

3.3.5. Conductivitatea hidraulică

Conductivitatea hidraulică (K) este un parametru global al capacității de circulație a apei subterane prin terenurile permeabile. Conductivitatea hidraulică a acviferelor depinde în principal de **porozitate** și de **caracteristicile apei** (vâscozitate, greutate volumică etc.).

Acest parametru global care în general caracterizează capacitatea unui **anumit mediu** de a permite circulația unui **anumit fluid** în **condiții hidrodinamice standard** a fost introdus ca factor de proporționalitate în **legea lui Darcy** care este utilizată pentru evaluarea curgerii apelor subterane.

Pentru **conductivitatea hidraulică**, în literatura de specialitate sunt echivalenți termenii (A.Silvan, 1967):

- **coeficient de filtrare;**
- **coeficientul lui Darcy,**
- **coeficientul de permeabilitate al lui Darcy;**
- **coeficient de hidroconductivitate .**

Legea lui Darcy, stabilită experimental (în jur de 1856, pe baza studiilor experimentale asupra alimentării cu apă din Dijon, Franța), arată că debitul de fluid (Q) filtrat **laminar** printr-un mediu **granular saturat** este proporțional cu reducerea sarcinii piezometrice ($h_A - h_B$) prin mediul respectiv și invers proporțional cu lungimea drumului parcurs (L ; **Fig.3.37**). Debitul filtrat este de asemenea proporțional cu

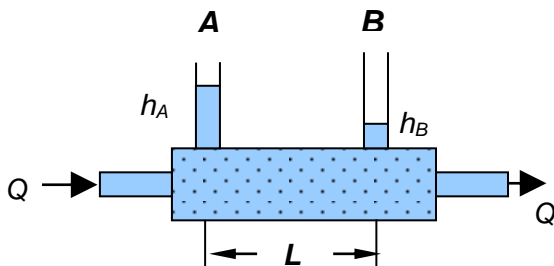


Fig.3.37. Experimentul lui Darcy

sețiunea de curgere (Ω - sețiunea transversală a tubului umplut cu material granular saturat cu apă de lungime L), iar conductivitatea hidraulică (K) este utilizată ca factor de proporționalitate în:

$$Q = -K \cdot \Omega \cdot \left(\frac{h_A - h_B}{L} \right) \quad (3.105)$$

Introducând notațiile: $v = \frac{Q}{\Omega}$ (v - viteză

de filtrare) și $I = \frac{h_A - h_B}{L}$ (I - gradient hidraulic) se ajunge la forma cunoscută a legii lui Darcy:

$$v = K \cdot I \quad (3.106)$$

din care rezultă semnificația fizică atribuită în mod curent conductivității hidraulice și anume : **viteză de filtrare la un gradient hidraulic unitar.**

Conductivitatea hidraulică (K) este un parametru complex determinat de:

- permeabilitatea intrinsecă a formațiunilor geologice (K_p);
- proprietățile fizice ale apei (γ, μ);
- gradul de saturare a formațiunilor (w_v).

Pentru o formațiune geologică granulară cu **permeabilitatea intrinsecă** K_p , **saturată** cu un fluid cu **greutatea specifică** γ și **vâscozitatea dinamică** μ , **conductivitatea hidraulică** K este definită de relația:

$$K = K_p \cdot \frac{\gamma}{\mu} = C \cdot d^2 \cdot \frac{\rho \cdot g}{\mu} \quad (3.107)$$

în care d este diametrul particulei caracteristice (de cele mai multe ori fiind echivalat cu diametrul d_{10}).

Conductivitățile hidraulice ale formațiunilor geologice **saturate** sunt în funcție de granulozitatea depozitelor și au un domeniu de variație larg, de la 1 până la 10^{-6} cm/sec (**Tabelul 3.11**).

Tabelul 3.11. Valori medii ale conductivității hidraulice și ale coeficientului de permeabilitate

Grupa	Caracterizarea rocii	Conductivitatea hidraulică (K) pentru ape cu mineralizație redusă la $t = 20^0 C$		Coeficientul de permeabilitate (K_p)	
		[m/zi]	[cm/sec]	cm ²	darcy
I	Roci cu permeabilitate foarte mare (bolovănișuri și pietrișuri cu nisipuri grosiere, calcare puternic carstificate și roci intens fisurate)	100 ÷ 1000 și mai mare	0,12 ÷ 1,16	$1,2 \times 10^{-6} \div 1,2 \cdot 10^{-5}$	116 ÷ 1160
II	Roci cu permeabilitate mare (bolovănișuri și pietrișuri colmatate cu nisip fin, nisipuri grosiere, roci carstificate și fisurate)	10 ÷ 100	0,012 ÷ 0,12	$1,2 \times 10^{-7} \div 1,2 \cdot 10^{-6}$	11,6 ÷ 116
III	Roci permeabile (bolovănișuri și pietrișuri colmatate cu nisip fin și parțial cu argilă, nisipuri mijlocii și fine, roci slab carstificate și puțin fisurate)	1 ÷ 10	$1,2 \times 10^{-3} \div 1,2 \times 10^{-2}$	$1,2 \times 10^{-8} \div 1,2 \cdot 10^{-7}$	1,6 ÷ 11,6
IV	Roci slab permeabile (nisipuri făinoase, nisipuri argiloase, roci cu fisurație fină, loessuri etc.)	0,1 ÷ 1,0	$1,2 \times 10^{-4} \div 1,2 \times 10^{-3}$	$1,2 \times 10^{-9} \div 1,2 \cdot 10^{-8}$	0,12 ÷ 1,16
V	Roci foarte slab permeabile (argile nisipoase, prafuri, roci foarte slab fisurate)	0,001 ÷ 0,1	$1,2 \times 10^{-6} \div 1,2 \times 10^{-4}$	$1,2 \times 10^{-9} \div 1,2 \cdot 10^{-8}$	$1,2 \times 10^{-3} \div 1,2 \times 10^{-1}$
VI	Roci practic impermeabile (argile, marne, roci masive)	< 0,001	< $1,2 \times 10^{-6}$	< $1,2 \times 10^{-11}$	< $1,2 \times 10^{-3}$

Conductivitățile hidraulice ale sedimentelor **neconsolidate saturate** sunt cuprinse între 10^{-9} cm/sec pentru argile și 1 cm/sec pentru pietrișuri sortate (**tabelul 3.12**).

Tabelul 3.12. Permeabilități și conductivități hidraulice ale depozitelor sedimentare neconsolidate (după C. W. Fetter, 1994).

Tipul formațiunii	Permeabilitate intrinsecă (K_p) [darcy]	Conductivitate hidraulică (K) [cm/sec]
Argilă	$10^{-6} - 10^{-3}$	$10^{-9} - 10^{-6}$
silt, silt nisipos	$10^{-3} - 10^{-1}$	$10^{-6} - 10^{-4}$
nisip argilos, nisip fin	$10^{-2} - 1$	$10^{-5} - 10^{-3}$
nisip sortat	$1 - 10^2$	$10^{-3} - 10^{-1}$
pietriș sortat	$10 - 10^3$	$10^{-2} - 1$

Pentru formațiunile geologice **nesaturate**, valoarea conductivității hidraulice nu mai este o constantă a formațiunii. Conductivitatea hidraulică a formațiunilor **nesaturate** se modifică în funcție de **umiditate**.

În general într-o formațiune geologică nesaturată un fluid se deplasează cu atât mai ușor cu cât **umiditatea** formațiunii este mai mare:

$$K \sim w_v \quad (3.108)$$

Valoarea maximă a conductivității hidraulice se atinge la saturarea cu apă a formațiunii. Relația dintre conductivitatea hidraulică a unei formațiuni geologice nesaturate și umiditate se determină experimental și este influențată de sensul în care se modifică umiditatea (este prezent fenomenul de "histerezis").

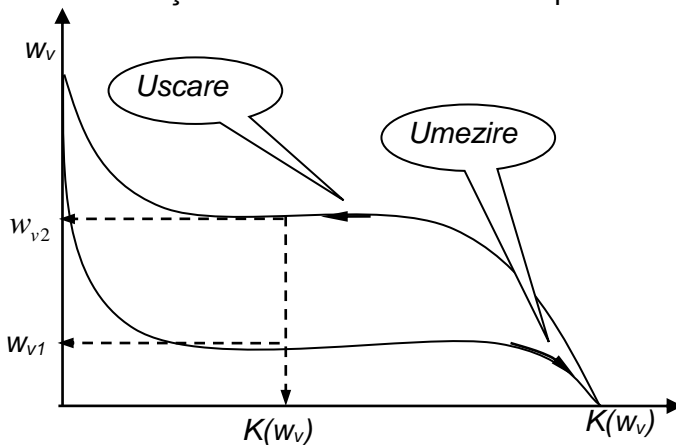


Fig.3.38. Efectul sensului de variație al umidității asupra valorii conductivității hidraulice

Fenomenul de histerezis face ca o anumită formațiune geologică să aibă aceeași conductivitate hidraulică ($K(w_v)$) la două umidități diferite (w_{v1} , w_{v2}), după cum una dintre ele a fost atinsă prin creșterea umidității (*Umezire*) iar cealaltă prin scăderea (*Uscare*) acesteia (**Fig.3.38**; vezi paragraful 3.3.3.).

3.3.5.1. Parametri hidraulici derivați din conductivitatea hidraulică

Legea lui Darcy în care este definită **conductivitatea hidraulică** se bazează pe experimente făcute asupra unei curgeri **unidimensionale** într-un mediu **izotrop**. Majoritatea formațiunilor permeabile sunt însă **anizotrope**.

Stratele sedimentare formate din nisip sau argile nisipoase, de regulă stratificate orizontal, au o conductivitate hidraulică pe direcția **orizontală** mult mai mare decât cea pe **verticală**. Aceeași situație se întâlnește în aluviuni constituite din alternanțe de nisip, pietriș și lentile argiloase. Pentru astfel de formațiuni permeabile (anizotrope) orientarea **gradientului hidraulic** diferă de cea a **vitezei de curgere**: curgerea se orientează paralel cu direcția de conductivitatea hidraulică maximă (**§.5.2.3.2**; **Fig.5.21**).

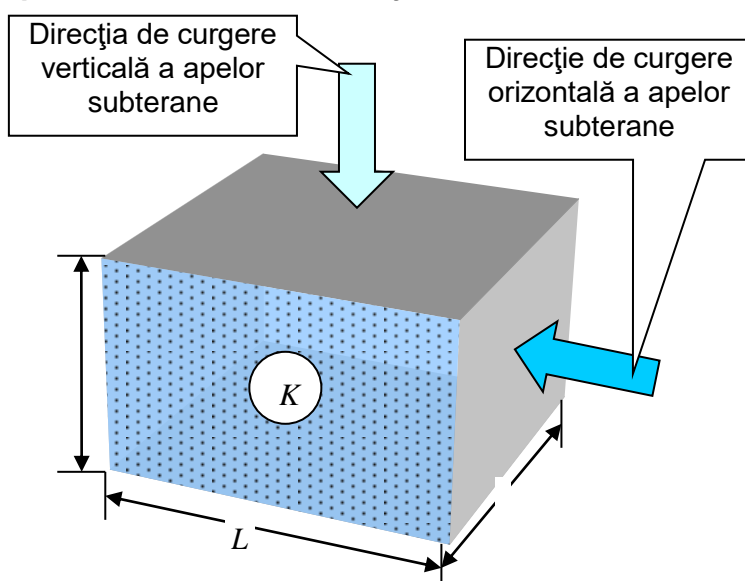
Generalizarea legii lui Darcy pentru un spațiu tridimensional **anizotrop** se face prin luarea în considerare a proprietăților tensoriale ale conductivității hidraulice

(5.16) și (5.17). În hidrostructuri neomogene și anizotrope, pentru evaluarea **funcției conductoare** a acviferelor (§.4.1.1.2) sunt definiți parametri rezultați din combinarea componentelor tensorului conductivității hidraulice cu elementele geometrice ale acviferelor și direcțiile de curgere ale apelor subterane:

- **conductanța** (C);
- **transmisivitatea** (T);
- **coeficientul de drenanță** (K_d).

Conductanța

Conductanța este parametrul hidraulic al acviferelor, definit pentru o anumită **prismă** de teren permeabil și pentru o anumită **direcție de curgere**. Într-un **mediu anizotrop** caracterizat prin **trei direcții principale** ale conductivității hidraulice, conductanța prismei de teren permeabil va fi diferită pe cele trei direcții.



Conductanța este produsul **conductivității hidraulice** și a **secțiunii de curgere** a apelor subterane (secțiune transversală pe direcția de curgere) raportat la **lungimea liniei de curent**.

În funcție de direcția de curgere și elementele geometrice ale prismei permeabile (Fig.3.39) relațiile de definiție ale conductanței

Fig.3.39. Elementele utilizate pentru definirea conductanței într-o prismă de conductivitate K

sunt:

- pentru o **curgere orizontală** într-o prismă de lățime b și grosime M :

$$C = \frac{K \cdot \Omega_{\text{orizontala}}}{L} = \frac{K \cdot M \cdot b}{L} = \frac{T \cdot b}{L} \quad (3.109)$$

în care

$\Omega_{\text{orizontala}}$ - secțiunea de curgere (transversală curgerii orizontale: $\Omega_{\text{orizontala}} = M \cdot b$);

T este **transmisivitatea** în direcția curgerii;

L - lungimea liniei de curent;

- pentru o **curgere verticală** prin aceeași prismă:

$$C = \frac{K \cdot \Omega_{\text{verticala}}}{M} = \frac{K \cdot L \cdot b}{M} = K_d \cdot (L \cdot b) = K_d \cdot \Omega_{\text{transversala}} \quad (3.110)$$

în care

$\Omega_{verticala}$ secțiunea de curgere (transversală curgerii verticale: $\Omega_{verticala} = L \cdot b$);

K_d - **coeficient de drenanță**, dacă prisma prin care se face transferul vertical de apă subterană este un teren semipermeabil prin care se face legătura unui acvifer cu alte acvifere situate mai sus sau mai jos în hidrostructură.

Transmisivitatea

Transmisivitatea este utilizată pentru evaluarea potențialului de debitare a unui acvifer în condiții hidrodinamice standard (gradient hydraulic unitar și secțiune de curgere unitară).

Transmisivitatea (T) unui acvifer este numeric egală cu **debitul** (Q) care traversează **secțiunea unitară** (Ω) a acestuia la un **gradient hydraulic unitar** (I) (Fig.3.40):

$$T = Q = v \cdot \Omega = K \cdot I \cdot M \cdot 1 = K \cdot M \quad (3.111)$$

în care

v - viteza de curgere a apelor subterane, de-a lungul liniilor de curent paralele cu acoperișul și culcușul acviferului sub presiune, estimată cu legea lui Darcy (3.102) cu:

$$I = \frac{\Delta H}{\Delta L} = 1; \Delta H = \Delta L \quad (3.112)$$

Ω - **secțiunea unitară** a acviferului, orientată perpendicular pe direcția de curgere:

$$\Omega = M \cdot 1 \quad (3.113)$$

M - grosimea acviferului sub presiune [L].

În cazul **acviferelor neomogene** (cu variația în spațiu a conductivității hidraulice), atât pentru **acviferele cu nivel liber** cât și pentru **acviferele sub presiune** cu **grosime variabilă**, transmisivitatea se evaluează prin produsul dintre conductivitatea hidraulică medie și grosimea medie.

Fiind definită în condiții hidrodinamice standard (gradient hydraulic unitar și secțiune de curgere unitară)

transmisivitatea este utilizată pentru compararea potențialului acviferelor. Există o clasificare a orizonturilor acvifere în funcție de valoarea transmisivității (Tabelul 3.13)

Tabelul 3.13. Clasificare a potențialului acviferelor (Gheorghe A., 1974)

Potențial acvifer	Transmisivitatea [m ³ /m.zi]
Puternic	>500
Mijlociu	50...500
Slab	5...50
Foarte slab	0,5...5
Neglijabil	<0,5

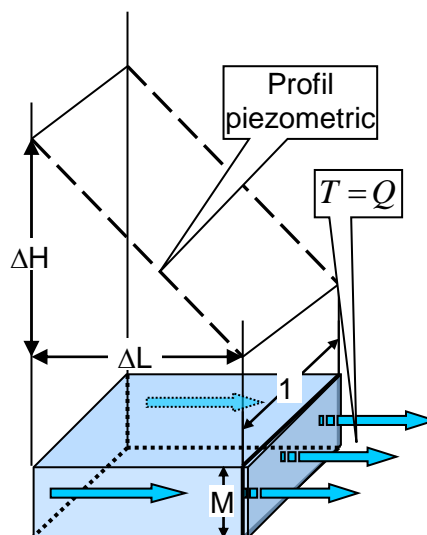


Fig. 3.40. Transmisivitatea unui acvifer sub presiune cu grosime M ($\Delta H = \Delta L$; $M \times 1$: secțiune unitară).

Coeficientul de drenanță

Neomogenitatea și anizotropia conductivității hidraulice precum și diferențele de presiune între acviferele hidrostructurilor determină apariția fenomenului de **drenanță**. **Drenanța** este transferul pe verticală al apei subterane prin strate cu conductivitate hidraulică redusă (semipermeabile) între orizonturile acvifere ale unei hidrostructuri.

Pentru **alimentări cu apă potabilă** sau pentru exploatarea **apelor termominerale** drenanța poate:

- reduce/crește resursele de apă subterană exploatabile din hidrostructură;
- produce modificări calitative ale apei exploatate dintr-un acvifer prin amestecul cu ape drenate din alte acvifere.

Drenanța se manifestă cu **intensitate redusă** în regim hidrodinamic natural, datorită diferențelor mici de sarcină piezometrică între acvifere și poate fi amplificată de exploatarea acviferelor prin pompări care cresc diferențele de sarcină piezometrică între acvifere. În cazul **asecării zăcămintelor** de minerale utile drenanța poate avea **intensitate mare** datorită reducerilor de nivel mari; în aceste condiții, viteza de asecare este redusă datorită aportului însemnat de apă provenit prin drenanță din orizonturile acvifere învecinate.

Sensul curgerii pe verticală a apelor drenate între acvifere este determinat de relația dintre sarcina piezometrică a acviferelor aflate în comunicare hidraulică (**Fig.3.41**):

- **descendent**, dacă sarcina piezometrică a acviferului superior ($n-1$) este mai

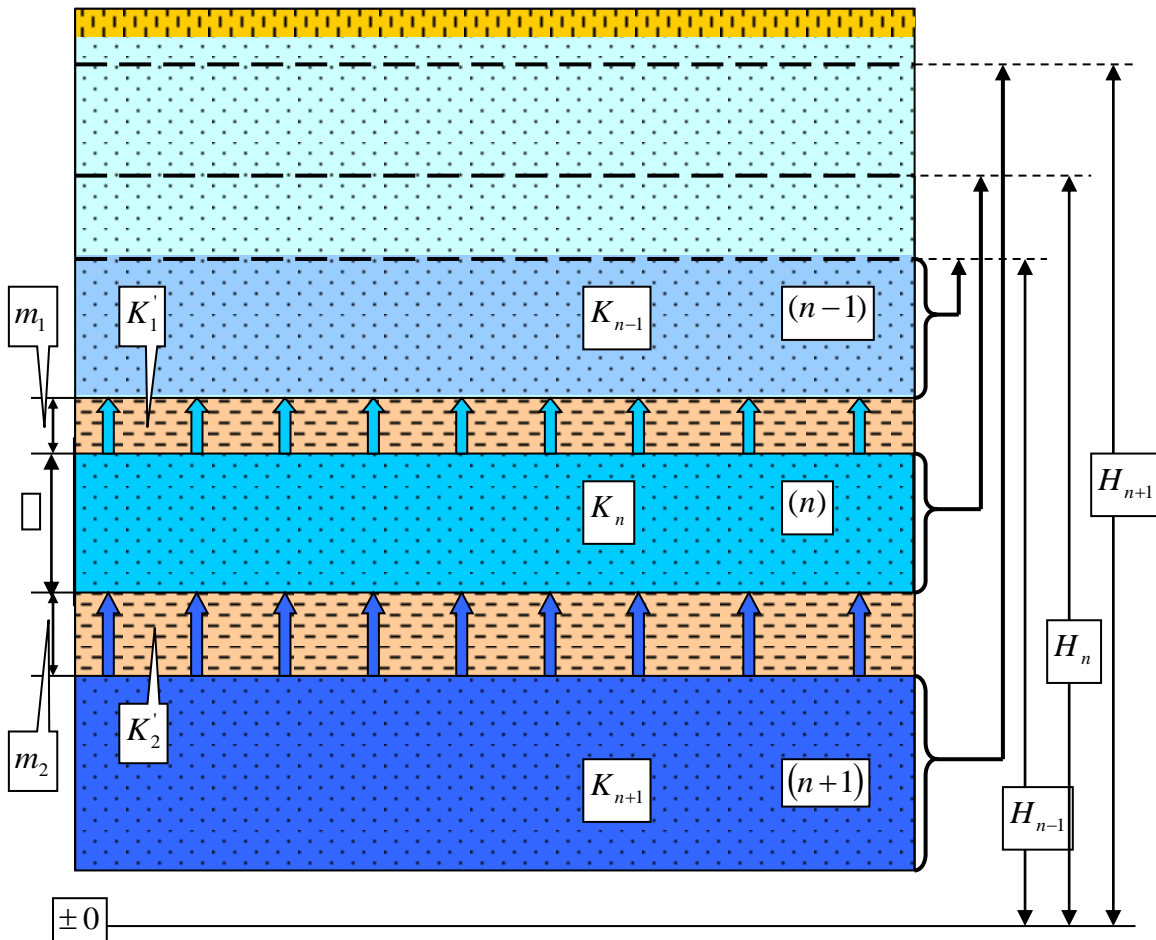


Fig.3.41. Alimentarea prin drenanță în regim natural a unui acvifer sub presiune (n) prin acoperiș, dintr-un acvifer cu nivel liber ($n-1$) și prin culcuș, dintr-un acvifer sub presiune ($n+1$).

mare decât a acviferului inferior (n): ($H_{n-1} > H_n$);

- **ascendent**, dacă sarcina piezometrică a acviferului superior (n) este mai mică decât a acviferului inferior (n+1): ($H_n < H_{n+1}$).

Intensitatea drenanței este direct proporțională cu **diferența de sarcină piezometrică** dintre acviferele care comunică prin drenanță fiind condiționată și de:

- **grosimea** stratului semipermeabil (m);
- **conductivitatea hidraulică** a stratului semipermeabil (K');

Cei doi parametri ai stratului semipermeabil (m, K') sunt utilizați pentru a defini **coeficientul de drenanță** (K_d) cu relația:

$$K_d = \frac{K'}{m} \quad (3.114)$$

în care

K' - conductivitatea hidraulică a stratului semipermeabil;

m - grosimea stratului semipermeabil.

Sensul și intensitatea drenanței pot fi modificate semnificativ de exploatarea acviferelor prin reducerea sarcinii piezometrice a acviferului exploatat (**Fig.3.42**).

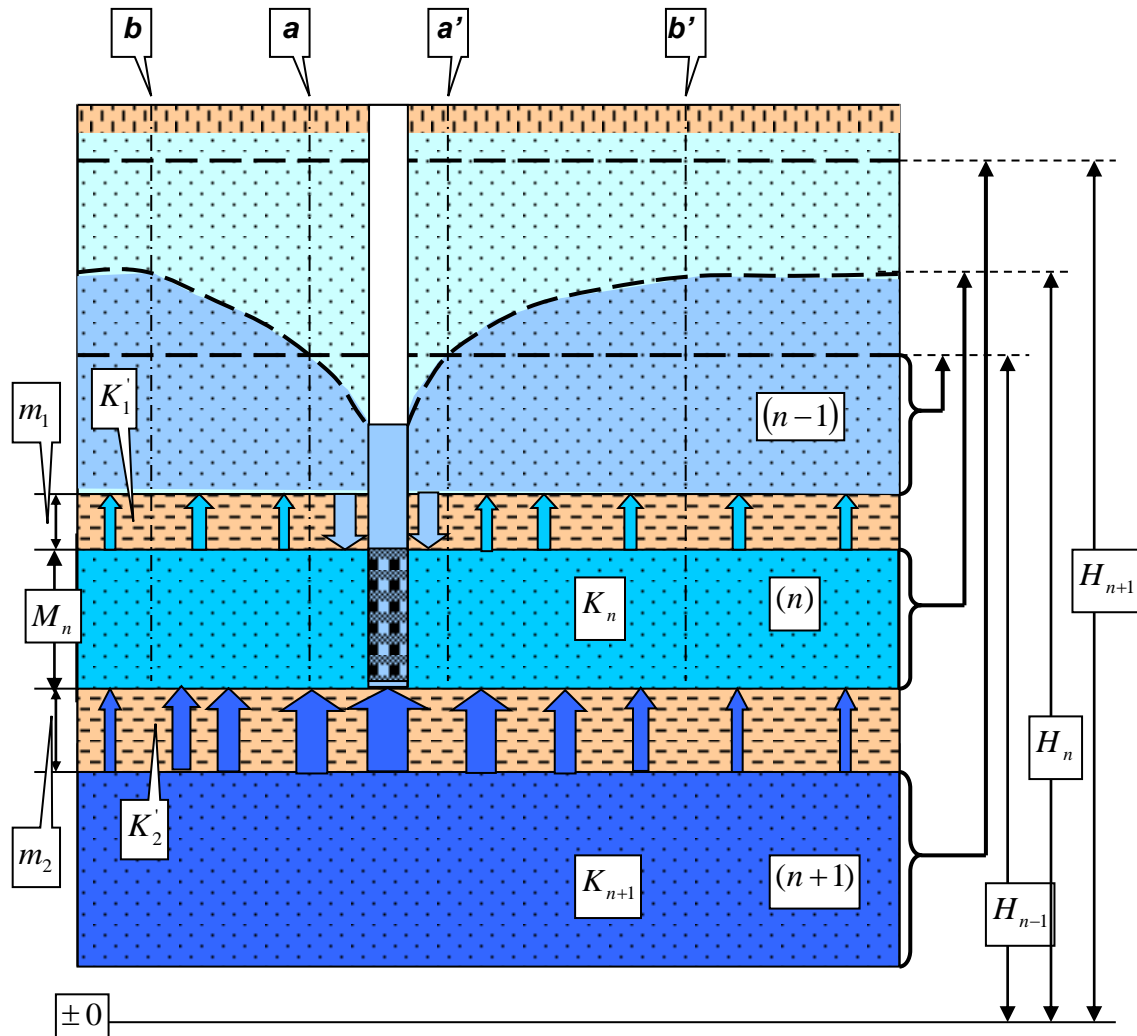


Fig.3.42. Modificarea sensului și intensității alimentării prin drenanță a unui acvifer sub presiune (n) din care se exploatează apă printr-un foraj.

Crearea unei zone de depresiune în jurul forajului care pompează un debit din acviferul principal (n) determină formarea a două zone concentrice:

- **zona centrală**, cu diametrul aa' , în care:
 - **acviferul (n-1)** alimentează acviferul principal (n) iar intensitatea drenanței între ele este maximă lângă foraj (unde denivelarea este maximă) și nulă pe verticala intersecției nivelului piezometric al acviferelor (n) și (n-1) (pe verticalele a și a');
 - **acviferul (n+1)** alimentează acviferul principal (n) iar intensitatea drenanței între ele este maximă lângă foraj și se reduce proporțional cu reducerea denivelării create în acviferul (n);
- **zona exterioară**, cu diametrul maxim bb' , în care :
 - **acviferul (n-1)** este alimentat de acviferul principal (n) cu o intensitate care crește de la zero (pe limita zonei centrale cu diametrul aa') spre valoarea maximă atinsă la limita zonei de influență a pompării (pe verticalele b și b');
 - **acviferul (n+1)** alimentează acviferul principal (n) cu o intensitate care descrește până la limita zonei de influență a pompării.

În exteriorul zonei de influență a pompării sensul și intensitatea drenanței corespund regimului hidrodinamic natural (**Fig.3.41** și **3.42**).

Modelele utilizate pentru **estimarea drenanței** lucrează în contextul unor schematizări ale condițiilor hidrogeologice care presupun că:

- orizonturile acvifere subordonate (Fig.3.40: (n-1) și (n+1)) asigură o presiune constantă pe suprafața de contact cu stratele semipermeabile;
- curgerea este bidimensională (verticală prin stratele semipermeabile și orizontală în acvifere, deoarece diferența dintre K și K' este foarte mare);
- filtrarea verticală prin orizonturile semipermeabile se face fără cedarea apei conținute în acestea.

Parametrul particular al modelelor curgerii neconservative a apelor subterane este **factorul de drenanță** (B) definit cu relația:

$$B = \sqrt{\frac{K_n \cdot M_n}{\frac{K'_1}{m_1} + \frac{K'_2}{m_2}}} \quad (3.115)$$

în care pentru un acvifer (n) alimentat prin drenanță din acoperiș și culcuș (**Fig.3.40**):

K_n - conductivitatea hidraulică a acviferului principal ((n): alimentat prin drenanță);

M_n - grosimea acviferului principal (n);

K'_1, K'_2 - conductivitățile hidraulice ale stratelor semipermeabile din acoperișul și culcușul acviferului principal (n);

m_1, m_2 - grosimile stratelor semipermeabile din acoperișul și culcușul acviferului principal (n);

În cazul alimentării prin drenanță numai din culcuș sau acoperiș relația (3.111) devine:

- pentru alimentare numai din **acoperiș** ($K'_2 = 0$):

$$B = \sqrt{\frac{K_n \cdot M_n}{\frac{K'_1}{m_1}}} = \sqrt{\frac{T_n}{K'_d}} \quad (3.116)$$

- pentru alimentare numai din **culcuș** ($K_1' = 0$)

$$B = \sqrt{\frac{K_n \cdot M_n}{\frac{K_2'}{m_2}}} = \sqrt{\frac{T_n}{K_d^2}} \quad (3.117)$$

în care

T_n - transmisivitatea acviferului principal (n);

K_d^1, K_d^2 - coeficientul de drenanță al stratelor semipermeabile din acoperișul și culcușul acviferului principal.

Factorul de drenanță este invers proporțional cu intensitatea fenomenului de drenanță (pentru $B > 10000$ m debitul transferat prin drenanță este neglijabil) și este utilizat pentru estimarea conductivității hidraulice a stratelor semipermeabile, cu conductivități foarte reduse (de ordinul 10^{-5} m/zi).

Pentru evaluarea coeficientului de drenanță și a factorului de drenanță este necesar să se măsoare **diferența de sarcină piezometrică** dintre acvifere și să se cunoască **debitele** exploatate și **transmisivitățile** celor două acvifere (Gheorghe, A., 1977, Pietraru, V., 1997).

3.3.5.2. Estimarea conductivității hidraulice

Conductivitatea hidraulică se determină:

- în laborator, cu ajutorul *formulelor empirice* și a *permeametrelor*;
- *in situ* prin intermediul *testelor hidrodinamice*.

Determinările din **laborator**, ieftine și rapide, sunt afectate de **erori de scară** ce reduc reprezentativitatea rezultatelor obținute. Aceste metode sunt folosite pentru estimarea **ordinului de mărime** al conductivității hidraulice.

Testele hidrodinamice realizate **in situ** permit estimarea unor valori reprezentative ale conductivității hidraulice pentru volume mari de roci, aflate în domeniul de influență al experimentelor (pompi, injecții, reveniri etc.).

Pentru ambele categorii de metode, prima problemă care trebuie rezolvată este determinarea **volumului elementar reprezentativ (VER)** pentru care se realizează determinarea conductivității hidraulice. Determinantă pentru corectitudinea rezultatelor obținute, alegerea VER-ului se face de cele mai multe ori în funcție de dimensiunea aparaturii disponibile, în cazul metodelor de laborator, sau de capacitatea utilajelor de pompare, în cazul testelor in situ. În aceste condiții efectul instrumentului asupra rezultatelor determinărilor este important și în același timp greu de estimat.

Pentru eliminarea efectului dimensiunii eșantionului asupra reprezentativității conductivității hidraulice determinate este necesară realizarea determinărilor pe eșantioane de dimensiuni diferite (d_1, d_2, d_3 etc.) și raportarea acestora la valorile obținute (K_1, K_2, K_3 etc.) până la identificarea dimensiunii adecvate de probare (**Fig.3.43**). Dimensiunea VER este dimensiunea minimă de la care orice creștere a dimensiunii probei nu mai influențează valoarea conductivității hidraulice determinate.

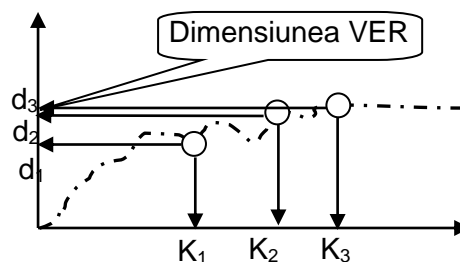


Fig.3.43. Dimensiunea volumului elementar reprezentativ

Formule empirice

Utilizarea formulelor empirice se bazează pe rezultatele analizelor **granulometrice** și pe **proprietățile fizice** ale apei. Domeniul de aplicabilitate al formulelor empirice este limitat la formațiunile sedimentare neconsolidate de tipul nisipurilor medii și fine, al argilelor nisipoase.

Structura generală a formulelor empirice este:

$$K = C \cdot d_e^2 \quad (3.118)$$

în care

C – coeficient care depinde de **porozitatea și omogenitatea** formațiunilor

d_e - diametrul efectiv al probei (în general diametrul fracțiunii granulometrice ce reprezintă 10% din probă, determinat pe curba granulometrică cumulativă).

Există numeroase formule empirice stabilite pentru diferite categorii de sedimente neconsolidate (Hazen, Slichter, Zamarin, Sheperd etc.).

Formula lui Hazen

Formula lui Hazen este valabilă pentru **curgerea laminară** în nisipuri **uniforme** ($U < 5$) cu **diametrul efectiv** $0,01 \text{ mm} < d_e < 3 \text{ mm}$ și are forma:

$$K = C \cdot d_e^2 (0,70 + 0,03 \cdot t) \quad (3.119)$$

în care

K – conductivitatea hidraulică [m/zi]

C – coeficient adimensional care depinde de **porozitatea totală** a sedimentului și omogenitatea acestuia:

$$C = 400 + 40 \cdot (n - 26) \quad (3.120)$$

n – porozitatea totală [-]

d_e – diametrul efectiv în cazul nisipurilor omogene ($U < 5$) este diametrul granulelor corespunzător fracțiunii de 10% pe curba granulometrică cumulativă [mm];

U - grad de neuniformitate [-];

t – temperatura apei [°C]

Tabelul 3.14. Numărul lui Slichter

Nr.	n[%]	m[-]
1	26	0,01187
2	27	0,01350
3	28	0,01517
4	29	0,01684
5	30	0,01905
6	31	0,02122
7	32	0,02356
8	33	0,02601
9	34	0,02878
10	35	0,03163
11	36	0,03473
12	37	0,03808
13	38	0,04154
14	39	0,04524
15	40	0,04922
16	41	0,05339
17	42	0,05789
18	43	0,06267
19	44	0,06776
20	45	0,07295
21	46	0,07838
22	47	0,08455

Formula lui Slichter

Formula lui Slichter este valabilă pentru nisipuri **fine, omogene** ($U < 5$) și **neomogene** ($U > 5$) cu $0,01 \text{ mm} < d_e < 5 \text{ mm}$ și are forma:

$$K = 88,3 \cdot d_e^2 \cdot m \cdot \frac{1}{\mu} \quad (3.121)$$

în care

K – conductivitatea hidraulică [m/zi];

d_e – diametrul echivalent al granulelor care pentru:

- **nisipuri omogene** ($U < 5$) :

$$d_e = d_{10} \quad (3.122)$$

- **nisipuri neomogene** ($U > 5$):

$$d_e = \frac{\sum_1^N g_i \cdot d_i}{\sum_1^n g_i} \quad (3.123)$$

g_i – fracțiunea granulometrică [-];

d_i – diametrul mediu al fracțiunii granulometrice g_i [mm];

N – numărul de fracțiuni granulometrice [-];

m – numărul lui Slichter, în funcție de porozitatea totală (n) (**Tabelul 3.14**) [-];

μ - vâscozitatea dinamică [poise].

Formula lui Zamarin

Formula lui Zamarin se aplică pentru nisipuri din toate categoriile granulometrice (fine, medii și grosiere):

$$K = 5572 \cdot \frac{n}{(1-n)^2} \cdot a^2 \cdot d_z^2 \quad (3.124)$$

în care

K – conductivitatea hidraulică [m/zi];

n – porozitatea totală [-];

a – coeficient adimensional care cuantifică efectul apei legate fizic [-];

$$a = 1,275 - 1,5 \cdot n \quad (3.125)$$

d_z – diametrul echivalent [mm]:

$$d_z = \frac{100}{\frac{3}{2} \cdot \frac{g_1}{d_1} + \sum_2^N \left(\frac{g_i}{d_{i+1} - d_i} \ln \frac{d_{i+1}}{d_i} \right)} \quad (3.126)$$

g_1 – fracțiunea granulometrică cea mai fină [%];

d_1 – diametrul mediu al fracțiunii granulometrice g_1 [mm];

d_{i+1} – diametrul superior al fracțiunii granulometrice g_i [mm];

d_i – diametrul inferior al fracțiunii granulometrice g_i [mm];

Utilizarea formulelor empirice pentru estimarea conductivității hidraulice este limitată la terenuri permeabile cu granulozitate fină și medie, iar valorile obținute sunt orientative, utile doar în cercetarea preliminară a acviferelor.

De cele mai multe ori evaluările conductivității hidraulice realizate cu formule empirice se completează cu valori ale conductivității hidraulice determinate în laborator cu ajutorul permeametrelor.

Permeametre

Permeametrele sunt dispozitive care permit estimarea conductivității hidraulice a sedimentelor neconsolidate sau a rocilor în condiții hidrodinamice controlate (gradient hidraulic constant sau gradient hidraulic variabil).

Principiul determinărilor constă în evaluarea ritmului în care un volum cunoscut de apă se filtrează printr-o probă de dimensiuni cunoscute.

Permeamtru cu gradient hidraulic constant

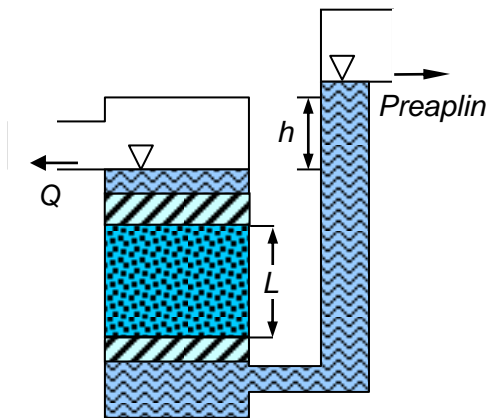
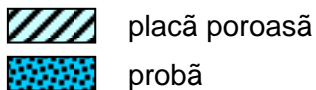


Fig.3.44. Permeamtru cu sarcină piezometrică constantă



Permeametrul cu gradient hidraulic constant (**Fig.3.44**) permite măsurarea intervalului de timp t în care un **volum de apă** V traversează o probă de **lungime** L și **secțiune** A , sub o **sarcină hidraulică** h .

Debitul mediu (Q) care traversează proba în **intervalul de timp** t se exprimă ca produs între **viteza de filtrare Darcy** ($v = K \cdot I = K \cdot (h/L)$) și **secțiunea probei** (A):

$$Q = \frac{V}{t} = K \cdot \frac{h}{L} \cdot A \quad (3.127)$$

expresie din care rezultă relația cu care se calculează **conductivitatea hidraulică**:

$$K = \frac{V \cdot L}{A \cdot t \cdot h} \quad (3.128)$$

Permeamtru cu gradient hidraulic variabil

Permeametrul cu gradient hidraulic variabil (**Fig.3.45**) este utilizat frecvent pentru rocile coezive cu **conductivitate hidraulică redusă**. Volumul de apă care traversează proba este mult mai mic și este mai greu de măsurat. În aceste condiții, în timpul experimentului se măsoară reducerea nivelului piezometric (de la un nivel inițial h_o la un nivel oarecare h măsurat la un moment t).

Debitul de apă (q_1) care este drenat din tubul piezometric în camera unde se află proba este produsul dintre **secțiunea tubului** (A_t) și **reducerea sarcinii piezometrice în timp** ($-dh/dt$; cu "minus" deoarece timpul t și sarcina piezometrică h sunt invers proporționale):

$$q_1 = -A_t \cdot \frac{dh}{dt} \quad (3.129)$$

Debitul (q_2) care este drenat prin probă este produsul dintre **viteza de filtrare Darcy** și **secțiunea probei** (A_p):

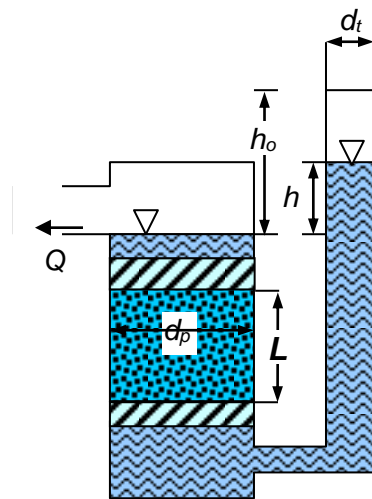
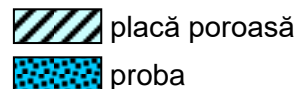


Fig.3.45. Permeamtru cu sarcină piezometrică variabilă



$$q_2 = A_p \cdot K \cdot \frac{h}{L} \quad (3.130)$$

Curgerea fiind nestaționară și conservativă, cele două debite sunt egale și prin egalarea lor (3.94 și 3.95) se obține ecuația:

$$A_p \cdot K \cdot \frac{h}{L} = -A_t \cdot \frac{dh}{dt} \quad (3.131)$$

care integrată de la $t = 0$ la $t = 1$ cu condiția inițială $h = h_0$ la $t = 0$ se obține:

$$K = \frac{A_t \cdot L}{A_p \cdot t} \cdot \ln \frac{h_0}{h} \quad (3.132)$$

Dacă cele două secțiuni sunt circulare, raportul lor este egal cu raportul pătratelor diametrelor astfel că ecuația (3.97) poate fi scrisă sub forma:

$$K = \frac{d_t^2 \cdot L}{d_p^2 \cdot t} \cdot \ln \frac{h_0}{h} \quad (3.133)$$

care este utilizată pentru calculul conductivității hidraulice.

În utilizarea ambelor tipuri de permeametre o atenție deosebită trebuie acordată:

- **saturării complete a probei** deoarece bulele de aer reduc secțiunea de curgere a fluidului și rezultă o **subevaluare** a conductivității dacă proba este nesaturată;
- **etanșării spațiului dintre probă și pereții permeametrelor** pentru a evita infiltrarea apei prin acest spațiu (neetanșarea conduce la **supraevaluarea** conductivității hidraulice a probei).

Teste hidrodinamice in situ

Testele hidrodinamice in situ presupun realizarea grupurilor experimentale constituite dintr-un **foraj central** (F_0) și unul sau mai multe **foraje de observație/piezometre** (P_1, P_2)

Forajul central este utilizat pentru pomparea apei din acvifer sau injectarea apei în acvifer (Q - debitul pompat; **Fig.3.46**).

Forajele de observație sunt utilizate pentru a măsura efectul produs de operațiunile executate în forajul central (pomări sau injecții).

Testele hidrodinamice in situ au avantajul că permit estimarea conductivității hidraulice pentru **volum mari** (V) de rocă, și prin aceasta de cele mai multe ori sunt reprezentative.

Calculul conductivității hidraulice se face pe baza:

- **evoluției în timp** a nivelului piezometric măsurat în forajul central și forajele de observație (pentru regimul de curgere nestaționară);
- **distribuției în spațiu** a nivelului piezometric în zona de influență a pomării (efect măsurat în forajul central și forajele de observație pentru regimul de curgere staționară).

Testele hidrodinamice, de o mare diversitate, pot fi grupate în:

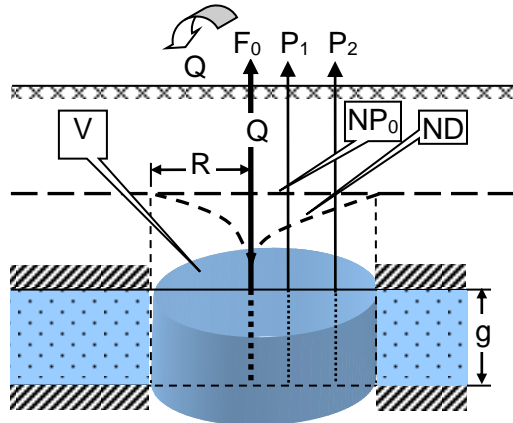


Fig.3.46 Schița unui grup experimental pentru testarea prin pompare a unui acvifer sub presiune cu grosime constantă (g):

Q - debitul pompat din F_0 ;
 R - raza de influență a pompării;
 V - volumul din acvifer aflat sub influența pompării;
 NP_0 - nivel piezometric în regim natural;
 ND – nivelul piezometric în timpul pompării.

fundamentale care condiționează studiul poluanților în regim staționar și nestaționar.

- pompări (în regim nestaționar și staționar);
- încercări punctuale prin:
 - absorbție: metoda Lefranc;
 - injecție: metoda Lugeon;
- încercări cu dispozitiv special (cu paker);
- determinare prin viteză reală (cu ajutorul trasorilor).

Conductivitățile hidraulice calculate reprezintă valori medii pentru întregul volum de formațiuni acvifere aflate sub influența testelor realizate, raza de influență a acestora (R) variind de la metri la mii de metri.

Neomogenitatea distribuției spațiale a conductivității hidraulice și particularitățile testărilor hidrodinamice ridică dificultăți mari estimării distribuției spațiale a acestei proprietăți fundamentale a acviferelor. **Distribuția spațială** a conductivității hidraulice a acviferelor este unul din elementele curgerii apelor subterane și a transportului