

3.3.6. Coeficientul de difuzivitate hidraulică

Pentru caracterizarea proprietăților de inerție ale mișcării apei subterane se utilizează noțiunea de **coeficient de difuzivitate a presiunii apei din pori** cunoscut și sub denumirile:

- coeficient de piezoconductibilitate (A.Gheorghe, 1973);
- coeficient de difuzivitate hidraulică (Sarocchi și Levy-Lambert, 1967, Peaudecerf, 1970, Brown et.al., 1972, M.Albu, 1981);
- coeficient de piezotransmisivitate (Trupin, 1970; Constantinescu et. al., 1971).

Acest coeficient este un parametru al elasticității acviferului, utilizat în modelele matematice ale curgerii nestaționare și este definit, pentru mediile **nesaturate** cu relația (A., Silvan, 1967):

$$a_w = \frac{K_w}{c_w \cdot \rho_{us}} \quad (3.134)$$

în care

K_w - coeficient de hidroconductivitate /conductivitate hidraulică;

ρ_{us} - densitatea aparentă a terenului absolut uscat;

c_w - hidrocapacitate specifică a acviferului măsurată prin cantitatea de apă necesară pentru a schimba potențialul unității de masă a scheletului mineral solid cu o unitate:

$$c_w = \frac{dQ}{dH} \quad (3.135)$$

În raport cu **coeficientul specific de înmagazinare** coeficientul de hidroconductivitate în medii **saturate** este definit pentru **acvifere sub presiune** prin relația (V.N.Scelcacev):

$$a = \frac{K \cdot M}{S_e} \quad (3.136)$$

în care

K - conductivitatea hidraulică în mediu saturat;

M - grosimea acviferului sub presiune.

Pentru **acviferele cu nivel liber** este definit un parametru similar cunoscut sub denumirea **parametrul lui Bousinesque** (A.,Gheorghe, 1973) sau **coeficient al variației de nivel** (Iazvin, 1961; Bindeman, 1962; Brown et al., 1972) cu relația:

$$a^* = \frac{K \cdot h_m}{n_s} \quad (3.137)$$

în care

h_m - grosimea medie a acviferului cu nivel liber;

n_s - coeficientul de cedare superficială (3.100).

Domeniile de variație ale difuzivității hidraulice se diferențiază în funcție de tipul granulometric al formațiunilor, gradul de saturare al acestora și tipul acviferelor (**Tabelul 3.15**).

Tabelul 3.15. Valori ale coeficienților de difuzivitate hidraulică

Tipul de teren	Nisip			Praf nisipos	Argila nisipoasă
	mare	mijlociu	fin		
$a[m^2 / zi]$	-	1000000	5000...1000000	1000	100...500
$a^*[m^2 / zi]$	1000...3000	500...2000	50...500	20...100	-

Pentru terenurile **saturate** valorile coeficienților de difuzivitate hidraulică sunt de la zeci de metri pătrați pe zi până la mii de metri pătrați pe zi pentru **acvifere cu nivel liber** și de la sute până la sute de mii de metri pătrați pe zi pentru **acvifere sub presiune**.

Coeficientul de difuzivitate hidraulică, în terenurile **nesaturate** variază mult cu umiditatea. Corelația între valorile coeficientului de difuzivitate hidraulică și umiditate (**Fig.3.47**) este de formă exponențială:

$$a_w = a_w^0 \cdot \exp[\beta \cdot (w - w^0)] \quad (3.138)$$

în care

a_w^0 - coeficientul de difuzivitate pentru $w = w^0$;

β - constantă adimensională.

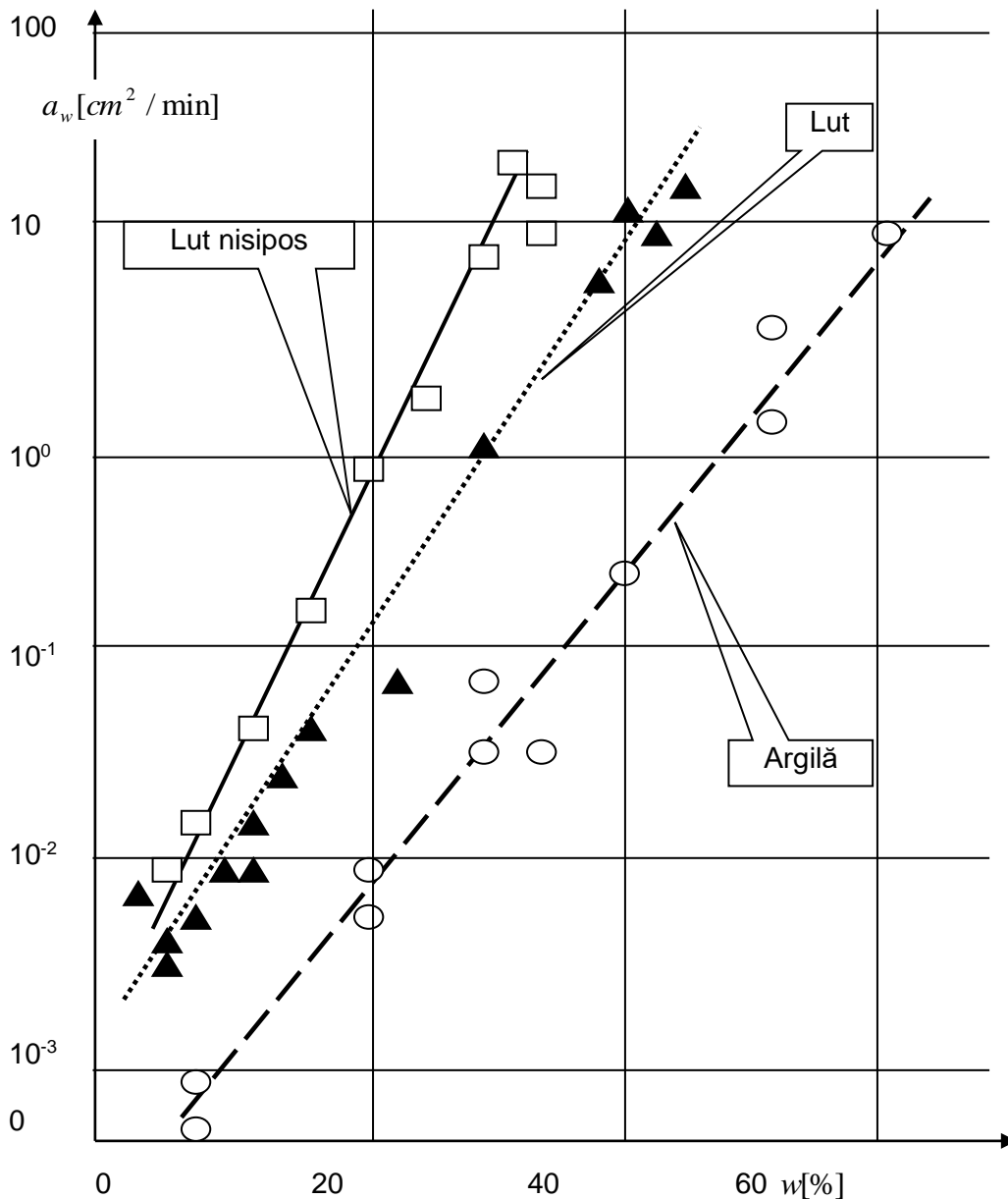


Fig.3.47. Relațiile între hidrodifuzivitate și umiditate pentru argilă, lut și lut nisipos (după Silvan, 1967)

Forma exponențială a corelației între coeficientul de difuzivitate hidraulică și umiditate rezultă din structura modelului matematic utilizat pentru metodele de determinare experimentală cu flux nestaționar (R.Gardner, 1956, 1960).

Modelul de determinare se bazează pe legea lui Darcy și rezultatele obținute pe parcursul unui proces de drenare într-un aparat cu membrană de presiune.

Drenarea până la un anumit moment t , a unei probe de volum V la o diferență de presiune Δp , admitând că:

- treptele de presiune sunt suficient de mici ca să se poată admite că în aceste domenii de variație a presiunii, valorile a_w sunt practic constante;
- **umiditatea** este o funcție liniară de **sucțiune**,

este dată de relația:

$$Q(t) = Q_0 \left[1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} \exp(-\alpha^2 \cdot a_w \cdot t) \right] \quad (3.139)$$

Neglijând toți termenii seriei în afară de primul, după transformări și logaritmare rezultă:

$$\ln(Q_0 - Q) \approx \ln \frac{8Q_0}{\pi} - \alpha^2 \cdot a_w \cdot t \quad (3.140)$$

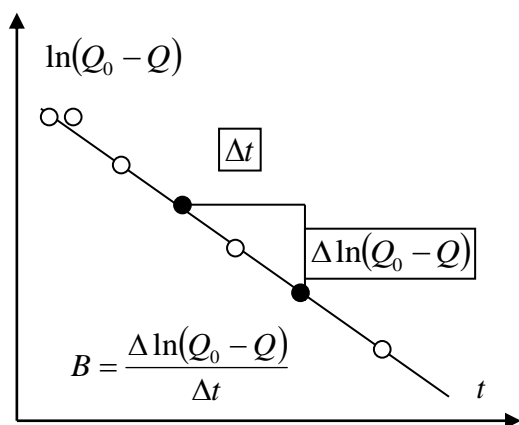


Fig.3.48. Determinarea coeficientului de difuzivitate prin metoda drenării în aparatul cu placă de sucțiune

în care H - înălțimea probei și $\alpha = \frac{\pi}{2 \cdot H}$.

Dacă într-un grafic se reprezintă pe o axă la scară logaritmică valorile $(Q_0 - Q)$ iar pe cealaltă timpul corespunzător se obține o dreaptă cu panta (B) (**Fig.3.48**):

$$B = \alpha^2 \cdot a_w \quad (3.141)$$

Din relația (3.138) se poate calcula valoarea coeficientului de difuzivitate hidraulică:

$$a_w = \frac{B}{\alpha^2} \quad (3.142)$$

Dacă pe parcursul procesului de drenare sub presiunea Δp din proba de volum V s-a drenat cantitatea Q_0 care este dată de relația:

$$Q_0 = w_i - w_f = \frac{c'_w}{\rho_w \cdot g} \cdot V \cdot \Delta p \quad (3.143)$$

în care

w_i, w_f - umiditățile la momentul inițial și cel final al drenării sub presiunea Δp ;

$c'_w = c_w \cdot \rho_{us}$ - hidrocapacitatea unității de volum a terenului nesaturat,

și dacă se ține seama de relațiile (3.131) și (3.138) se poate calcula și conductivitatea hidraulică a depozitelor nesaturate în funcție de umiditate cu relația:

$$K_w = a_w \cdot \frac{Q_0}{V \cdot \Delta p} \cdot \rho_{apa} \cdot g = \frac{B}{\alpha^2} \cdot \frac{Q_0}{V \cdot \Delta p} \cdot \rho_{apa} \cdot g \quad (3.144)$$

Rezultatele obținute pentru valorile conductivităților conduc la următoarele observații:

- valorile conductivităților hidraulice sunt foarte mult influențate de umiditate (mai mult decât în cazul coeficientului de difuzivitate hidraulică);
- pe măsură ce se reduce umiditatea se reduc extrem de mult valorile conductivității hidraulice;
- creșterea sucțiunii conduce la reduceri foarte mari ale conductivității hidraulice

Trebuie remarcat că **difficultatea majoră** în dezvoltarea metodelor de calcul pentru curgerea apelor subterane în **mediu nesaturat** este **marea variabilitate** a **coeficientului de difuzivitate hidraulică** și a **conductivității hidraulice** în funcție de umiditate.