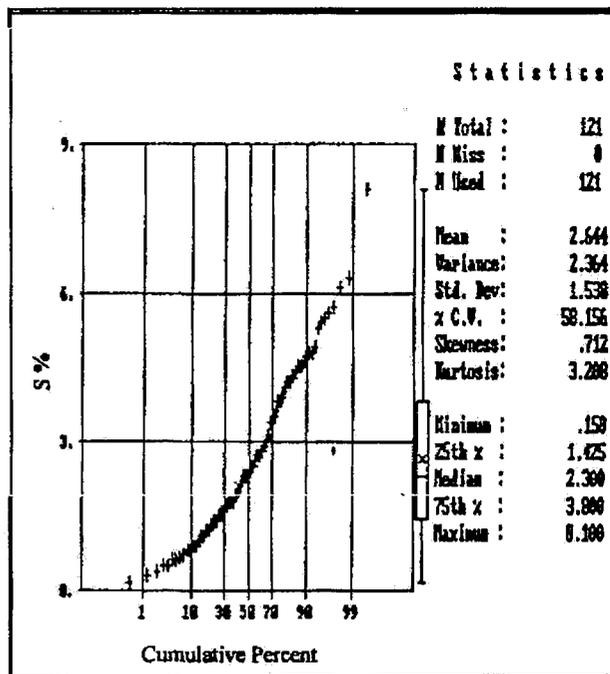


Fig. 10 - Statistiques élémentaires
Basic statistics

Par souci d'objectivité, la variabilité spatiale du coefficient d'emmagasinement a été approchée par la technique du krigeage qui se base sur la théorie des variables régionalisées de G. Matheron. Le modèle de variogramme adopté (fig. 11) est du type sphérique avec un palier de 0,5, une portée de 2 km, et un effet de pépité de 2 induit par une forte concentration des points de mesure au niveau des champs de captage. Cet ajustement est largement accepté par le test de validation croisée qui donne :

- Une erreur moyenne voisine de 0 :

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i^* - S_i) = 0.05$$

- Une erreur quadratique réduite proche de 1 :

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(S_i^* - S_i)^2}{\sigma_i^2} = 0.9$$

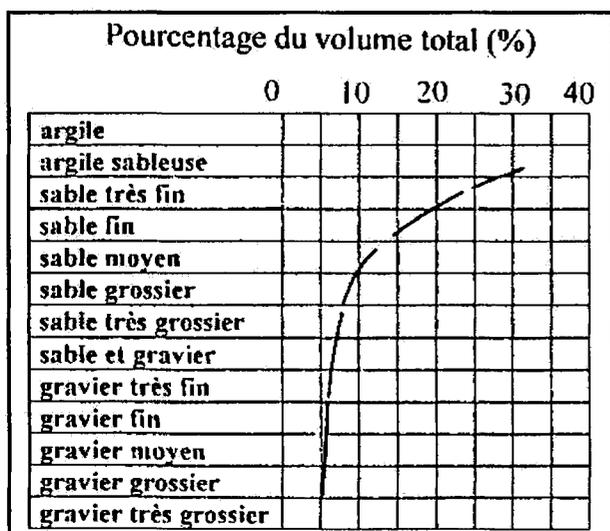


Fig. 9 - Diagramme d'Eckis
Eckis diagram

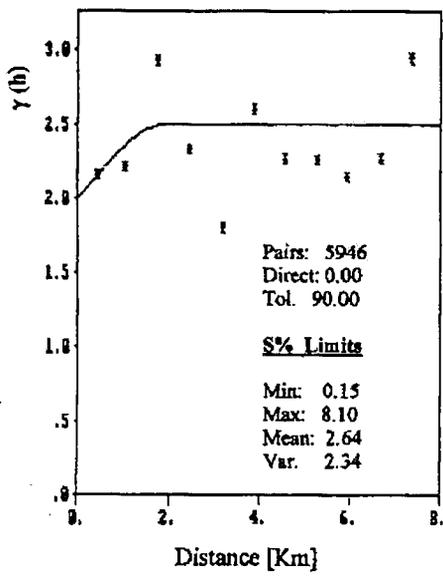


Fig. 11 - Variogramme du coefficient d'emmagasinement
The storage coefficient variogram

avec : S^* = valeur estimée,
 S = valeur mesurée
 et σ_i = écart type d'estimation.

La carte ainsi élaborée (fig. 12), montre des valeurs de S généralement comprises entre 2 et 3 % avec un léger accroissement vers les secteurs de Baraki et de Baba Ali.

V - CONCLUSION

La théorie de la consolidation de Terzaghi repose sur un certain nombre d'hypothèses simplificatrices qui ne sont qu'approximativement satisfaites dans la réalité. Les erreurs qui peuvent en résulter, si elles sont en général limitées pour les amplitudes des tassements, s'avèrent importantes dans l'estimation des temps de

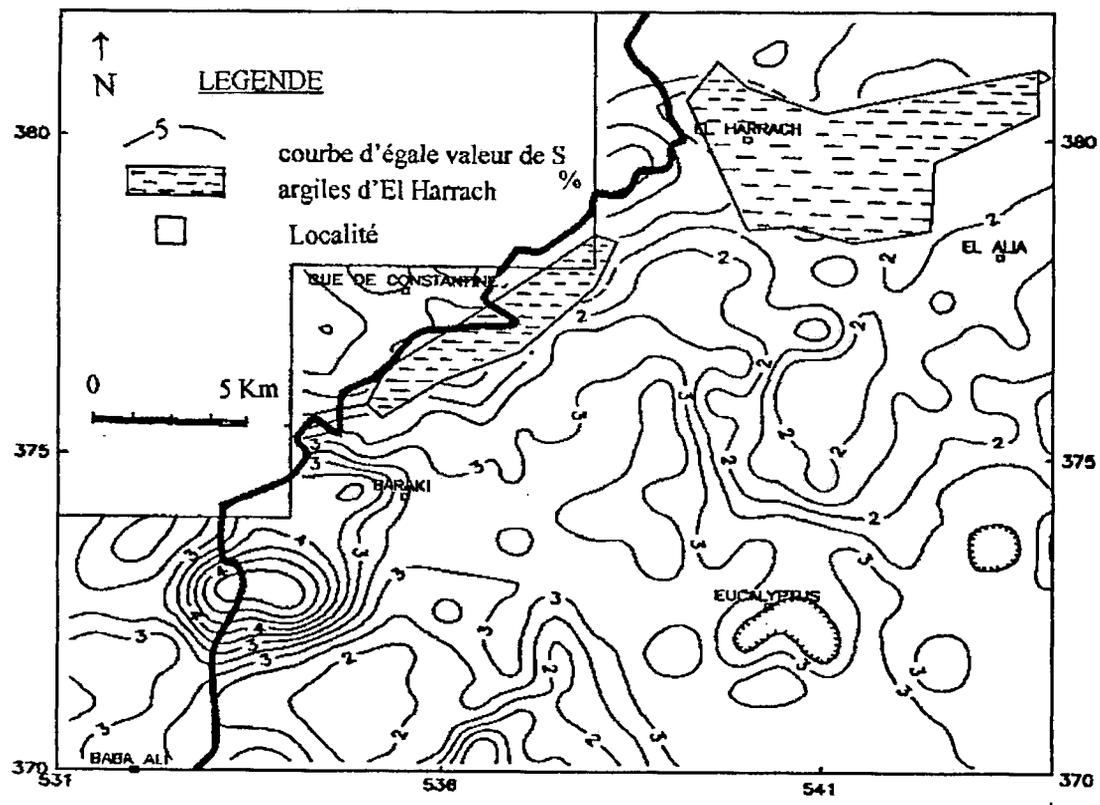


Fig. 12 - Carte "Krigée" du coefficient d'emmagasinement; Bassin d'El Harrach, Mitidja
Map of the storage coefficient; Basin of El Harrach, Mitidja

tassements. Le calcul suppose en effet un drainage vertical et ne tient aucun compte de la compression secondaire. Il sera d'autant plus valable que la compression secondaire sera faible.

Par ailleurs l'évaluation des amplitudes des tassements par la méthode œdométrique nécessite la connaissance de la pression de préconsolidation. La difficulté de l'évaluation précise de cette pression par des essais en laboratoire après extraction et transport d'échantillons de sol, est une des causes importantes de l'approximation de la méthode. Enfin, les valeurs des paramètres tirés d'essais sur petits échantillons en laboratoire peuvent être différentes de celles qui résultent d'un essai simplifié en vraie grandeur. Il y a là un effet d'échelle dont l'importance sur certains paramètres, comme le coefficient de consolidation C_c , peut être considérable et introduit sans doute, dans certains cas, l'erreur la plus grande.

Malgré les faiblesses énumérées, le modèle d'interprétation proposé est en harmonie avec la réalité du terrain; Les valeurs du coefficient d'emmagasinement obtenues sont comprises entre 1 et 4 %. Le coefficient d'emmagasinement à long terme, peut être en réalité beaucoup plus important à cause de la finesse des niveaux argileux qui échappent aux investigations géophysiques, mais qui peuvent être efficaces sur toute la hauteur.

Remerciements: Nous remercions M. Michèle Deveughèle, Directeur du Centre de Géologie de l'Ingénieur de l'Ecole des Mines de Paris, pour sa lecture critique de la note.

BIBLIOGRAPHIE

- AUDRIC, T. ET COJEAN, R., 1980. *Eléments de Mécanique des sols*, cours du Centre de Géologie de l'Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 95 p.
- ASTIER, J. L., 1971. *Géophysique appliquée à l'Hydrogéologie*. Ed. Masson, Paris 277 p.
- AYME, A., 1956. Contribution à l'étude de la plaine de la Mitidja occidentale et de sa bordure atlasique. *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, n° 8, p. 347 - 362.
- BALKEMA, A., 1995. *Compression and Consolidation of Clayey Soils*. Proceeding of an International Symposium, A. A. Balkema Publishers, Rotterdam. 1995, 2 vol., p. 1116.
- BEAR, J., 1972. *Dynamics of fluids in porous media*. American Elsevier, New-York-London - Amsterdam, 764 p.
- BELL, F. G., 1993. *Engineering geology*. Blackwell Scientific Publ., Oxford, p. 302.
- BELL, F. G., CRIPPS, J. C., CULSHAW, M. G., ENTWISLE, D., 1993. Volume changes in weak rocks: prediction and measurement. *Geotechnical Engineering of Hard Soil-Soft Rocks*, Anagnostopoulos *et al.*, (eds). Balkema, Rotterdam, pp. 925-932.
- BIOT, M. A., 1956. General solution of the equations of elasticity and consolidation for a porous material. *Journal of Applied Mechanics*, Trans. ASME, vol. 78, mars 1956, p. 91 - 96.
- DESBRANDES, R., 1982. *Diagraphie dans les sondages*. Ed. TECHNIP, Paris 575 p.
- ENGALEC, M., 1970. Etude hydrogéologique quantitative des nappes de la Mitidja. *DEMHR- Géohydraulique*, n°12-3, Alger.
- GIBSON, R. E., ENGLAND, J. L. AND HUSSEY, M., 1967. The theory of one dimensional consolidation of saturated clays, *Geotechnique* 17, 3
- GIROUD, J. P., WATISSER, H. ET RABATEL, H., 1970. Tassements et contraintes dans une couche de sol élastique supportant une charge uniformément répartie, *Bulletin de liaison des laboratoires des Ponts et Chaussées*, 48, 97-124.
- JANBU, N., 1963. Soil compressibility as determined by œdometer and triaxial tests. *Wiesbaden*.
- KELLER, G. AND FRISCHKNECHT, F. C., 1977. *Electrical methods in Geophysical prospecting*. Pergamon Press, New-York, 517 p.
- LAMBE, W. AND WHITMAN, R., 1969. *Soil mechanics*. John Wiley and Son, New - York.

THÉORIE DE LA CONSOLIDATION DE TERZAGHI ET APPROCHE DU COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT

- MURAYAMA, G. AND SHIBATA, T., 1960. On the dynamics properties of clay. *Second World Conference on Earthquake Engineering*, Japan.
- O'BRIEN, N.R. AND SLATT, R. M., 1990. Argillaceous Rock Atlas. *Springer-Verlag*, New-York, 141 p.
- POSKITT, T. J., 1969. The consolidation of saturated clay with variable permeability and compressibility. *Geotechnique* 19, 2.
- SCHLOSSER, F., 1973. Hypothèses et théories pour la prévision des tassements des remblais sur sols compressibles. *Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées*, spécial T, 26-57.
- SCHNEEBELI, G., 1978. Hydraulique souterraine. *Editions Eyrolles*, Paris, 362 p.
- TERZAGHI, K. AND PECK, R.B., 1965. Mécanique des sols appliquée aux travaux publics et au bâtiment. Paris, *Dunod*, 565 p.