

HIDROGEOLOGIE GENERALĂ

DANIEL SCRĂDEANU

ALEXANDRU GHEORGHE

CUPRINS

CUPRINS	A
1. FACTORII NATURALI AI ALIMENTĂRII ȘI REGIMULUI APELOR SUBTERANE (Daniel Scrădeanu și Alexandru Gheorghe)	1
1.1. Ciclul hidrologic global	2
1.1.1. Resursele de apă ale Pământului	2
1.1.2. Energia ciclului hidrologic global	3
1.1.3. Dinamica ciclului hidrologic	3
1.1.4. Ecuația ciclului hidrologic	5
1.2. Regimul termic	7
1.2.1. Regimul termic al aerului	7
1.2.2. Regimul termic al solului	8
1.2.3. Regimul termic al apelor	9
1.2.3.1. Regimul termic al apelor de suprafață	9
1.2.3.2. Regimul termic al apelor subterane	10
1.3. Precipitațiile atmosferice	10
1.3.1. Tipuri de precipitații și formarea lor	10
1.3.2. Măsurarea precipitațiilor	12
1.3.3. Evaluarea precipitațiilor	13
1.3.3.1. Regim pluviometric	14
1.3.3.2. Precipitație medie	14
1.3.4. Ploi acide	15
1.4. Evapotranspirația	19
1.4.1. Evaporarea	19
1.4.2. Transpirația	21
1.4.3. Evapotranspirația reală și potențială	23
1.5. Umiditatea aerului	25
1.6. Date climatice ale teritoriului României	26
1.6.1. Tipurile de climă	27
1.6.2. Temperatura	27
1.6.3. Precipitațiile	28
1.7. Ciclul și componentele scurgerii	28
1.8. Bazinul de recepție	32
1.8.1. Bazinul hidrografic	32
1.8.1.1. Suprafața bazinului hidrografic	32
1.8.1.2. Forma bazinului hidrografic	33
1.8.1.3. Curba hipsometrică și altitudinea medie a bazinului hidrografic	33
1.8.1.4. Panta medie a bazinului hidrografic	34
1.8.1.5. Învelișul vegetal al bazinului hidrografic	34
1.8.1.6. Formațiunile geologice din bazinul hidrografic	34
1.8.2. Bazinul hidrogeologic	35
1.9. Elemente de hidrologie a cursurilor de apă	37
1.9.1. Morfometria rețelei hidrografice	37
1.9.1.1. Profilul transversal al albiei	38
1.9.1.2. Profilul longitudinal al albiei	39
1.9.1.3. Densitatea rețelei hidrografice	39
1.9.2. Hidrometria rețelei hidrografice	40

1.9.2.1. Nivelul curenților de suprafață	40
1.9.2.2. Vitezele în curenții de suprafață	41
1.9.2.3. Debitul curenților de suprafață	42
1.10. Infiltrarea.....	46
1.10.1. Evaluarea infiltrării cu infiltrometrul	46
1.10.2. Evaluarea infiltrării cu lizimetrul	48
1.11. Evaluarea scurgerii subterane cu ajutorul hidrografului	49
1.11.1. Caracteristicile cursurilor de apă	49
1.11.2. Perioada de epuizare a acviferelor	51
1.11.3. Procedee de separare a scurgerii subterane	56
1.11.3.1. Metoda hidrografului	56
1.11.3.2. Metoda hidrochimică	60
1.12. Parametri ai scurgerii totale și subterane	61
1.12.1. Parametri ai scurgerii totale	61
1.12.2. Parametri ai scurgerii subterane	62
1.12.3. Parametri statistici ai variabilității scurgerilor	64
1.12.3.1. Asigurare experimentală	64
1.12.3.2. Perioadă de repetare.....	65
Aplicație	66
1.12.3.3. Generarea valorilor cronologice	67
Aplicație	68
1.13. Bilanțul apei	70
1.14. Date hidrologice ale teritoriului României	74
2. ORIGINEA ȘI DISTRIBUȚIA GENERALĂ A APELOR SUBTERANE	78
(Alexandru Gheorghe și Danel Scrădeanu)	78
2.1. Teorii privind originea apelor subterane	78
2.1.1. Teoria infiltrării	78
2.1.2. Teoria condensării vaporilor de apă	78
2.1.3. Teoria juvenilă	81
2.1.4. Teoria originii arteziene	82
2.1.5. Teoria apelor regenerate	82
2.1.6. Teoria apelor fosile	83
2.2. Distribuția generală a apelor subterane	84
2.2.1. Forme de apă din scoarța terestră	84
2.2.1.1. Apa în stare de vapori	85
2.2.1.2. Apa legată fizic	85
2.2.1.3. Apa legată chimic	85
2.2.1.4. Apa capilară	86
2.2.1.5. Apa liberă	86
2.2.1.6. Apa în stare solidă	86
2.2.1.7. Apa în stare supracritică	86
2.2.2. Zonarea umidității pe verticală	87
2.2.3. Geneza hidrosferei	89
2.2.4. Mișcarea apei în geosfere	90
2.2.5. Zonalitatea hidrogeodinamică	93
2.3. Originea și vârsta izotopică a apelor subterane	95
2.3.1. Izotopi de mediu utilizați pentru studiul apelor subterane	96
2.3.2. Evaluarea originii apelor subterane	96
2.3.3. Evaluarea vârstei izotopice a apelor subterane	98
3. CARACTERISTICI HIDROFIZICE ALE TERENURILOR	102
(Daniel Scrădeanu și Alexandru Gheorghe)	102
3.1. Caracteristici ale matricei minerale	104
3.1.1. Granulozitate	104
3.1.1.1. Coeficient de neuniformitate	104
3.1.1.2. Coeficient de sortare	105

3.1.1.3. Diametru efectiv	105
3.1.1.4. Curbă granulometrică medie și domeniu granulometric	106
3.1.1.5. Suprafață specifică	107
3.1.2. Porozitate și structura spațiului poros	108
3.1.2.1. Factori geologici care determină porozitatea	109
Litologia	110
Compactarea	110
Cimentarea	111
Dolomitizarea	111
3.1.2.2. Porometrie	112
Metoda analizei optice	112
Metoda sucțiunii	113
Tipuri de pori	114
Tortuozitatea	115
3.1.2.2. Tipuri genetice de porozități	117
Porozitate primară	118
Porozitate secundară	118
Porozitate fisurală	119
3.1.2.3. Tipuri de porozități după gradul de mobilitate a apei subterane	120
Porozitate activă	121
Porozitate de retenție	124
3.1.2.4. Porozitatea rocilor carbonatice	124
Gradul de carstifiere	125
3.1.3. Permeabilitate intrinsecă a terenurilor	126
3.1.3.1. Permeabilitatea sedimentelor neconsolidate	126
3.1.3.2. Permeabilitatea rocilor	127
3.2. Caracteristici fizice ale apelor subterane	127
3.2.1. Greutate specifică	128
3.2.2. Compresibilitate	128
3.2.3. Vâscozitate	129
3.2.3.1. Vâscozitatea dinamică	129
3.2.3.2. Vâscozitatea cinematică	130
3.3. Caracteristici ale interacțiunii terenurilor cu apa subterană	130
3.3.1. Umiditatea terenurilor	132
3.3.1.1. Grad de saturație	132
3.3.1.2. Deficit de saturație	133
3.3.2. Tensiunea interfacială	133
3.3.3. Fenomene de capilaritate	135
3.3.3.1. Presiunea capilară	135
Modelul Brooks & Corey	139
Modelul van Ghenuchten	140
3.3.3.2. Înălțimea de ascensiune capilară	142
Apa capilară suspendată	144
Deplasarea orizontală a apei capilare	145
3.3.4. Capacitatea de înmagazinare/cedare a acviferelor	147
3.3.4.1. Înmagazinare în acvifere cu nivel liber	148
3.3.4.2. Înmagazinare în acvifere sub presiune	149
3.3.5. Conductivitatea hidrolică	150
3.3.5.1. Parametri hidrolici derivați din conductivitatea hidrolică	152
Conductanța	153
Transmisivitatea	154
Coeficientul de drenanță	155
3.3.5.2. Estimarea conductivității hidrolice	158
Formule empirice	159
Permeametre	161

Teste hidrodinamice in situ	162
3.3.6. Coeficientul de difuzivitate hidraulică	163
3.4. Caracteristici ale interacțiunii apei subterane cu fluide asociate	167
3.4.1. Parametri ai migrării fluidelor miscibile în acvifere	167
3.4.1.1. Parametri ai difuziei	168
Coeficient de difuzie	168
Coeficient de difuzie efectivă	168
3.4.1.2. Parametri ai advecției	169
Dispersie mecanică	169
Dispersia hidrodinamică	170
Număr Peclet	172
3.4.1.3. Parametri ai proceselor chimice și biochimice	173
Izoterme de sorbție	174
Izoterma Freundlich	174
Izoterma Langmuir	175
Factor de retardare	176
3.4.2. Parametri ai migrării fluidelor imiscibile în acvifere	177
3.4.2.1. Fluide imiscibile mai ușoare decât apa	182
Formarea acumulării de fluid	182
Determinarea grosimii stratului de fluid acumulat	184
Efectul oscilației nivelului piezometric al acviferului	186
Calcul volumului de fluid recuperabil	186
3.4.2.2. Fluide imiscibile mai grele decât apa	188
Formarea acumulării de fluid	189
Determinarea grosimii stratului de fluid acumulat	189
Deplasarea fluidului fg în zona saturată	190
4. CARACTERISTICILE GENERALE ALE HIDROSTRUCTURILOR	192
(Daniel Scrădeanu)	192
4.1. Acviferul	193
4.1.1. Funcții și comportamente	194
4.1.1.1. Funcția de stocaj	195
4.1.1.2. Funcția conductoare	195
4.1.1.3. Funcția de schimb	196
4.1.2. Criterii de clasificare a acviferelor	197
4.1.2.1. Litologia terenurilor permeabile	198
4.1.2.2. Variabilitatea parametrilor	198
4.1.2.3. Starea energetică a apei subterane	199
Acvifere cu nivel liber	201
Acvifere sub presiune	202
4.1.2.4. Gradul de deschidere hidrogeologică	204
Hidrostructuri deschise	205
Hidrostructuri parțial deschise	205
Hidrostructuri închise	205
4.2. Hidrostructuri în sedimente neconsolidate	206
4.2.1. Acvifere aluvionare	206
4.2.1.1. Acvifere suspendate cu nivel liber	206
Acvifere cu nivel liber susținute	207
Acvifere litorale	208
4.2.2. Acvifere în formațiuni glaciare	211
4.3. Hidrostructuri în formațiuni sedimentare	213
4.3.1. Tipuri de roci sedimentare	213
4.3.2. Complexitatea stratigrafică și structurală	213
4.3.3. Acvifere în roci sedimentare epiclastice	215
4.3.4. Acvifere în roci carbonatice	216
4.3.4.1. Acvifere carbonatice difuze	218

4.3.4.2. Acvifere carbonatice carstice	219
4.3.4.3. Acvifere carbonatice sub presiune	220
4.4. Hidrostructuri în roci vulcanice	220
4.5. Hidrostructuri în roci intruzive și metamorfice.....	221
5. SCHEMATIZAREA HIDROSTRUCTURILOR.....	223
(Daniel Scrădeanu)	223
5.1. Schematizare spațială	225
5.1.1. Morfologia hidrostructurii.....	225
5.1.2. Extinderea cercetării	225
5.1.2.1. Extindere regională	227
5.1.2.2. Extindere locală.....	228
5.1.3. Rezolvarea ecuațiilor modelului matematic	229
5.1.3.1. Soluții analitice	229
Schematizare în plan orizontal.....	229
Schematizare în plan vertical	231
5.1.3.2. Soluții numerice.....	232
Schematizare în plan orizontal.....	232
Schematizare în plan vertical	233
5.2. Schematizare parametrică.....	234
5.2.1. Variabilitatea parametrului	236
5.2.1.1. Mediu omogen și izotrop	236
5.2.1.2. Mediu neomogen și anizotrop	237
5.2.2. Extinderea cercetării	238
5.2.2.1. Extindere regională	239
5.2.2.2. Extindere locală.....	239
5.2.3. Rezolvarea ecuațiilor modelului matematic	240
5.2.3.1. Soluții analitice	240
Schematizare a variabilității	240
Schematizare prin echivalare	241
5.2.3.2. Soluții numerice.....	244
Orientarea rețelei de discretizare.....	244
Calculul valorii parametrului.....	245
5.3. Schematizare hidrodinamică	246
5.3.1 Frontiere hidrodinamice ale structurilor acvifere	248
5.3.1.1. Frontieră de tip sarcină piezometrică impusă.....	249
5.3.1.2. Frontieră de tip debit impus.....	250
5.3.1.3. Frontieră de tip debit dependent de sarcina piezometrică	252
5.3.1.4. Frontieră de tip suprafață liberă	253
5.3.1.5. Frontieră de tip suprafață de prelingere	254
5.3.2. Condiții hidrodinamice inițiale	255
BIBLIOGRAFIE	VVVVVVVVVV
ANEXE	260
TERMINOLOGIE HIDROGEOLOGICĂ STANDARDIZATĂ	272
INDEX	291

1. FACTORII NATURALI AI ALIMENTĂRII ȘI REGIMULUI APELOR SUBTERANE (Daniel Scrădeanu și Alexandru Gheorghe)

Apele subterane și viața lor misterioasă, cu un regim special, diferențiat net de cel al apelor de suprafață cu care comunică permanent, sunt în mare parte rezultatul alimentării cu apă „din cer” a formațiunilor din adâncurile Pământului.

Alimentarea condiționează volumul rezervelor de apă subterană din acvifere și absența ei o perioadă îndelungată duce la epuizarea acestora.

Regimul special al apelor subterane se diferențiază de cel al apelor de suprafață prin variabilitatea relativ redusă, în timp și spațiu, a caracteristicilor hidrodinamice ale acestuia: cota nivelului piezometric, viteza de curgere, direcția de curgere etc.

Factorii naturali care controlează alimentarea și regimul apelor subterane pot fi grupați în trei categorii (Fig.1.1):

- **factori climatici;**
- **factori hidrologici;**
- **factori geologici.**

Factorii climatici (temperatura, precipitațiile atmosferice, evapotranspirația, umiditatea aerului etc.) sunt responsabili în principal de alimentarea acviferelor. Influența lor asupra regimului apelor subterane scade cu adâncimea acviferelor și cu distanța față de domeniile de alimentare de la suprafață. Acțiunea factorilor climatici asupra scurgerii subterane este „intermediată” de vegetație, sol, scurgerea de suprafață și caracteristicile hidro-fizice ale formațiunilor geologice în care se dezvoltă acviferele.

Factorii climatici influențează direct și imediat regimul cursurilor de apă de suprafață. Efectul factorilor climatici asupra regimului cursurilor de apă de suprafață se transmite apelor subterane cu un **decalaj**, uneori considerabil (zeci sau sute de ani!!!), determinat de factorii geologici (tipul formațiunilor, extinderea acviferelor, structura spațială a acestora).

Factorii hidrologici (scurgerea superficială pe versanți, scurgerea totală din rețeaua hidrografică, apele stagnante de suprafață etc.) influențează alimentarea și regimul apelor subterane atât prin elementele de bilanț ale bazinului hidrografic asociat acviferelor cât și prin tipul legăturilor hidraulice dintre acvifere și rețeaua hidrografică. Conexiunile hidrodinamice între apele de suprafață și cele subterane sunt intermediare de factorii geologici.

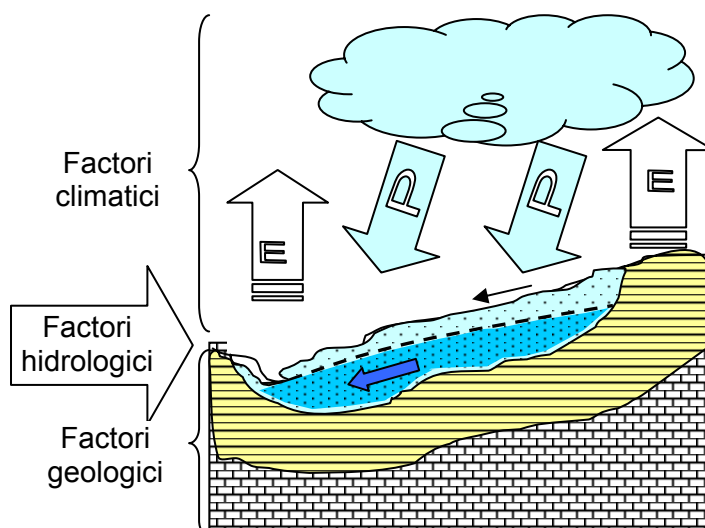


Fig.1.1. Factorii naturali care controlează alimentarea și regimul apelor subterane

Factorii climatici și cei hidrologici sunt utilizați pentru prognoza unor elemente hidrogeologice cum ar fi: bilanțul acviferelor, debitul scurgerii subterane, perioada de epuizare a acviferelor etc.).

Factorii geologici sunt reprezentați prin litologia formațiunilor în care sunt acumulate acviferele, extinderea și structura spațială a acestora. Pentru acviferele de adâncime cu domenii de alimentare și descărcare subterane, influența factorilor geologici asupra alimentării și regimului apelor subterane este predominantă, contribuția celorlalți factori fiind nesemnificativă.

În cazul acviferelor freatice, aflate în legătură hidraulică cu rețeaua hidrografică, ponderea tuturor factorilor naturali este aproximativ egală.

Identificarea factorilor naturali și a ponderii influenței acestora asupra alimentării și regimului apelor subterane are ca obiective:

- clarificarea procesului de formare a acviferului;
- schematizarea distribuției spațiale a parametrilor hidrogeologici;
- schematizarea condițiilor hidrodinamice inițiale și pe conturul acviferelor;

Atingerea acestor obiective conduce la rezolvarea eficientă a problemelor de hidrogeologie aplicată de tipul: captări pentru alimentările cu apă, drenajul apelor subterane din zăcămintele de substanțe minerale utile sau din zona de amplasare a unor construcții industriale sau civile, remedierea calității acviferelor poluate etc.

1.1. Ciclul hidrologic global

Un volum de apă de circa $560 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ (0,04% din volumul total de apă aflat pe planeta noastră) participă la un circuit denumit **ciclu hidrologic global**, asigurând permanența apei și deci a vieții pe Pământ.

1.1.1. Resursele de apă ale Pământului

O estimare a resurselor de apă ale Pământului (Mar del Plate, 1977) relevă faptul că **apei sărate** îi revine o proporție de 97,3% (**Tabelul 1.1**) din volumul total de apă. Numai o mică parte din volumul total de apă este disponibilă pentru necesitățile oamenilor.

Tabelul 1.1. Resursele de apă ale Pământului

Componente		Volum	
		Milioane km^3	%
Oceanul planetar		1362,200	97,30
Apă dulce	Ghețari	29,182	77,20
	Ape subterane	8,467	22,40
	Lacuri și mlaștini	0,132	0,35
	Vapori în atmosferă	0,015	0,04
	Râuri	0,004	0,01
	TOTAL apă dulce	37,800	2,70
TOTAL GENERAL		1400,00	100,00

Apă dulce din ghețari, lacuri, mlaștini și din atmosferă nu este utilizată în mod curent pentru necesitățile industriale și potabile.

Volumul de **ape subterane** de 8,467 milioane km^3 corespunde acviferelor situate până la circa 200m adâncime, dar apele subterane dulci se pot găsi și la

adâncimi mai mari. Până la 2000 m adâncime, acviferele au o capacitate de 24 milioane km³, iar până la 5000 m adâncime, capacitatea totală se estimează la 60 milioane km³ de apă subterană (Castany, G., 1980). Ultimele date UNESCO arată că numai 0,63% din volumul total de apă al Pământului este la dispoziția omului (ape dulci în stare lichidă).

Cele mai mari rezervoare de apă ale Pământului au un rol important de **regularizare** (hidraulică, chimică, termică, biologică) datorită masei lor de inerție. În ordine descrescătoare aceste rezervoare sunt: Oceanul planetar, ghețarii, apele subterane (hidrosfera subterană), apele de suprafață ale continentelor (lacuri, mlaștini, cursuri de suprafață) și atmosfera. **Apele subterane** constituie un rezervor important atât prin mărimea resursei cât și prin repartitia geografică cea mai convenabilă.

Cu toate că apa reprezintă elementul predominant din constituția organismelor animale și vegetale, apa biologică reprezintă numai 0,0001% din volumul total de apă al Pământului.

1.1.2. Energia ciclului hidrologic global

Ciclul hidrologic este un sistem deschis în care radiația solară este sursa principală de energie.

Trecerea apei de la o stare de agregare la alta (lichid, vapori, solid) este asociată cu schimbarea energiei termice a acesteia. Energia râurilor este datorată energiei termice provenite de la Soare, energie care evaporă apa de la nivelul oceanelor și o ridică la cote înalte de unde cade pe suprafața Pământului.

Energia termică se exprimă în calorii (1 calorie este energia termică/ căldura necesară creșterii temperaturii unui gram de apă distilată de la 14,5°C la 15,5°C).

La temperaturi cuprinse între 0°C și 40°C căldura latentă de evaporare/condensare a apei, exprimată în *calorii pe gram*, poate fi estimată cu:

$$c_{ev} = 597,3 - 0,564 \cdot T \quad (1.1)$$

în care T este temperatura exprimată în grade Celsius.

Topirea unui gram de gheață la 0°C consumă 79,7 calorii, iar **sublimarea** lui (trecerea directă din stare solidă în stare de vapori) 677 calorii (suma căldurii latente de evaporare și topire: 597,3+79,7=677 calorii/gram).

Transformările apei de-a lungul ciclului hidrologic și transferurile de energie care le însoțesc sunt vitale pentru echilibrul termic al Pământului.

Într-un an calendaristic, datorită înclinării axei globului terestru, emisfera nordică (la latitudini mai mari de 38°) pierde mai multă energie prin radiație terestră decât primește prin radiație solară, având un deficit de energie. Între Ecuator și 38° latitudine nordică energia absorbită este mai mare decât cea radiată, realizându-se un excedent de energie. Pentru a compensa acest dezechilibru, energia termică este transferată de curenții oceanici și de cei atmosferici din zona deficitară în cea excedentară, acest transfer determinând condițiile climatice care afectează profund ciclul hidrologic global.

1.1.3. Dinamica ciclului hidrologic

Cât timp există Soarele, **ciclul hidrologic** nu are început și sfârșit, este **continuu**. Deoarece cea mai mare cantitate de apă se află în oceane, în mod

convențional, descrierea dinamicii ciclului hidrologic începe cu Oceanul iar succesiunea completă a etapelor acestui ciclu este următoarea (**Fig.1.2**):

- **Apa** din Ocean se evaporă, mai mult în zona ecuatorială unde radiația solară este mai intensă și mai puțin în zona polilor și ajunge în atmosferă sub formă de vapori.
- **Vaporii de apă** din atmosferă, în condiții favorabile se transformă în **precipitații** care ajung pe Pământ sau se evaporă din nou înainte să atingă suprafața acestuia.
- **Precipitațiile** care au atins suprafața uscatului intră pe diferite căi în ciclul hidrologic:
 - o **evaporare** rapidă la suprafața terenului și revenire sub formă de vapori în atmosferă;
 - o **stocare pe suprafața topografică** a apei sub diferite forme: gheață, zăpadă sau apă în stare lichidă;
 - o **scurgere de suprafață** sub acțiune gravitațională în rețeaua hidrografică organizată sau difuză;
 - o **infiltrare** în formațiuni permeabile.
- Imediat sub suprafața topografică, acolo unde există formațiuni permeabile, este o zonă în care porii conțin apă și aer și care este cunoscută sub denumirea de **zonă vadoasă** sau **zonă de aerare**. Apa din această zonă poartă denumirea de **apă vadoasă** iar această apă urmează diferite căi în funcție de condițiile locale:

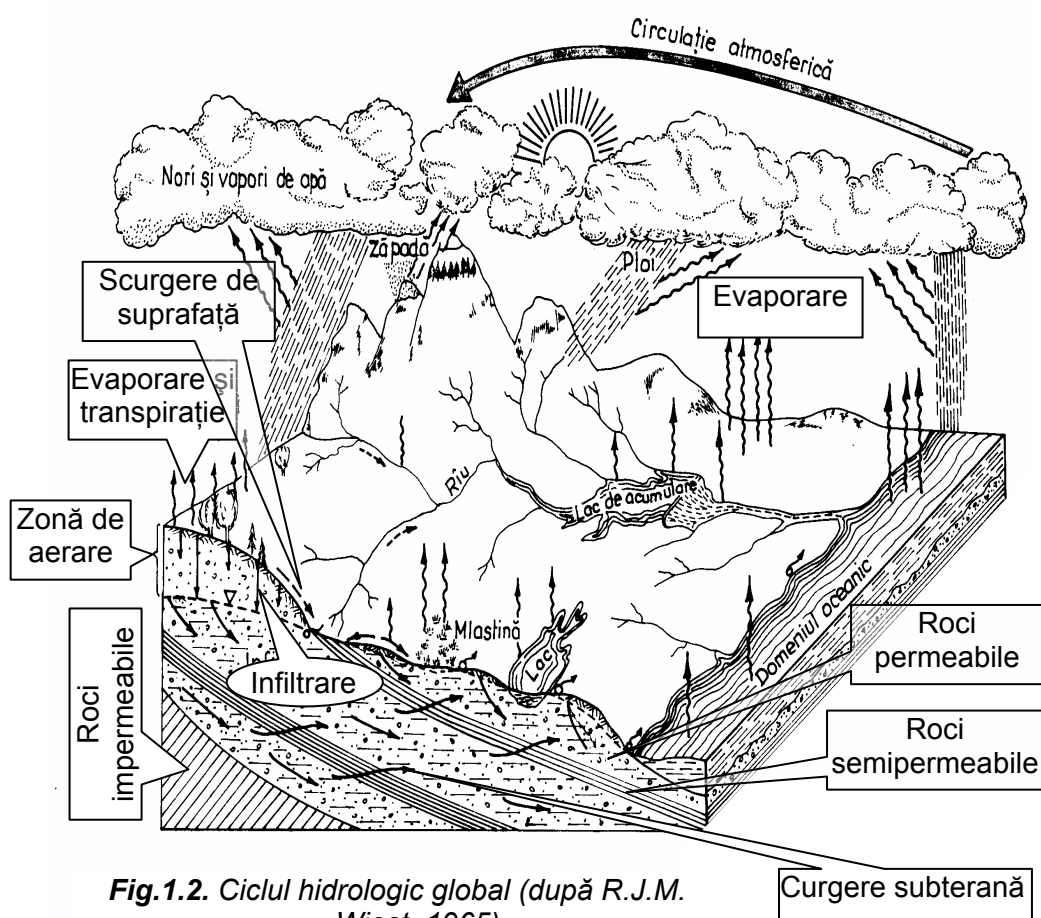


Fig.1.2. Ciclul hidrologic global (după R.J.M. Wiest, 1965)

- o **drenată** de rădăcinile plantelor care după ce o utilizează o transmit prin transpirație, sub formă de vapori, în atmosferă;
- o **curgere hipodermică** în cazul prezenței unor intercalații impermeabile în zona vadoasă;
- o **evaporare** spre suprafața topografică, atunci când temperatura este ridicată și grosimea zonei vadoase este redusă.
- Excesul de apă vadoasă este drenat gravitațional, se transformă în **apă subterană**, saturează formațiunile permeabile și formează **acvifere**. Apa subterană curge sub acțiunea gravitației prin formațiunile permeabile și o parte din ea revine la suprafață prin izvoare, sau este drenată în râuri, lacuri, mări, Oceanul planetar.
- **Apa magmatică** este conținută în magmele din crusta Pământului. Atunci când magmele ajung la suprafață, în domeniul continental sau oceanic, apa magmatică participă la ciclul hidrologic global.
- O parte din **apa oceanelor** conținută în sedimente este antrenată prin subducție și intră în compoziția magmei fiind sustrasă din ciclul hidrologic global.

1.1.4. Ecuația ciclului hidrologic

Ecuația ciclului hidrologic este o modalitate de evaluare cantitativă a acestuia. Ea este o exprimare a legii conservării masei și poate fi scrisă simplificat sub forma:

$$\text{Intrari} = \text{Iesiri} \pm \text{Stocari} \quad (1.2)$$

Ecuația poate fi aplicată sistemelor de orice dimensiune, de la un mic rezervor până la scara continentelor sau globului terestru. Ecuația este dependentă de timp: elementele de intrare trebuie măsurate în aceeași perioadă de timp în care sunt măsurate ieșirile.

Comparând bilanțul **oceanic** cu bilanțul **continental** (Fig.1.3) rezultă un **dezechilibru** de 36.400 km³/an, care este compensat de:

- circuitul continuu de vapori de apă, în atmosfera superioară, din domeniul oceanic către continente;
- scurgerea totală din domeniul continental în cel oceanic.

Acest dezechilibru este compus din **scurgerea de suprafață** (34.400 km³/an) și descărcarea directă a **apelor subterane** în Oceanul planetar (2000 km³).

Ecuația ciclului hidrologic poate fi detaliată pentru diferite domenii spațiale (în **Tabelul 1.2** sunt explicitate notațiile din ecuațiile bilanțului):

- pentru Oceanul Planetar (OP)

$$E_{OP} = P_{OP} - Y_{OP} \quad (1.2)$$

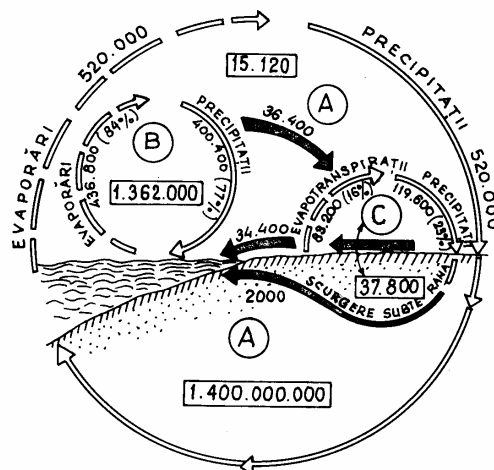


Fig.1.3. Ecuații ale ciclului hidrologic la scară globală (A), oceanică (B) și continentală (C) (cifrele încadrate sunt exprimate în km³ iar restul în km³/an; după Castany, 1980))

- pentru domeniul continental (U):

$$E_U = P_U - Y \quad (1.3)$$

- bilanțul global al întregii Hidrosfere:

$$E_{OP} + E_U = P_{OP} + P_U \quad (1.4)$$

Volumul de apă al precipitațiilor (ploi + zăpezi) într-un an mediu este egal cu volumul de apă evaporată. Circuitul continental mai este cunoscut ca **circuitul mic** datorită cantităților reduse de apă pe care le transportă.

Evaluarea componentelor hidrosferei și a ciclului hidrologic global are un caracter aproximativ, dat fiind dificultatea calculelor respective. În aceste condiții, este important de reținut ordinul de mărime al componentelor bilanțului și raporturile dintre acestea.

O diferențiere a comportării rezervelor de apă ale Pământului se poate face cu ajutorul conceptului de **durată de refacere** (Castany, G., 1980), adică timpul necesar refacerii rezervei, prin alimentare naturală, după ce rezervorul subteran este golit de apă.

Această durată se calculează ca raport între capacitatea rezervorului și aporturile naturale. Cu cât durata de refacere este mai mică, cu atât riscul de propagare a poluării acviferelor este mai mare și cu cât această durată de refacere este mai mare, cu atât procesele de depoluare sunt mai dificile.

Tabelul 1.2. Elementele ecuației ciclului hidrologic

Domeniul	Elemente	Volum [km ³ /an]	Coloană echivalentă [mm/an]	%
Oceanul planetar	Precipitații (P_{OP})	400.400	1109	77,0
(361x10 ⁶ km ³)	Aportul scurgerii totale (Y_{OP})	36.400	101	
	Evaporări (E_{OP})	436.800	1210	84,0
Regiuni ale uscatului cu scurgere	Evapotranspirație (E_U)	74.200	624	14,3
	Scurgere totală (Y)	36.400	306	
(119x10 ⁶ km ³)	Precipitații (P_U)	110.600	930	21,3
Regiuni endoreice	Precipitații	9.000	300	1,7
(30x10 ⁶ km ³)	Evapotranspirație	9.000	300	1,7
Total Hidrosferă	Precipitații	520.000	1.020	100,0
(510x10 ⁶ km ³)	Evapotranspirație	520.000	1.020	100,0

Tabelul 1.3. Durata medie de refacere a marilor rezervoare de apă

Rezervorul	Durata de refacere	Rezervorul	Durata de refacere
Oceanul planetar	2.600 ani	Lacurile	17 ani
Apele subterane	De la câțiva ani până la mii de ani	Rețeaua hidrografică	18 zile
Umiditatea solului	1 an	Apa biologică	Câteva ore
Calotele glaciare	10.000 ani	Atmosfera	10 zile

Apele subterane (**Tabelul 1.3.**) se caracterizează prin durate mari și foarte mari de refacere, de la câțiva ani pentru acviferele freatice până la mii de ani pentru acviferele adânci.

1.2. Regimul termic

Energia necesară deplasării apei în cadrul ciclului hidrologic global este furnizată în principal de **radiațiile solare** din domeniul lungimilor de undă $\lambda = 0 \dots 2,0 \mu$.

Intensitatea medie a radiației solare recepționată de Pământ este de **0,30 ly** (langley) și poate fi exprimată și în **cal/cm²** sau **kW/m²**:

Tabelul 1.4. Valorile albedou-ului pentru diferite tipuri de suprafețe

Tipul suprafeței	Albedou [%]
Zăpada curată	75...90
Nisipul	35...43
Argila	16...23
Iarba verde	26
Pădure de conifere	10...18
Suprafața apelor	2

$$1 \text{ ly} = 0,0697 \text{ watt/cm}^2 = 1 \text{ cal/cm}^2 \quad (1.5)$$

Radiația solară este parțial reflectată în atmosferă, fracțiunea reflectată este numită **albedou** și se exprimă în procente (**Tabelul 1.4**).

Radiațiile solare, la contactul cu **solul** și **apele** curgătoare, se transformă în **energie calorică** provocând încălzirea **aerului** atmosferic, **solului** și **apelor** de suprafață și subterane. Temperaturile se exprimă în grade Celsius (°C) sau în grade Fahrenheit (°F), relația de echivalență fiind:

$$^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} (^{\circ}\text{F} - 32) \quad (1.6)$$

Propagarea energiei calorice în timp și spațiu, în funcție de neomogenitatea și anizotropia mediului, determină **regimul termic al aerului, solului și apelor**.

1.2.1. Regimul termic al aerului

Sursa de căldură principală care determină regimul termic al aerului este solul. Prin difuzia energiei calorice din sol spre păturile superioare ale aerului se produce o stratificare a temperaturii aerului.

Variabilitatea radiației solare care "încălzește" solul condiționează variația temperaturii aerului care are **valori maxime** vara, când intensitatea insolației este maximă, și **valori minime** (negative) iarna, când insolația este minimă. Variația diurnă a intensității insolației determină diferențe mari între temperaturile aerului din timpul **zilei** și cele din timpul **noptii**.

Regimul termic al aerului se stabilește pe baza **măsurătorilor** sistematice efectuate cu ajutorul termometrelor montate la 2m deasupra solului, în adăposturi speciale care le protejează de incidența directă a radiației solare.

Regimul termic al aerului este cuantificat prin:

- **temperaturile medii** pentru diferite intervale de timp (zi, lună, anotimp, an, perioade multianuale);
- **temperaturi extreme** (minimă, maximă) pentru diferite intervale de timp (zi, lună, anotimp, an, perioadă multianuală);
- **grad zi**, care reprezintă suma gradelor zilnice, dintr-un anumit interval de timp, care depășesc un anumit grad de temperatură (ex.: suma gradelor care depășesc 0°C în timp de o lună de iarnă);

- **grafice de variație în timp** a temperaturii într-un punct de măsurare (stație meteorologică) realizate pe baza seriilor de temperaturi măsurate în timp;
- **hărțile cu izoterme** (linii de egală valoare a temperaturii) realizate la anumite momente și pe anumite zone cu valorile de temperatură din toate punctele de observație măsurate în zona respectivă.

Regimul termic al aerului condiționează în mod direct procesul de evaporare a apei de la suprafața solului (apa din râuri, lacuri etc.), din atmosferă (apa din precipitații) și din zona de aerare a acviferelor freatice (apa subterană care participă la curgerea hipodermică și cea a acviferelor, la nivelul suprafeței piezometrice).

1.2.2. Regimul termic al solului

Energia calorică recepționată de sol de la Soare este separată în două componente distincte:

- o componentă se propagă în profunzime și contribuie la modificarea temperaturii unui strat relativ **subțire** de sol de la suprafață (maximum 8...10 m);
- a doua componentă contribuie la modificarea temperaturii aerului cu care vine în contact (aerul atmosferic și cel din zona de aerare a acviferelor).

Tabelul 1.5. Variația temperaturii solului cu adâncimea, în stația meteorologică Gheorghieni (după I.Vladimir, 1978)

Data	Temp aer [°C] la H = 2m	Adâncimi de măsurare a temperaturii solului [cm]									
		0	-5	-10	-15	-20	-30	-40	-60	-80	-100
4.01.63	1.1	Temperaturi ale solului [°C]									
		-0.3	0	0	0.2	0.5	1.6	1.6	3	4.5	5.4
4.07.63	20.5	29.1	26	25.3	25	24.8	23.9	23.6	22.4	19.8	19.8

Regimul termic al solului, determinat de propagarea căldurii de la suprafață spre adâncime, se obține de regulă prin măsurători directe executate cu **termometre** plasate la diferite adâncimi. Variabilitatea temperaturii se reduce proporțional cu creșterea adâncimii (**Tabelul 1.5; Fig.1.4**)

Variația temperaturii în subsol este influențată de variația temperaturii de la suprafața terenului până la o adâncime de maximum 8-10m. La adâncimi mai mari de 10 m se resimte influența **gradientului geotermic** care determină, în medie, o creștere cu un grad Celsius a temperaturii rocii pentru fiecare 33m.

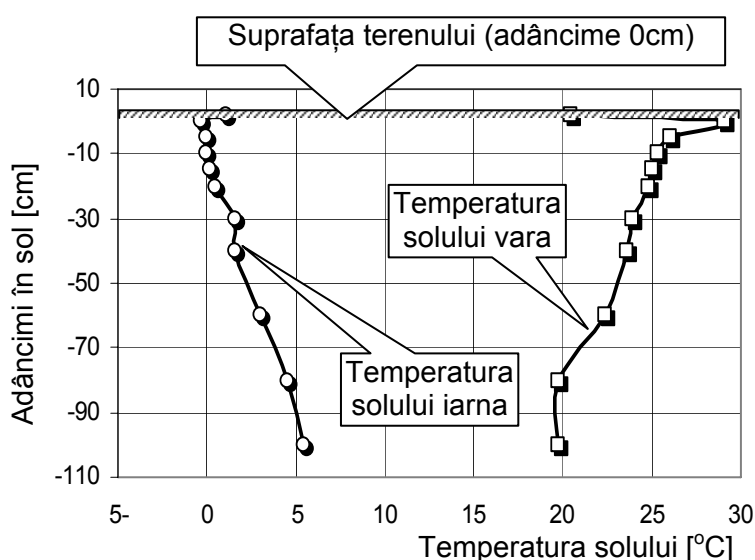


Fig. 1.4. Variația temperaturii solului cu adâncimea în stația meteo Gheorghieni.

1.2.3. Regimul termic al apelor

Variabilitatea intensității radiației solare, modalitatea de transfer a energiei calorice și dinamica maselor de apă determină diferențierea regimului termic al **apelor de suprafață** în raport cu cel al **apelor subterane**.

1.2.3.1. Regimul termic al apelor de suprafață

Regimul termic al apelor de suprafață, **curgătoare** și **stagnante**, se diferențiază net datorită distribuției energiei calorice în masa de apă.

Curgerea în regim turbulent a **apelor curgătoare** determină un amestec continuu al maselor de apă și o uniformizare a temperaturii pe întreaga secțiune de curgere. Temperatura acestor ape urmărește cu un anumit decalaj temperatura aerului. Dacă temperatura aerului scade sub zero grade Celsius, temperatura apei în stare lichidă se stabilizează în jurul acestei temperaturi și se suprarăcește, cu fracțiuni de grad Celsius, numai dacă perioada de timp cu temperaturi negative este suficient de mare.

Dacă apa curgătoare primește un aport de apă subterană cu temperatură diferită, efectul asupra regimului termic este proporțional cu diferența de temperatură dintre apa de suprafață și cea subterană și debitul aportului subteran, și se evaluează pe baza ecuației de bilanț termic:

$$Q_a \cdot t_a + Q_f \cdot t_f = (Q_a + Q_f) \cdot t \quad (1.7)$$

în care

Q_a - debitul apei curgătoare în amonte de aportul din acviferul freatic;

Q_f - aportul de apă subterană din acviferul freatic;

t_a, t_f - temperaturile apei de suprafață și subterană, corespunzătoare debitelor;

t - temperatura apei de suprafață în aval de aportul din acviferul freatic.

Regimul **stagnant** al apei din lacuri configurează cu totul diferit distribuția temperaturii în timp și spațiu.

Distribuția temperaturii apei în lacurile naturale adânci sau în lacurile de acumulare se stabilește în funcție de sursele de căldură și de curenții verticali din masa de apă. **Sursele de încălzire** ale apei din lacuri sunt: radiația solară, aerul și încărcarea termică a cursurilor de apă care alimentează lacurile. **Răcirea** apei lacurilor se produce noaptea, în absența radiației solare și prin fenomenul de evaporare sau prin aportul de apă rece provenit din precipitații sub formă de zăpadă sau din cursuri de apă confluențe.

În aceste condiții, distribuția temperaturii apei din lac este într-o permanentă modificare cu o stratificare caracteristică:

- până la o adâncime cuprinsă între 8 și 10 m, variațiile temperaturii apei sunt foarte pronunțate, în legătură directă cu temperatura aerului și a diverselor surse de încălzire sau răcire;
- la adâncimi cuprinse între 10 și 50 m variațiile temperaturii sunt atenuate datorită inerției termice a apei;
- la adâncimi mai mari de 50...60m, temperatura apei lacurilor rămâne constantă și egală cu 4°C, temperatură corespunzătoare densității maxime a apei.

Pentru evaluarea distribuției temperaturii apei se fac măsurători într-o rețea de puncte cu distribuție uniformă atât în plan orizontal cât și pe adâncime. Reprezentarea distribuției temperaturii se face cu ajutorul **izopletelor** (Fig.1.5).

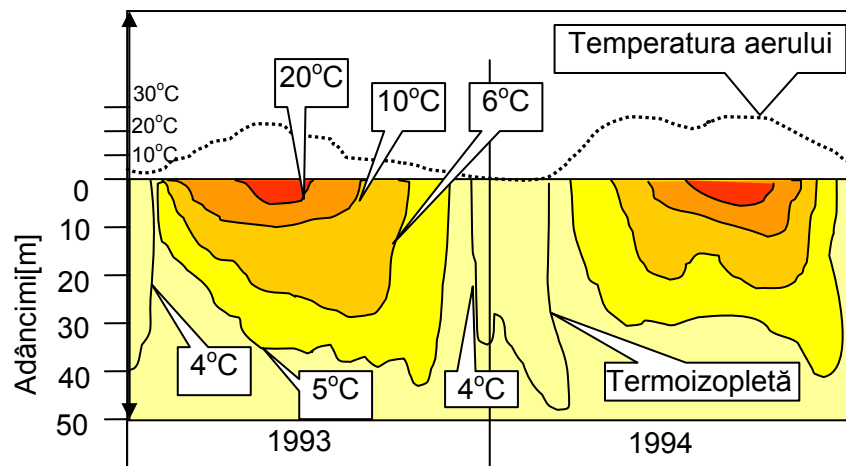


Fig.1.5. Reprezentarea distribuției temperaturii apei din lacuri prin izoplete.

1.2.3.2. Regimul termic al apelor subterane

Apele subterane, plasate pe o gamă largă de adâncimi și cu o dinamică mult mai lentă decât a apelor curgătoare, au o stratificare caracteristică a regimului termic:

- până la adâncimi de 15 m temperatura apelor subterane este dependentă de temperatura aerului;
- la adâncimi cuprinse între 15 și 25 m, temperatura apelor subterane este constantă și egală cu temperatura medie multianuală a aerului de la suprafață;
- la adâncimi mai mari de 25 m, temperatura apelor subterane se află sub acțiunea gradientului geotermic.

Un factor important în modificarea regimului termic al apelor subterane este și legătura hidrodynamică cu apele de suprafață care pot perturba semnificativ distribuția temperaturilor în hidrostructuri.

Regimul termic al apelor subterane afectează în mod semnificativ capacitatea lor de dizolvare, fiind determinant pentru compoziția lor chimică.

1.3. Precipitațiile atmosferice

Datorită circulației maselor de aer de la temperaturi mai ridicate la temperaturi mai reduse, aerul devine suprasaturat și vaporii de apă în exces se transformă în precipitații. Factorii principali care determină repartitia precipitațiilor sunt: poziția față de oceane și mări, direcția vânturilor dominante, relieful, gradul de împădurire.

1.3.1. Tipuri de precipitații și formarea lor

Precipitațiile se produc direct la suprafața terenului și a corpurilor solide (roua, chiciura, poleiul) sau direct în atmosferă (ploaia, zăpada, măzărichea, grindina). În funcție de condițiile de temperatură în care apar, precipitațiile sunt lichide (ploaie, ceață, rouă, formate prin condensare) sau solide (zăpadă, grindină, chiciură, formate prin sublimare).

Prin **detentă** sau **convecție**, aerul capătă o mișcare ascensională de-a lungul suprafețelor de separație dintre masele de aer cald și rece din formațiunile ciclonice. La temperaturi mai mici decât **temperatura punctului de rouă** a umidității inițiale a

aerului, pe corpurile microscopice solide din atmosferă **condensează** surplusul de umiditate. La temperaturi negative are loc și procesul de **sublimare** prin care se formează mase de cristale fine de gheață.

Condensarea și sublimarea conduc la formarea **norilor** (cumulonimbus, altocumulus, cirrus etc.) la înălțimi (H) ce pot fi evaluate cu formula:

$$H = 122 \cdot (T_a - T_r) \quad [\text{m}] \quad (1.8)$$

în care

T_a - temperatura aerului la suprafața terenului;

T_r - temperatura punctului de rouă corespunzătoare umidității absolute în aerul de la sol (**temperatura punctului de rouă** este temperatura aerului la care umiditatea absolută devine umiditate de saturație).

Norii sunt formați din mici particule sferoide de apă cu raze variind între 1μ și 20μ . Prin contact, acestea își măresc volumul și dacă norul conține cristale de gheață se formează mici sferoide de gheață cu diametre de $0,2 - 3,5$ mm. Dacă în exteriorul norului temperatura este pozitivă, micile sfere în cădere se topesc devenind picături iar dacă temperatura rămâne sub 0°C , cad sub formă de zăpadă. Viteza de cădere la sol variază de la 4 la 8 m/s, în funcție de diametrul picăturilor. Capacitatea norilor de a elibera precipitații din volumul propriu este în medie de 3 litri/ m^3 .

Precipitațiile pot fi clasificate după **modul de formare, durată și intensitate** (intensitatea fiind calculată din cantitatea de precipitații exprimată în milimetri coloană de apă, raportată la o suprafață unitară și o unitate de timp).

După **modul de formare**, precipitațiile pot fi separate în :

- **precipitații frontale (Fig.1.6)**, formate fie prin avansarea **aerului cald** peste o masă de aer rece (frontul ploilor este lat, cu pantă redusă iar ploile sunt "luminoase"), fie prin avansarea **aerului rece** spre cel cald (frontul de ploi este îngust și ploile sunt "întunecoase");

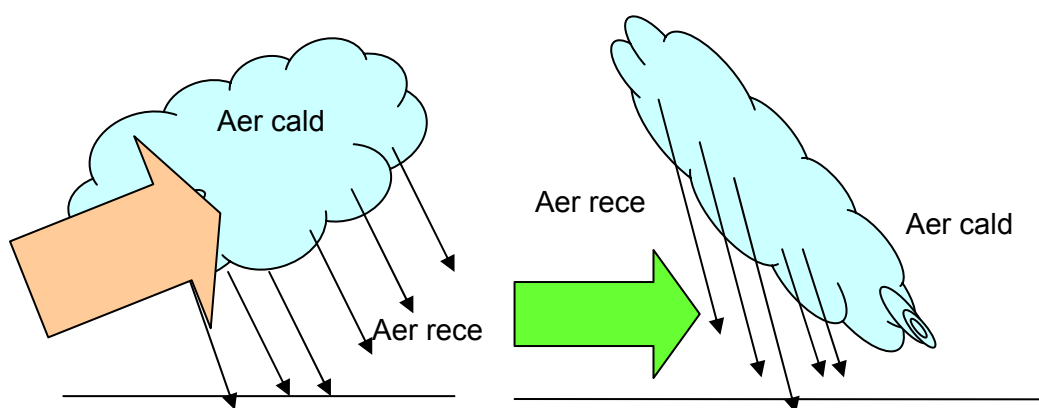


Fig.1.6. Precipitații frontale

- **precipitații convective (Fig.1.7a)**, formate prin ridicarea maselor de aer pe verticală, datorată încălzirii neuniforme a acestora; astfel de precipitații se produc vara și sunt asociate cu nori cumulus;
- **precipitații orografice (Fig.1.7b)**, formate prin deplasarea maselor de aer de-a lungul reliefului, spre zone mai înalte având temperaturi mai joase care determină condensarea vaporilor de apă și precipitarea lor.

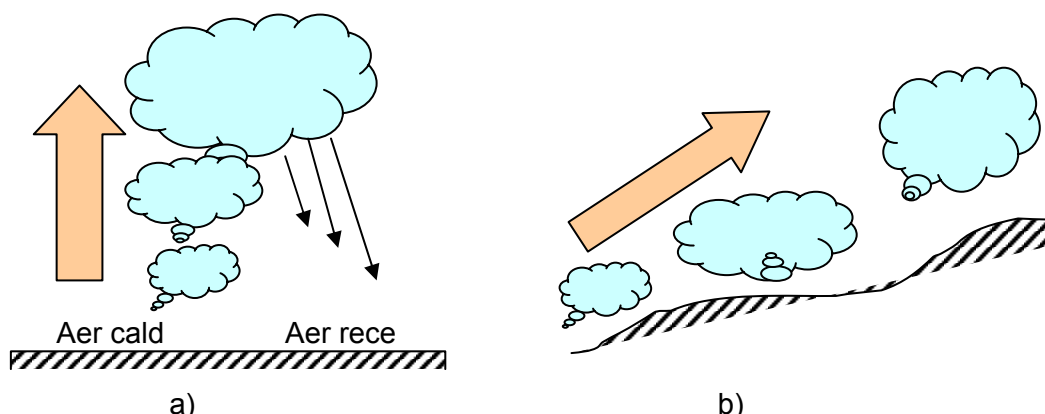


Fig.1.7. Precipitații convective (a) și orografice (b)

După **durată** și **intensitate**, precipitațiile pot fi separate în:

- **ploi torențiale**, caracterizate prin durate care nu depășesc 24 de ore și valori mari ale intensității; ploile torențiale provoacă ridicarea bruscă a nivelului apei din râuri și lacuri cu efect asupra nivelului apelor subterane din zonele riverane.
- **averse**, caracterizate prin durată redusă și intensitate mare (>0,5mm/minut), de regulă pe un areal redus.

Intensitatea precipitațiilor este cuantificată prin raportul dintre coloana de apă acumulată pe unitatea de suprafață (h) și durata corespunzătoare (t):

$$i = \frac{h}{t} ; \text{ [mm/min]} \quad (1.9)$$

În general, intensitatea precipitațiilor este cuprinsă între 0,04 mm/min și 0,5 mm/min, iar ploile lente au intensitatea mai mică de 0,04 mm/min.

Cea mai mare influență în **alimentarea apelor subterane** o au ploile de **durată mare și intensitate moderată** care asigură o perioadă de infiltrare mare. Precipitațiile solide contribuie la alimentarea apelor subterane numai primăvara, prin topirea zăpezilor.

Precipitația efecace reprezintă partea din precipitația totală care rămâne disponibilă la suprafața terenului după scăderea pierderilor prin evapotranspirație, fiind deci echivalentă cu scurgerea totală (de suprafață și subterană) potențială, adică resursa naturală de apă regenerabilă.

1.3.2. Măsurarea precipitațiilor

Măsurarea precipitațiilor se realizează în rețeaua de **stații meteorologice** și **posturi pluviometrice**. Configurația spațială a acestei rețele trebuie să aibă o densitate suficientă care să asigure precizia necesară estimării repartiției și cantității medii de apă provenită din ploaie sau din topirea zăpezii.

Măsurarea cantității de **apă provenită din ploi** se face cu ajutorul **pluviometrului**. **Pluviometrul** utilizat curent în România este format dintr-un corp cilindric de metal având la partea superioară o pâlnie cu suprafața de 200 cm², prin care se captează apa. Volumul de apă acumulat în decursul unui interval de timp se măsoară cu o eprubetă gradată în unitățile în care se exprimă precipitațiile (litru/m² sau mm coloană de apă/m²). Dacă aparatul este prevăzut cu un dispozitiv de înregistrare automată a cantității de apă acumulată în timp poartă denumirea de **pluviograf**.

Recepționarea precipitațiilor prin pluviometre este în general afectată de acțiunea vântului. Fără măsuri speciale, un pluviometru are următoarele pierderi cauzate de vânt:

Viteza vântului [m/s]	0	2	6	10
Pierderi pluviometru [%]	0	4	19	40

Pentru a reduce pierderile cauzate de vânt se montează ecrane în jurul corpului pluviometrului.

Măsurarea cantității de **apă provenită din zăpadă** necesită măsurarea următoarelor elemente: grosimea stratului de zăpadă inițial și cumulat, greutatea volumică a zăpezii, cantitatea de apă cumulată în timpul căderii de zăpadă, răspândirea suprafețelor acoperite cu zăpadă până la momentul dispariției acesteia.

Grosimea stratului de zăpadă se măsoară cu ajutorul unei rigle gradate sau cu instalații cu emisie de radiații.

Cantitatea de apă cumulată în timpul căderii de zăpadă se măsoară prin nivometre. **Nivometrele** sunt aparate similare pluviometrelor, uneori cu secțiunea pâlniei mai mare, prevăzute cu ecrane de protecție la vânt. Zăpada captată de pâlnie se transformă în apă cu ajutorul unei instalații de încălzire sau prin adăugarea unui volum cunoscut de clorură de calciu.

Suprafața acoperită cu zăpadă se determină cu ajutorul fotografiilor aeriene.

Cantitatea de apă provenită din precipitații (ploi sau zăpezi) se exprimă prin **grosimea** stratului de apă acumulat pe unitatea de suprafață în unitatea de timp sau prin **volumul** de apă acumulat pe unitatea de suprafață în unitatea de timp; exemplu:

$$X = 660 \frac{\text{mm}}{\text{an}} = 660 \frac{\text{litri}}{\text{m}^2 \cdot \text{an}} \quad (\text{precipitația medie multianuală în România})$$

Aceste valori se obțin prin raportarea volumului de apă acumulat la suprafața pe care a fost interceptat și la intervalul de timp corespunzător.

1.3.3. Evaluarea precipitațiilor

Datele pluviometrice înregistrate pe lungi perioade de timp în sistemul meteorologic național se găsesc în publicațiile periodice ale Administrației Naționale de Meteorologie.

Prelucrarea datelor pluviometrice se face cu scopul de a condensa un ansamblu de măsurători în:

- **grafice** pentru reprezentarea **regimului pluviometric**;
- **parametri statistici descriptivi** necesari evaluării alimentării apelor subterane (ex.: precipitația medie anuală, precipitația medie lunară).

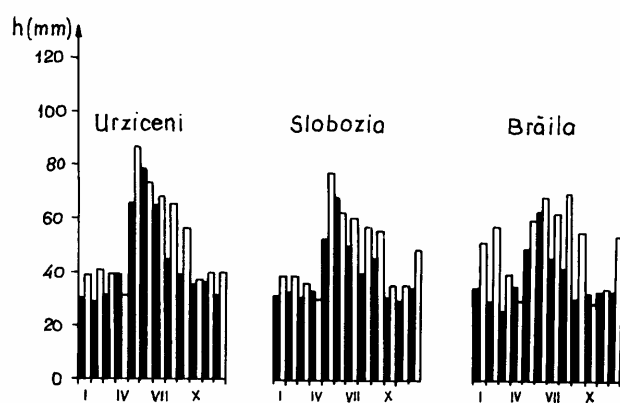


Fig.1.8. Precipitația lunară medie (după Gâștescu, P. și alții, 1979)

■ perioada 1896-1974
□ perioada 1965-1974

1.3.3.1. Regim pluviometric

Regimul pluviometric reprezintă variația precipitațiilor (anuale, sezoniere, lunare, maxime, minime etc.) dintr-o anumită perioadă de studiu în raport cu precipitațiile medii multianuale sau cu precipitațiile medii dintr-o perioadă reper.

Cunoașterea regimului pluviometric este necesară, în special în cazul acviferelor freatice al căror nivel piezometric poate fi puternic afectat în perioadele de exces sau deficit de umiditate.

Regimul pluviometric înregistrat în trei stații din Câmpia Română în perioada 1965-1974 (**Fig.1.8**) se caracterizează printr-un exces de precipitații care a determinat ridicarea nivelului apelor freatice până la suprafața terenului (Gâștescu P. și alții, 1979).

1.3.3.2. Precipitație medie

Calculul **precipitației medii** pe ansamblul unui bazin hidrografic se bazează pe valorile înregistrate la stațiile meteorologice. Pentru calculul mediilor multianuale sunt necesare măsurători realizate pe o perioadă de minimum 20-30 de ani.

Metoda mediei aritmetice simple este cea mai simplă estimare a precipitației medii, luându-se în considerare, cu aceeași pondere, toate pluviometrele din bazinul respectiv. Metoda poate da rezultate bune când rețeaua pluviometrică are o răspândire uniformă iar valorile precipitațiilor au dispersie redusă (nu diferă mai mult de 10% față de medie).

În cazul precipitațiilor cu variabilitate spațială mare se utilizează **metoda izohietelor**, sau **metoda Thiessen** sau **kriging-ul** zonal.

Metoda izohietelor admite variația liniară a precipitațiilor între două puncte de observație vecine (**Fig.1.9**). **Izohietele** (curbe de egală valoare a precipitațiilor), trasate prin interpolare liniară, delimitează o serie de suprafețe elementare. Pentru fiecare astfel de suprafață (f_i) se calculează o precipitație medie pe baza celor două izohiete (h_i, h_{i+1}) care o delimitează, iar precipitația medie pe întregul bazin (h_m) se calculează ca o medie aritmetică ponderată cu suprafețele elementare:

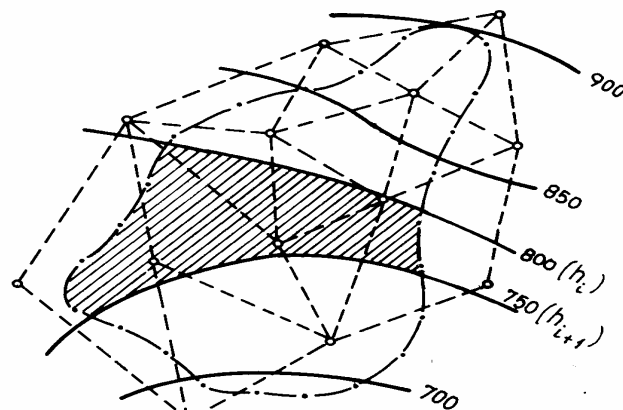


Fig.1.9. Calculul precipitației medii pe un bazin hidrografic prin metoda izohietelor

- post pluviometric
- limita bazinului hidrografic
- aliniamente de interpolare lineară a precipitațiilor
- suprafață elementară f_i
- 850 izohieta de 850mm/an

$$h_m = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{h_i + h_{i+1}}{2} f_i \quad (1.10)$$

în care

F - suprafața totală a bazinului hidrografic;

n - numărul total de suprafețe elementare.

Metoda Thiessen atribuie fiecărui post pluviometric o pondere proporțională cu suprafața unui poligon. Delimitarea poligonului unui post pluviometric se realizează prin intersecția mediatoarelor segmentelor care unesc postul pluviometric cu toate posturile vecine. Pentru posturile pluviometrice plasate în vecinătatea limitei bazinului hidrografic, poligonul se închide pe limita acestuia (**Fig.1.10.**). Precipitația medie se calculează ca o medie aritmetică ponderată în funcție de suprafețele poligoanelor asociate fiecărui post pluviometric:

$$h_m = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^{i=n} h_i \cdot f_i \quad (1.11)$$

în care

f_i - suprafața poligonului postului pluviometric "i";

h_i - valoarea precipitației măsurată în postul pluviometric "i".

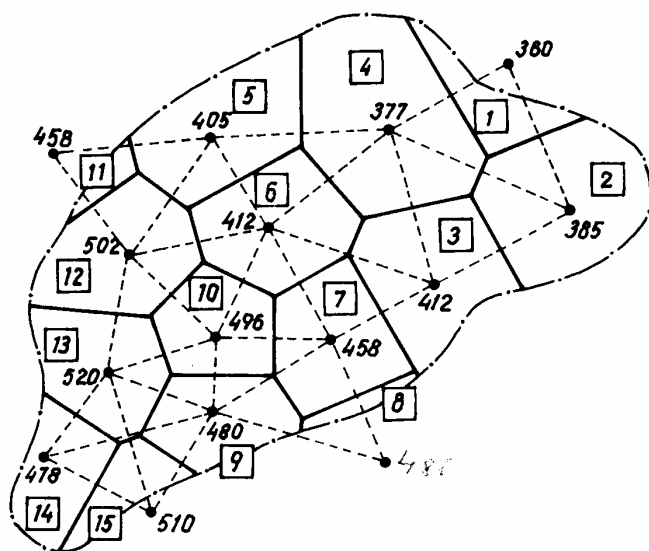


Fig.1.10. Delimitarea suprafețelor poligonale cu metoda Thiessen

12 numărul suprafețelor poligonale

— limita bazinului hidrografic

○ 360 post pluviometric cu precipitația în mm/an

În calculul precipitației medii pe bazin se pot lua în considerare precipitațiile medii, maxime, minime sau cu o anumită asigurare, dintr-o anumită perioadă.

Metoda Kriging-ului zonal este cea mai performantă pentru estimarea valorii medii a precipitațiilor într-un domeniu spațial bidimensional sau tridimensional (Scrădeanu, D. et al., 2001, 2003). Metoda ponderează valorile din fiecare post pluviometric pe baza legii de variație spațială identificată prin intermediul **variogramului**. Metoda permite calculul erorii de estimare a precipitațiilor medii în orice punct de estimare și în condițiile unei dispersii diferite de la o zonă la alta.

1.3.4. Ploi acide

Depunerea de **material acid** din atmosferă în ecosistemele terestre și acvatice este cunoscută sub denumirea de **ploi acide**. Termenul de **ploi acide** este aplicabil tuturor formelor de precipitații acide, incluzând ploaia, ceața, roua, zăpada și lapovița.

Precipitațiile puțin influențate de acizii antropogeni au un pH "normal" de aproximativ 5,6. Studii recente sugerează că precipitațiile "normale" au un pH care variază între 5 și 6.

Aciditatea atmosferei este datorată în principal emisiilor antropogene de compuși ai **sulfului** și **azotului**, în principal sub formă de SO_2 și NO_x . Principalele

surse de sulf sunt arderea combustibililor organici (cărbunele și produsele din petrol) și topirea minereurilor. În ultimii 20 de ani industria a redus emisiile de sulf de la 11 la 7 milioane de tone. Majoritatea emisiilor de NO_x sunt asociate cu transporturile (40%), restul provenind din producerea și utilizarea energiei electrice și din industrie (V.P.Singh, 1995).

Compușii sulfului și azotului sunt oxidați în atmosferă prin oxidarea eterogenă a gazelor dizolvate în aerosolii lichizi și prin oxidare omogenă în fază gazoasă.

Dioxidul de sulf (SO_2) contribuie în principal la creșterea acidității precipitațiilor, mai mult decât dioxidul de carbon (CO_2) prezent în stratele superioare ale atmosferei, din două motive:

- este mai solubil în apă (constanta legii lui Henry pentru SO_2 este

$$1,2 \frac{\text{mol}}{\text{litru} \cdot \text{atm}} \text{ iar pentru } CO_2 \text{ este } 3,38 \cdot 10^{-2} \frac{\text{mol}}{\text{litru} \cdot \text{atm}}$$

- constanta de echilibru (K_a) a reacției de dizolvare pentru SO_2 este

$$K_a = \frac{[H^+] \cdot [HSO_3^-]}{[SO_2]} = 1,7 \cdot 10^{-2}, \text{ cu peste patru ordine de mărime mai mare}$$

$$\text{decât pentru } CO_2, K_a = \frac{[H^+] \cdot [HCO_3^-]}{[CO_2]} = 4,45 \cdot 10^{-7}.$$

Ploile acide nu sunt un fenomen nou. Ele au fost observate acum o sută de ani în Marea Britanie. Prima manifestare a acestui fenomen a fost conținutul ridicat de SO_4^{2-} în precipitațiile colectate din zonele industriale. Dovezi mai recente au fost obținute din analizele precipitațiilor în Suedia în 1950 și în Statele Unite ale Americii în 1960.

Un studiu experimental detaliat asupra ploilor acide a fost realizat în New Hampshire's White Mountains, în perioada 1964-1974. Valoarea medie a pH-ului precipitațiilor a fost $4,0 \pm 0,1$ cu o creștere a concentrației de hidrogen de 36% pentru întreaga perioadă a experimentului.

Concentrațiile ionilor pentru **precipitațiile acide tipice** (Tabelul 1.6) indică predominanța ionului sulfat urmat de cel azotic și pe locul al treilea cel clorhidric.

Tabelul 1.6. Valori tipice ale concentrației ionilor în precipitațiile acide (după S. E. Manahan, 1991)

Cationi		Anioni	
Ion	Concentrație [echiv/litru $\times 10^6$]	Ion	Concentrație [echiv/litru $\times 10^6$]
H^+	56	SO_4^{2-}	51
NH_4^+	10	NO_3^-	20
Ca^{+2}	7	Cl^-	12
Na^+	5	TOTAL	83
Mg^{+2}	3		
K^+	2		
TOTAL	83		

În raport cu ploile, **zăpada** poate concentra o aciditate mai mare.

Ceața acidă este mult mai agresivă datorită caracterul ei pătrunzător. În decembrie 1982, o ceață persistentă de două zile, cu un pH de 1,7 (mult mai mic decât al tuturor ploilor acide înregistrate până la cea dată în zonă !!), a produs iritarea căilor respiratorii.

Deși emisiile din activitățile industriale și din arderea combustibililor fosili sunt sursele majore pentru formarea gazelor generatoare de acizi, ploile acide sunt semnalate și în zone situate departe de astfel de surse. Acest lucru este datorat în parte faptului că formarea prin oxidare a constituenților acizi durează câteva zile, timp în care masele de aer care conțin aceste gaze se pot deplasa sute sau mii de kilometri. Este cazul arderilor de biomasă practicate în agricultură care conduc la formarea ploilor acide în zone situate la mari distanțe de sursa poluării. În zonele aride, gazele acide uscate sau acizii fixați pe particule solide prin depunere au același efect ca ploile acide.

Ploile acide sunt identificate pe suprafețe de sute și chiar mii de kilometri pătrați. Analiza mișcării maselor de aer indică o strânsă corelație între ploile acide și mișcarea maselor de aer din zonele surselor antropogene de oxizi de sulf și azot. Acest lucru este evident în zona sudică a Scandinaviei care este destinația unei mari cantități de aer poluat provenit din zonele intens populate și industrializate.

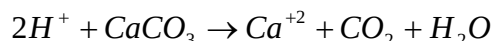
O tehnică importantă în studiul ploilor acide este compararea tipurilor de **sulfați primari** (cei emiși direct de sursele de poluare naturale sau antropogene) cu cele de **sulfați secundari** (formați prin oxidarea atmosferică a SO_2 -ului):

- concentrația redusă de sulfați primari indică transportul poluanților de la o anumită distanță;
- concentrația ridicată de sulfați primari indică surse locale de emisie de poluanți.

Sulfații primari pot fi diferențiați de cei secundari pe baza conținutului izotopic de oxigen 18. Acest conținut este mai mare în sulfații primari emiși direct de activitățile industriale sau arderea combustibililor decât în sulfații secundari formați prin oxidarea SO_2 -ului în atmosferă. Această tehnică poate aduce importante informații utile pentru stabilirea originii ploilor acide.

Principalele efecte ale ploilor acide asupra mediului terestru și acvatic sunt:

- degradarea plantelor datorată excesului de aciditate (exemple evidente: degradarea pădurilor din estul Statelor Unite ale Americii, sudul Scandinaviei, Germania);
- toxicitatea plantelor rezultată prin creșterea conținutului de Al^{+3} eliberat din sol;
- efecte negative asupra căilor respiratorii la om și animale;
- creșterea acidității apei lacurilor, cu efecte toxice asupra florei și faunei, în special asupra somonilor și păstrăvilor;
- coroziunea structurilor expuse, rețelelor electrice, echipamentelor și materialelor ornamentale, din cauza acțiunii ionului de hidrogen,



calcarul ($CaCO_3$) fiind în mod special atacat de ploile acide.

- efecte asociate precum reducerea vizibilității determinată de aerosolii sulfaților și influența acestora asupra caracteristicilor fizice și optice ale norilor (crește reflectanța luminii, reducându-se și încălzirea atmosferei datorată efectului de seră).

Ploilor acide li s-a acordat o atenție deosebită în anii 1980, perioadă în care au fost elaborate modele complexe ce au avut ca obiectiv prognoza fenomenului în

timp și spațiu (Turkey-Mersey Watershed Acidification Model; Lam et al., 1988; Integrated Lake Watershed Acidification Model; Chen et al., 1983, Enhanced Trickle-Down Model; Schnoor et al., 1984; Nikolaidas et al., 1987, Model of Acidification of Groundwater In Catchment; Cosby et al., 1986).

În general, astfel de modele sunt de o mare complexitate iar colectarea datelor și evaluarea modelului necesită un efort imens. Hansen and Mueller (1990) au estimat că pentru realizarea modelului RADM (Regional Acid Deposition Model - model realizat în Statele Unite ale Americii în 1986) costurile se ridică la 20 milioane de dolari, iar pentru colectarea datelor necesare evaluării modelului sunt necesare încă 30 milioane de dolari.

1.4. Evapotranspirația

Evapotranspirația este un proces complex de transformare a apei în vapori printr-o serie de procese **fizice** (evaporare în cazul fazei lichide și *sublimare* în cazul zăpezii și gheții) și **biologice** (transpirație).

Transformarea apei în vapori se produce **la suprafața terenului, în teren** (la adâncimi reduse) și **în învelișul vegetal** (natural sau cultivat).

În zonele de câmpie cu climat arid cea mai mare parte a apei ajunsă sub formă de precipitații la suprafața solului revine în atmosferă sub formă de vapori. Șansa ca apa din precipitații să ajungă în acvifere este favorizată de panta redusă a suprafeței topografice, permeabilitatea mare a formațiunilor acoperitoare, temperatura redusă a aerului (deasupra celei de îngheț!).

1.4.1. Evaporarea

Evaporarea poate afecta toate formele de apă lichidă:

- **apa meteorică** din atmosferă, reținută de învelișul vegetal și apa căzută pe suprafața terenului;
- **suprafețele de apă liberă** ale Oceanului Planetar, lacurilor și cursurilor de apă;
- **apa subterană** din profilul de sol, din zona vadoasă, din zona capilară și chiar din acviferele freatice situate la mică adâncime.

Procesul de evaporare constă în “desprinderea” moleculelor de la suprafața apei sau din terenul umed sub acțiunea radiației solare și trecerea lor în stare de vapori care revin în atmosferă. În toate cazurile, viteza de evaporare este influențată de: **puterea evaporantă** a atmosferei, **tipul suprafeței evaporante** și **aptitudinea de alimentare** a evaporării.

Puterea evaporantă a atmosferei se referă la starea acesteia în vecinătatea suprafeței evaporante și la capacitatea sa de a provoca evaporarea; ea poate fi măsurată direct pe teren cu ajutorul **evaporimetrelor**, reprezintă grosimea stratului de apă evaporat și se exprimă în **mm/zi**.

Factorii care determină puterea evaporantă sunt: deficitul de saturație al atmosferei, temperatura aerului și a apei, presiunea barometrică, chimismul apei, altitudinea etc. Numai o determinare in situ poate să țină seama, simultan, de toți acești factori.

Suprafețele umede evaporante sunt studiate din punct de vedere al disponibilităților de apă și al aptitudinii lor de a alimenta evaporarea. În acest sens, în cercetarea hidrogeologică este interesantă evaporarea la suprafața unui teren lipsit de vegetație, precum și în condițiile unor stări de umiditate diferite:

- teren (sol) saturat cu apă;
- teren nesaturat;
- acvifer freatic situat la adâncime redusă.

Dacă terenul este saturat cu apă, viteza de evaporare este egală cu cea de la nivelul unei suprafețe libere de apă.

În afară de caracteristicile fizice ale terenurilor din zona vadoasă (porozitate, granulație, grad de saturație), evaporarea la suprafața unui teren lipsit de vegetație depinde și de adâncimea acviferului freatic.

Când **nivelul piezometric** al acviferului freatic se găsește la **adâncime redusă**, evaporarea atinge valori maxime, determinate de puterea evaporantă a atmosferei, deoarece alimentarea suprafeței evaporante se face continuu prin mișcarea capilară ascendentă a apei acviferului. Prin experiențe în teren se poate determina adâncimea de la care evaporarea devine nesemnificativă, aceasta fiind **adâncimea critică** sub care nu se mai depun săruri în profilul de sol.

Când **nivelul piezometric** al acviferului freatic se găsește la **adâncime mare** evaporarea este alimentată numai de apele meteorice infiltrate la adâncimi reduse.

Terenul este saturat numai periodic, după precipitații abundente, iar evaporarea este limitată numai la umiditatea reținută în stratul superficial de sol. Procesul de evaporare depinde și de distribuția gradientului de umiditate precum și de componenta dată de difuzia masei apă-vapori.

Evaporarea în teren încetează atunci când se atinge umiditatea higroscopică este în echilibru cu cea a atmosferei și nu poate fi eliminată prin evaporare.

Evaporarea la suprafața unui acvifer freatic poate fi determinată prin măsurători de regim în foraje. Rata evaporării scade o dată cu creșterea adâncimii nivelului piezometric, respectiv a grosimii zonei vadoase (**Fig.1.11**).

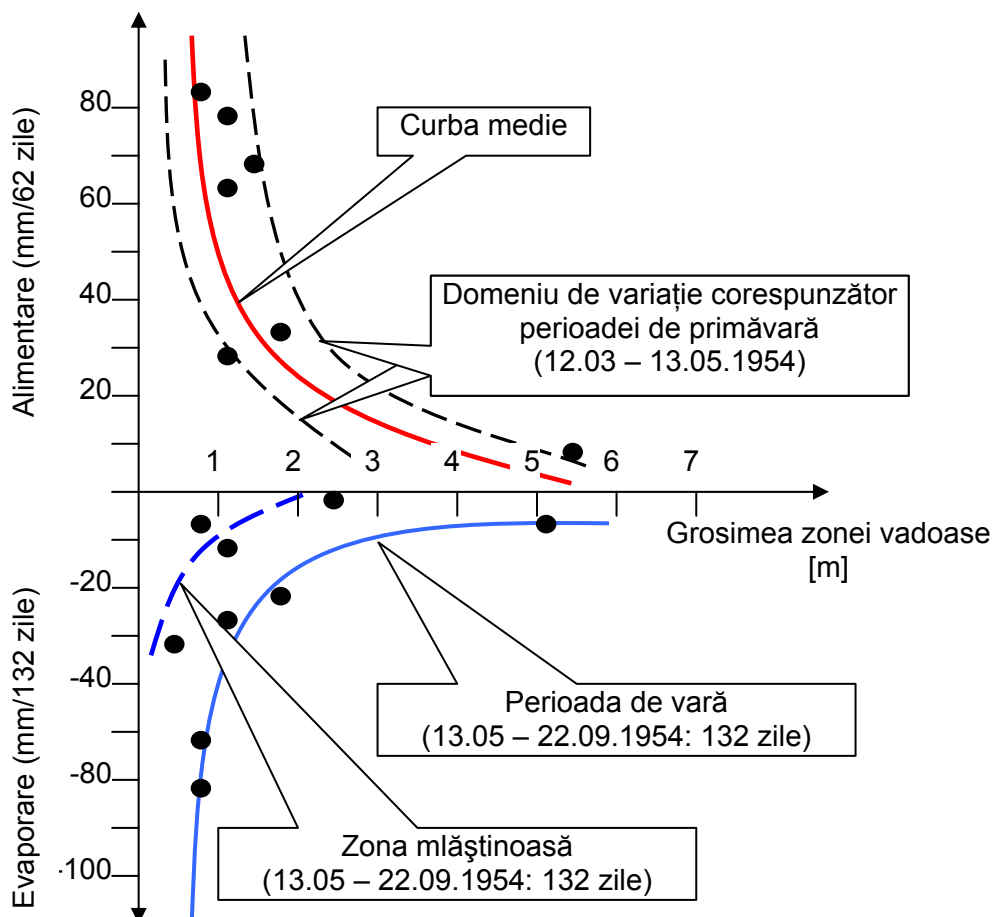


Fig.1.11. Raporturile dintre alimentarea prin infiltrații și descărcarea prin evaporare a unui acvifer freatic în funcție de grosimea zonei vadoase (după Ground-Water Studies, 1972)

Evoluția ratei evaporării pe adâncime și în timp depinde de litologia zonei vadoase și de condițiile climatice. Pentru o perioadă îndelungată de 132 zile se remarcă, la o zonă de aerare de peste 5 m grosime, o descărcare totală a acviferului de 10mm, ceea ce reprezintă o viteză medie de evaporare de 0,08mm/zi. În cazul zonelor mlăștinoase, adâncimea de evaporare a apei freatice nu depășește 4m datorită efectului protector al terenului saturat.

În zonele aride din Rusia s-au efectuat cercetări lizimetrice, stabilindu-se dependența evaporării apelor freatice de: compoziția litologică și grosimea zonei de aerare, tipul învelișului vegetal și adâncimea nivelului apei freatice (Ganiev, 1979). Cercetările au vizat trei tipuri de terenuri (nisipuri, prafuri nisipoase și argile prăfoase) și au condus la următoarele concluzii importante (**Fig.1.12**):

- evaporarea crește proporțional cu reducerea granulației (datorită fenomenului de capilaritate);
- influența litologiei asupra evapotranspirației scade proporțional cu creșterea grosimii zonei de aerare;
- la grosimi reduse ale zonei de aerare (<1,5m) evaporarea apei este intensă și foarte intensă (500-700mm/an) depășind valoarea precipitației anuale.

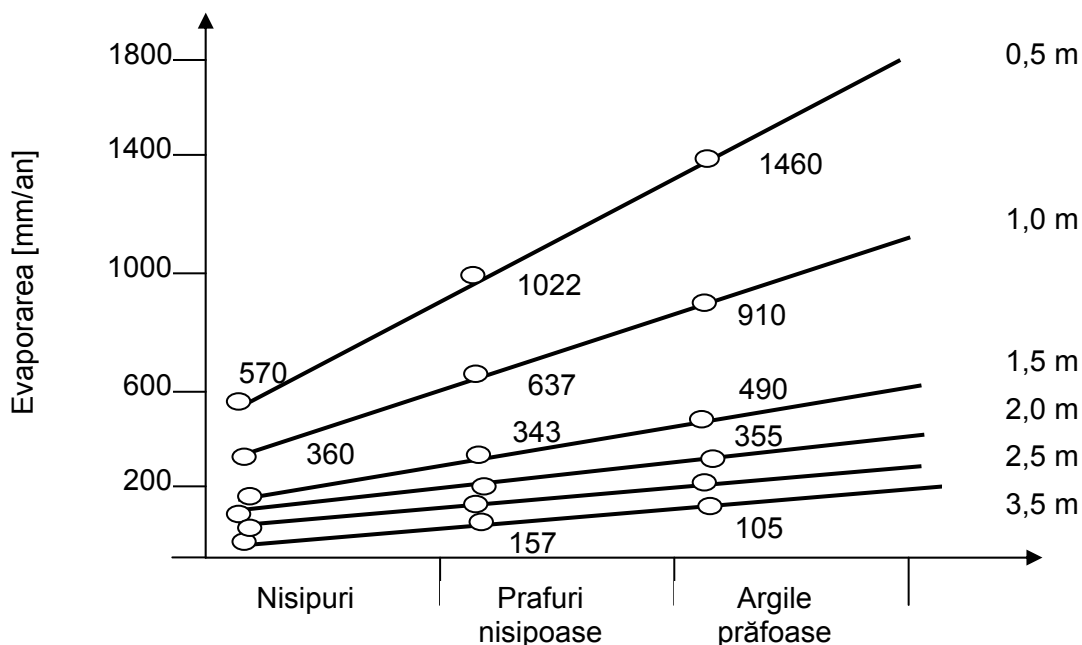


Fig.1.12. Dependența evaporării apelor freatice de compoziția litologică și grosimea zonei de aerare (după Ganiev, K., 1979)

1.4.2. Transpirația

Transpirația este procesul fiziologic de transformare a apei subterane (în principal din profilul de sol) în vapori (prin intermediul vegetației) care revin în atmosferă. Ea este influențată atât de factori **fizici** (puterea evaporantă a atmosferei, factorii meteorologici, umiditatea terenului) cât și de cei **fiziologici** (specia vegetală, vârsta sau stadiul de vegetație, dezvoltarea sistemului radicular și a frunzelor, adâncimea de înrădăcinare).

Plantele, prin rădăcinile lor, pot absorbi apa din sol până la adâncimi de 0,30-1,50m, în cazul culturilor, dar se poate ajunge și până la 10m în cazul arborilor. Cercetările au arătat că sistemele radiculare se pot dezvolta până la limita superioară a zonei capilare generată de acviferul freatic. Unele sisteme radiculare pot atinge o lungime totală de 100m și chiar 1000m, contribuind astfel la o creștere importantă a cantității de apă transpirată.

Cantitativ, efectul transpirației poate fi exprimat în două moduri:

- **coloană de apă (mm) pe un anumit interval de timp**, valoare ce poate fi transformată în debit, corespunzător suprafeței de teren acoperite de vegetație; în climatul temperat, cantitatea de apă „transpirată” variază între 400 și 1200mm/an.
- **coeficientul de transpirație**, definit ca raport între greutatea apei absorbite, tranzitate și evaporate de plantă și greutatea de țesut uscat format (excluzând

rădăcinile!) în perioada respectivă; acest parametru variază între 250 și 1000 la plantele cultivate și 80-1200 pentru arbori.

Valorile foarte ridicate ale celor doi parametri se datorează faptului că plantele rețin mai puțin de 1% din apa absorbită pentru formarea țesuturilor. Vegetația sustrage procesului de infiltrare o cantitate enormă de apă care este redată apoi circuitului general al apei.

Freatofitele prezintă un interes hidrogeologic special prin cantitatea de apă absorbită, fie din zona capilară a acviferului freatic, fie direct din zona saturată. Ele cresc de regulă în regiuni aride și semi-aride, dar pot fi găsite și în regiunile temperate.

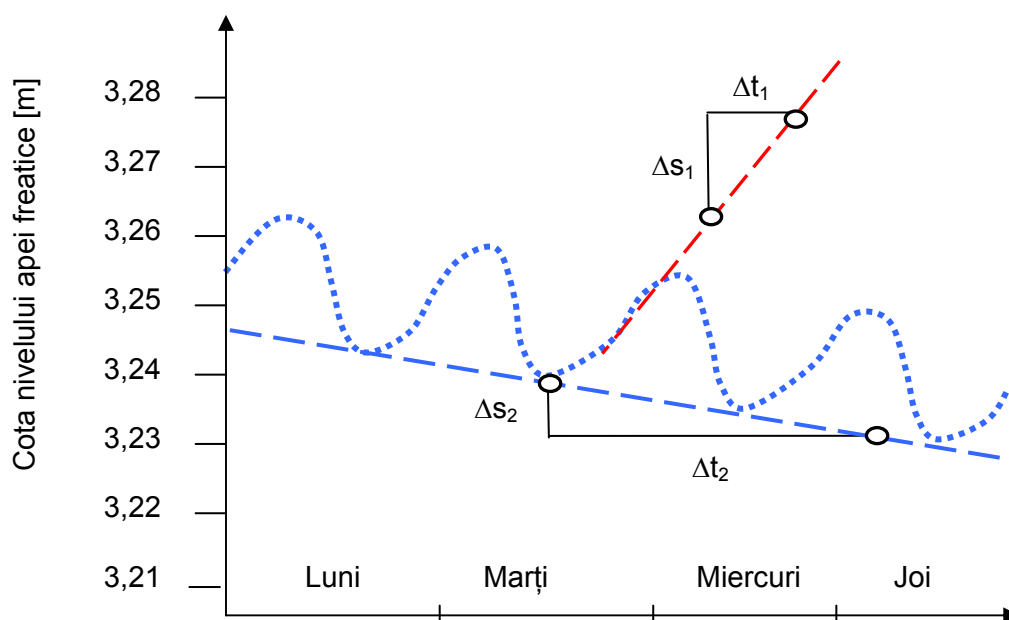
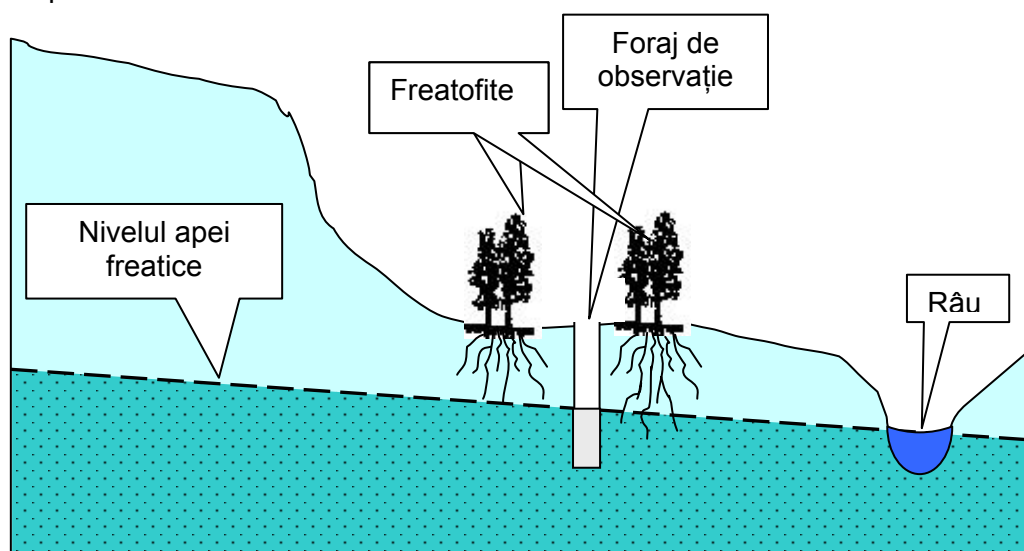


Fig.1.13. Oscilațiile zilnice ale nivelului apei freatice într-un foraj de observație, determinate de transpirația freatofitelor (după Davis, S. și DeWiest, R., 1966)

În partea sudică a Statelor Unite ale Americii freatofitele consumă anual circa 30 miliarde m³ de apă freatică. Aici s-a realizat un experiment de teren (Davis, S. și DeWiest, R., 1966) care a avut ca obiectiv determinarea cantitativă a descărcării unui

acvifer freatic prin fenomenul de transpirație al freatofitelor, plecându-se de la faptul că în timpul nopții fenomenul încetează iar nivelul freatic se restabilește (**Fig.1.13**).

Prin însumarea **vitezei de restabilire** a nivelului freatic (v_1):

$$v_1 = \frac{\Delta s_1}{\Delta t_1} = \frac{15}{10} = 1,5 \text{ mm/ora} \quad (1.12)$$

cu tendința stabilă de reducere a rezervei de apă a acviferului (v_2):

$$v_2 = \frac{\Delta s_2}{\Delta t_2} = \frac{8}{40} = 0,7 \text{ mm/ora} \quad (1.13)$$

se obține **grosimea stratului de apă** (v) consumat prin transpirație:

$$v = v_1 + v_2 = 1,5 + 0,7 = 2,2 \text{ mm/ora} \quad (1.14)$$

1.4.3. Evapotranspirația reală și potențială

Transformarea apei în vapori care revin în atmosferă prin procesul de **evapotranspirație** (evaporare și transpirație) este influențată în mod determinant de cantitatea de apă disponibilă, motiv pentru care au fost definiți doi parametri:

- **evapotranspirația reală** (E_r), care se produce în condițiile umidității naturale;
- **evapotranspirația potențială** (E_p), reprezentând cantitatea de apă susceptibilă de a fi evaporată și transpirată în condițiile unor rezerve de apă suficiente pentru a compensa pierderile maxime.

Considerând **precipitațiile** (X) ca rezervă de apă existentă, în funcție de raporturile dintre X , E_r și E_p , se disting două situații (**Fig.1.14**):

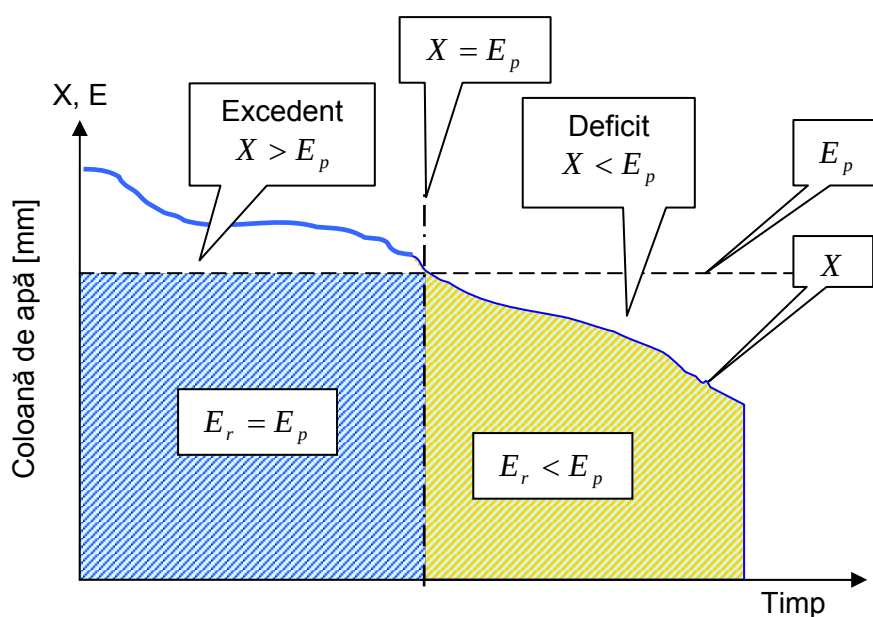


Fig.1.14. Raporturile dintre precipitație (X), evapotranspirație reală (E_r) și evapotranspirație potențială (E_p)

- $X > E_p$ și în consecință $E_r = E_p$ (excedent de umiditate);
- $X < E_p$ și în consecință $E_r < E_p$ (deficit de umiditate).

Delimitarea în timp a perioadelor cu **deficit** și **excedent** de umiditate este foarte importantă deoarece în cazul deficitului se produce o epuizare a rezervei de umiditate din zona de aerare (care poate fi urmată de o **descărcare prin evaporare a apelor freatice**). Dacă precipitațiile cresc ($X > E_p$) are loc refacerea rezervei de umiditate din zona de aerare urmată de **alimentarea acviferelor**.

În cadrul metodelor directe de determinare a evapotranspirației reale, un loc important îl ocupă **lizimetrele**. Prin determinări succesive în timp ale profilului de umiditate și poziției nivelului freatic se poate calcula, prin metoda bilanțului, volumul de apă transformat în vapori prin evapotranspirație.

Evapotranspirația reală (E_r) și **potențială** (E_p) pot fi evaluate și cu ajutorul **formulelor empirice**. Aceste formule necesită numai date climatice, care se găsesc cu ușurință în anuarele meteorologice, dar caracterul lor empiric și gradul de simplificare a fenomenului pot introduce erori semnificative.

Evapotranspirația reală anuală (E_{ra}) poate fi evaluată cu formula Turc (Castany, G., 1972), în funcție de temperatură și precipitații:

$$E_{ra} = \frac{X}{\sqrt{0,9 + \frac{X^2}{L^2}}} \text{ [mm/an]} \quad (1.15)$$

în care

$$L = 300 + 25 \cdot T_m + 0,05 \cdot T_m^2$$

X - precipitația anuală [mm];

T_m - temperatura medie anuală a atmosferei care se calculează ca o medie ponderată cu precipitațiile lunare (X_i ; $i=1, \dots, 12$):

$$T_m = \frac{X_1 \cdot T_1 + X_2 \cdot T_2 + \dots + X_{12} \cdot T_{12}}{X_1 + X_2 + \dots + X_{12}} \quad (1.16)$$

Pentru estimarea **evapotranspirației potențiale lunare** (E_{pl}) s-au propus formule empirice care iau în considerare numai deficitul de saturație cu vapori de apă din aer (d ; ec.: 1.20). Astfel, formula Ivanov, care poate da erori de 10 % are forma:

$$E_{pl} = 18,4 \cdot d \text{ [mm/lună]} \quad (1.17)$$

în care

d - valoarea medie lunară a deficitului de saturație exprimat în mm.

Tabelul 1.7. Perioadele și valorile precipitațiilor eficace la stația Târgoviște.

Anul	Luna	P_{ef} [mm]	P_{ef}/P [%]
1954	I-IV	198	51
	X-XII	166	
		364	
1955	I-IV	227	32
	X-XII	9	
		236	
1956	I-IV	289	57
	X-XII	104	
		393	

Cu formula Ivanov s-a calculat **evapotranspirația potențială lunară** pentru stația Târgoviște în perioada 1954-1956. Prin suprapunerea curbei medii (calculată cu ajutorul mediilor mobile) a evapotranspirației potențiale cu cea a precipitațiilor (**Fig.1.15**) au rezultat perioadele și valorile **precipitațiilor eficace** la stația Târgoviște (**Tabelul 1.7**).

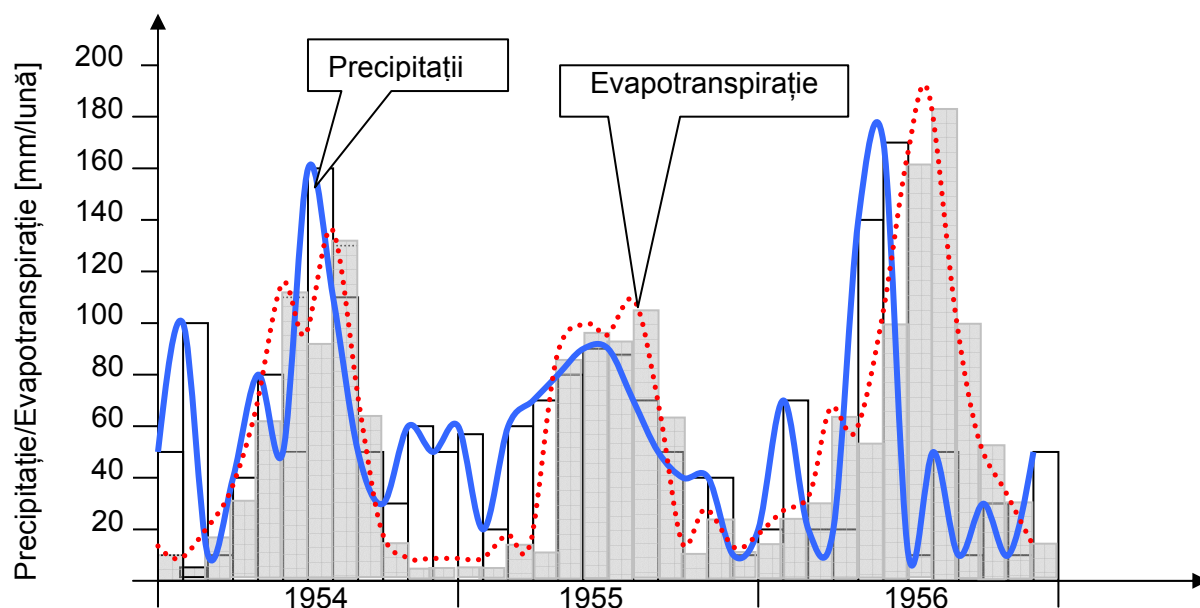


Fig.1.15. Curba medie a precipitațiilor (—) și a evapotranspirației (.....) potențiale lunare la stația Târgoviște.

1.5. Umiditatea aerului

Cantitatea de vapori de apă din aerul atmosferic este rezultatul fenomenului de evaporare a apei prin procese fizice și biologice. **Umiditatea** aerului atmosferic este variabilă în timp și spațiu și contribuie semnificativ la alimentarea apelor subterane prin infiltrare. Fenomenul nu trebuie limitat numai la **atmosfera terestră** ci trebuie extins și la **atmosfera subterană**, respectiv la conținutul în vapori de apă din **zona de aerare**.

Umiditatea aerului se exprimă în diferite forme:

- **umiditatea absolută** (U_a), care reprezintă cantitatea de vapori de apă existentă la un moment dat în atmosferă și se măsoară cu ajutorul **psihrometrelor**, aparate care au două termometre cu mercur identice, unul umed (învelit cu un tifon saturat cu apă) și celălalt uscat:

$$U_a = U_s - c(t_1 - t_2)p_a \quad (1.18)$$

în care

U_s - umiditatea de saturație;

c - coeficient;

t_1 - temperatura în grade Celsius a termometrului uscat;

t_2 - temperatura în grade Celsius a termometrului umed;

p_a - presiunea atmosferică.

- **umiditatea de saturație** (U_s), care reprezintă cantitatea maximă de vapori de apă ce poate fi reținută de atmosferă la o temperatură dată; această noțiune este legată de **punctul de rouă** (de condensare), care desemnează temperatura la care aerul este complet saturat și sub care se produce în mod normal condensarea (**Tabelul 1.8** și **Fig.1.16**);

Tabelul 1.8 Valorile umidității de saturație și temperatura punctului de rouă.

Temperatura de rouă[°C]	0	5	10	15	20	25	30
U_s [g/cm ³]	4,80	5,36	9,40	12,70	17,50	22,80	30,80
U_s [mmcolH ₂ O]	4,56	6,60	9,52	13,20	16,90	22,30	31,40
U_s [mb]	6,17	8,96	12,60	20,60	22,80	30,20	42,50

- **umiditatea relativă** (U_r), este exprimată prin raportul :

$$U_r = \frac{U_a}{U_s} \cdot 100 \text{ [%]} \quad (1.19)$$

și se măsoară cu ajutorul **higrometrelor** sau **higrografelor**, prevăzute cu fire de păr a căror lungime variază cu umiditatea;

- **deficitul de umiditate** (d)

$$d = U_s - U_a \quad (1.20)$$

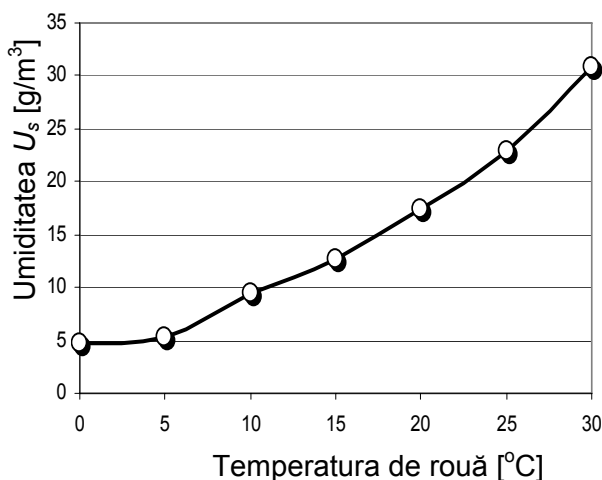


Fig.1.16. Corelația între valorile umidității de saturație și temperatura punctului de rouă.

- **masă a vaporilor de apă** conținuți într-un m³ de aer, adică: **g/m³**;
- **tensiune a vaporilor de apă**, care reprezintă fracțiunea din presiunea atmosferică datorată exclusiv vaporilor de apă, adică **mm.col.Hg**.

Umiditatea absolută a aerului are o mare variabilitate pe verticală, reducându-se la jumătate la o înălțime de 1,5- 2 km și la un sfert la o înălțime de 3-4 km, iar în timpul verii, **umiditatea relativă** are valori mici în vecinătatea solului și crește proporțional cu înălțimea până la 2 – 3 km.

1.6. Date climatice ale teritoriului României

România are un climat **temperat-continental de tranziție** care este situat între clima temperat-oceanică a Europei de vest și cea pronunțat continentală, cu evidente tente de ariditate, a stepelor rusești.

Clima României poartă amprenta unui caracter continental de tip central-european, în spațiul său interferându-se cele două mari componente ale climei temperate: cea oceanică și cea strict continentală. **Poziția geografică** și prezența **lanțului muntos carpatic** având o dublă flexură (în zona Maramureșului și în zona Vrancei) și o bună continuitate cu cel balcanic imprimă climei din România trei **caracteristici specifice**:

- diferență medie de 2°C între temperatura din lunca Dunării și cea din nordul extrem al Moldovei, determinată de reducerea intensității radiației solare dinspre nord spre sud proporțional cu reducerea unghiului de incidență a razelor solare cu suprafața geoidului;

- etajarea climatică pe trepte de relief, pornind de la climatul de câmpie, de podiș și deal, ajungând până la cel al munților foarte înalți, într-o dispunere spațială cvasi-concentrică în raport cu arcul central carpatic;
- diferențe climatice semnificative între teritoriile situate de o parte și de alta a lanțului muntos carpatic datorate rolului de baraj pe care acesta îl joacă pentru masele de aer în mișcare, indiferent de direcția din care vin.

1.6.1. Tipurile de climă

Particularitățile geomorfologice conduc la diferențierea climatului României pe zone geografice:

- climatul temperat-continental de tranziție cu nuanțe **oceanice** în câmpia și dealurile situate la nord de râul Bega, în Munții Apuseni și depresiunea colinară a Transilvaniei;
- climatul temperat-continental de tranziție cu influențe **sub-mediterraneene** în câmpia și dealurile vestice situate la sud de râul Bega, în Munții Banatului, în Podișul Mehedinți și parțial în Câmpia Olteniei;
- climatul temperat-continental de tranziție cu influențe **baltice** în Podișul Suceava și versantul estic al grupei de nord a munților Carpați Orientali;
- climatul temperat-continental de tranziție cu nuanțe de **ariditate** în Câmpia Jijiei, în Podișul Bârladului, în Bărgan și în Dobrogea continentală (cu excepția litoralului);
- climatul temperat-continental de tranziție cu influențe evidente ale **interferenței circulației atmosferice** cuprinde o arie central-sudică a României, pornind din Subcarpați și Podișul Getic până în câmpia și lunca Dunării, arie delimitată la est de râul Mostiștea și la vest de râul Jiu;
- climatul temperat-continental de tranziție cu influențe **pontice**, numit și climatul litoral, este prezent în zona litorală a Mării Negre, cu o lățime cuprinsă între minimum 15 km și maximum 30 km, precum și în Delta Dunării.

Principalele caracteristici prin care se diferențiază tipurile de climat din România sunt **temperatura** și **precipitațiile**.

1.6.2. Temperatura

Temperatura medie multianuală în România este de 11°C în lunca Dunării și de 8,5°C în Podișul Moldovei.

În planul treptelor de relief, temperatura este distribuită astfel:

- între 9°C și 11°C la câmpie;
- între 8°C și 10°C în podișurile și dealurile joase;
- între 6°C și 8°C în dealurile înalte și munții joși;
- între 0°C și 6°C în munții cu înălțimi medii;
- între -2°C și 0°C în munții înalți, la altitudini mai mari de 2000m.

Din distribuția spațială a temperaturii medii multianuale rezultă o **temperatură medie multianuală** pentru întregul teritoriu al României de **8°C**. Amplitudinea anuală a temperaturilor depășește 20°C.

1.6.3. Precipitațiile

În România, precipitațiile cresc valoric dinspre câmpie spre munte și descresc, în plan orizontal, de la vest la est.

Reducerea rezervei de umiditate, transportată de masele de aer aduse din vestul continentului, este determinată de cedarea unei mari cantități, sub formă de precipitații, datorită efectului munților Carpați, în zona Banatului. Aici se înregistrează o **precipitație medie multianuală de 630 mm** în timp ce pe litoral (în dreptul localității Sulina) aceasta este sub **360 mm**.

Pe trepte de relief, cantitățile medii multianuale de precipitații se dispun astfel:

- sub 400 mm anual în Delta Dunării, pe litoralul Mării Negre și în sudul extrem al Dobrogei continentale;
- între 400 și 500 mm anual în restul Dobrogei, în Bărăgan, în sudul Podișului Moldovei și al Câmpiei Olteniei și în Câmpia Jijiei;
- între 500 și 700 mm anual în centrul și estul Câmpiei Române, în Câmpia de Vest, în depresiunea colinară a Transilvaniei și în centrul și nordul Podișului Moldovei;
- valori de 700-1000 mm se înregistrează în Subcarpați, zonele joase ale munților Carpați Occidentali precum și în munții Carpați Orientali de altitudine mijlocie;
- între 1000 și 1200 mm anual în masivele muntoase carpatice cu altitudini cuprinse între 1000 și 2000m, exceptând munții Carpați Occidentali unde înălțimea de referință se oprește la 1600m;
- valori mai mari de 1200 mm anual (ajungându-se în unii ani la 1400mm în masivele Retezat, Făgăraș și Rodna) se înregistrează în toate masivele muntoase mai înalte de 2000 m din munții Carpați Meridionali și de 1600m din munții Carpați Occidentali.

Din analiza distribuției spațiale a precipitațiilor rezultă o creștere a gradului de continentalitate de la vest spre est. În regiunile colinare și muntoase, această zonalitate în plan orizontal este modificată de zonarea verticală care are o mare influență în formarea zonelor de umiditate pe teritoriul României.

Cantitatea **medie multianuală de precipitații** la nivelul întregii țări a fost evaluată la **638 mm anual**, ceea ce reflectă o continentalitate ridicată și o umiditate relativ redusă.

Pe baza regimului **termic** și a regimului **pluviometric** se evaluează alimentarea prin **infiltrare** a apelor subterane, infiltrare cuantificată prin intermediul **modulului de infiltrare atmosferică** (w_a).

Modulul de infiltrare atmosferică (w_a) reprezintă cantitatea de apă infiltrată pe unitatea de suprafață și în unitatea de timp, iar valoarea lui se exprimă în **mm/an**.

Pentru condiții hidrogeologice favorabile formării acviferelor (adică formațiuni acoperitoare nisipoase - argiloase), infiltrarea totală poate fi de 15% până la 20% din precipitație. În cazul valorilor extreme ale precipitațiilor din România, rezultă că:

- pentru $X_{\min} = 360 \text{ mm/an}$, $w = 0,20 \times 360 = 72 \text{ mm/an}$;
- pentru $X_{\max} = 1200 \text{ mm/an}$, $w = 0,20 \times 1200 = 240 \text{ mm/an}$.

Raportul de 3,3 dintre valorile extreme ale infiltrației evidențiază, la scara unei compensări anuale în condiții hidrogeologice favorabile, **alimentarea semnificativă prin infiltrare a apelor subterane din România**, dar și o variație importantă a acestui proces, în funcție de repartiția precipitațiilor.

1.7. Ciclul și componentele scurgerii

Ciclul scurgerii la scara unui bazin de recepție este repartiția dinamică continuă a **precipitațiilor** între diferitele componente ale **scurgerii**, din momentul

căderii lor la suprafața terenului până când apa respectivă a ajuns în **rețeaua hidrografică** sau în **atmosferă**, ca o consecință a **evaporării**, **transpirației** sau **infiltrației**.

Proporțiile în care se face distribuția precipitațiilor între componentele scurgerii depind de:

- durata, intensitatea și cantitatea precipitațiilor;
- particularitățile morfologice ale bazinului hidrografic;
- acoperirea vegetală a bazinului hidrografic;
- litologia formațiunilor acoperitoare;
- temperatura aerului, nebulozitatea atmosferei, viteza vântului etc.

Cu excepția precipitațiilor interceptate **direct** de oglinda apelor de suprafață (râuri, lacuri, mări, oceane), apele provenind din precipitații ajung în rețeaua hidrografică pe trei căi distincte:

- **scurgere de suprafață**;
- **scurgere hipodermică**;
- **scurgere subterană**.

Scurgerea de suprafață se datorează deplasării gravitaționale, pe suprafața topografică, a acelei părți din apele meteorice care n-a fost supusă **infiltrării**, **evapotranspirației** sau **retenției superficiale** a bazinului hidrografic.

Factorii care determină cantitativ scurgerea de suprafață sunt caracteristicile precipitațiilor, ale solului și ale formațiunilor geologice care aflăsează.

Solul intervine prin morfologie, natură litologică, înveliș vegetal și grad de umiditate. O precipitație scurtă și cu intensitate moderată pe un teren foarte permeabil și cu un grad de umiditate foarte redus va da naștere unei scurgeri de suprafață nesemnificative, în timp ce în condițiile unui teren impermeabil sau saturat de averse anterioare, aceeași precipitație va genera o scurgere de suprafață cu un debit relativ important.

În cadrul **scurgerii de suprafață** trebuie să se distingă **scurgerea pe versanți** (fenomenul de **șiroire**), care se referă la deplasarea apelor imediat după precipitație fără a urma un traseu bine individualizat, și **scurgerea în albiile elementare**.

Scurgerea directă de pe versanți (șiroirea) reprezintă afluxul dirijat pe drumul cel mai scurt (L_v , paralelă cu linia de cea mai mare pantă) către ramificațiile rețelei hidrografice. Lungimea minimă necesară pentru formarea acesteia este $L_v = 22 \div 28m$ (Izzard, 1946; I.Vladimirescu, 1978).

Scurgerea hipodermică reprezintă o parte, de regulă redusă, a apelor infiltrate care circulă cvasi-orizantal în zona de aerare. Mărimea debitului scurgerii hipodermice depinde de structura litologică a zonei de aerare care poate prezenta la adâncimi reduse niveluri impermeabile sau o succesiune orizontală de lentile impermeabile. Această scurgere este în detrimentul

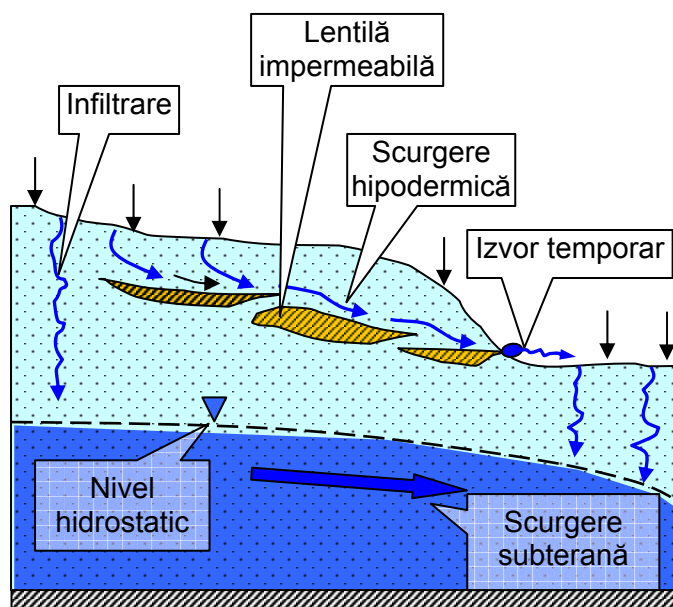


Fig.1.17. Formarea scurgerii hipodermice

alimentării acviferelor, dând naștere, în perioadele ploioase, la mici izvoare temporare care apar în micro-depresiunile reliefului (**Fig.1.17**).

Scurgerea subterană apare atunci când zona de aerare are o umiditate suficientă pentru a permite unei părți din apa infiltrată să alimenteze acviferele freatice. Valoarea acestui aport depinde de structura litologică, de permeabilitatea și gradul de saturare al zonei de aerare, precum și de intensitatea precipitației.

Precipitațiile slabe, practic, nu au nici o influență asupra acviferelor care sunt alimentate numai de precipitațiile cu durată mare și intensitate moderată. Datorită vitezelor de curgere reduse în cadrul acviferelor, durata scurgerii subterane (timpul de la infiltrarea în acvifer până la atingerea cursului de apă drenant) este cea mai mare în raport cu celelalte componente ale scurgerii totale (excluzând regiunile carstice). Se apreciază că pentru un bazin de dimensiuni și caracteristici medii, durata scurgerii subterane este mai mare de o lună. Datorită acestei situații, aportul apelor subterane la debitul total al unui curs de apă este totdeauna gradat și nu intervine decât cu o foarte mică fracțiune la debitele maxime. Aportul subteran poate furniza totalitatea debitului cursului de apă în intervalul de timp care separă două episoade ploioase consecutive.

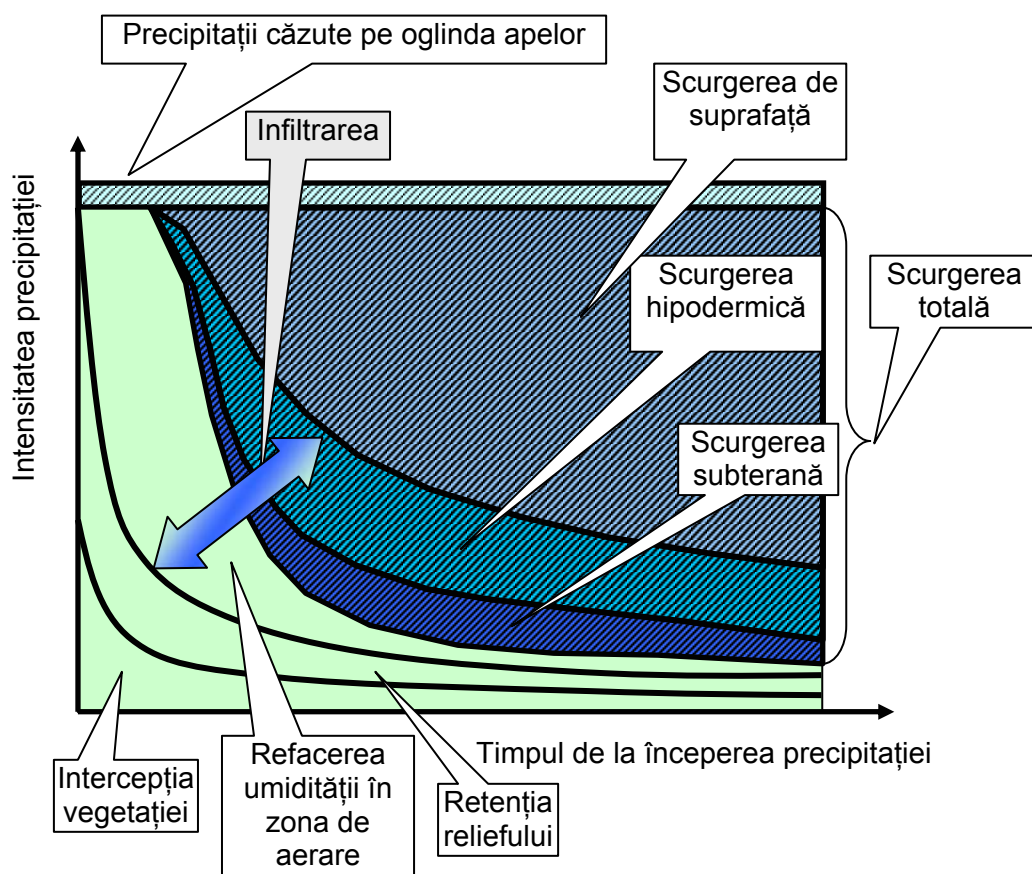


Fig.1.18. Repartiția schematică a apelor meteorice în cazul unei precipitații de intensitate constantă (după Linsley)

În afară de cele patru componente care formează **scurgerea totală**, o precipitație mai generează și trei tipuri de acumulări de apă în bazinul hidrografic (**Fig.1.18**) și anume:

- **refacerea umidității din zona de aerare**, atunci când precipitația urmează după o perioadă secetoasă;
- **retenția reliefului**, în cazul existenței unor depresiuni morfologice;
- **intercepția învelișului vegetal**, în cazul existenței acestuia.

Scurgerea hipodermică, cea subterană și refacerea umidității constituie **infiltrarea** (totală), iar retenția reliefului și interceptia vegetației formează **retenția superficială** a bazinului hidrografic, care în cea mai mare parte este transformată în vapori prin evapotranspirație.

Din evoluția în timp a componentelor unei precipitații uniforme (**Fig.1.18**) se mai poate remarca faptul că la o intensitate mare și durată mică a precipitației, scurgerea subterană este practic nulă, în timp ce o intensitate moderată și durată mare a precipitației conduce la o scurgere subterană importantă.

Un ciclu complet al scurgerii trebuie studiat în toate fazele sale (faza premergătoare precipitației, începutul precipitației, faza de maxim al precipitației și faza de încetare a precipitației), deoarece în fiecare fază componentele scurgerii au o altă valoare.

1.8. Bazinul de recepție

Evaluarea resurselor de apă, **regenerabile pe cale naturală**, este legată de noțiunea de **domeniu hidrologic**. Din acest punct de vedere se pot deosebi două domenii hidrologice principale, **bazinul hidrografic** și **bazinul hidrogeologic**, care reunite formează **bazinul de recepție** al unui curs de apă.

1.8.1. Bazinul hidrografic

Bazinul hidrografic reprezintă domeniul de suprafață de pe care toată scurgerea de suprafață este colectată de un singur curs de apă. Este delimitat de **linia de cumpănă a apelor de suprafață** care reprezintă linia celor mai înalte cote din bazinul hidrografic. De o parte și de alta a liniei de cumpănă a apelor de suprafață apele se scurg în sensuri opuse (**Fig.1.19**).

Delimitarea bazinului hidrografic se face cu ușurință prin trasarea **liniilor de cumpănă a apelor de suprafață** pe baza hărților topografice. Forma liniilor de cumpănă se modifică în timp datorită proceselor geomorfologice.

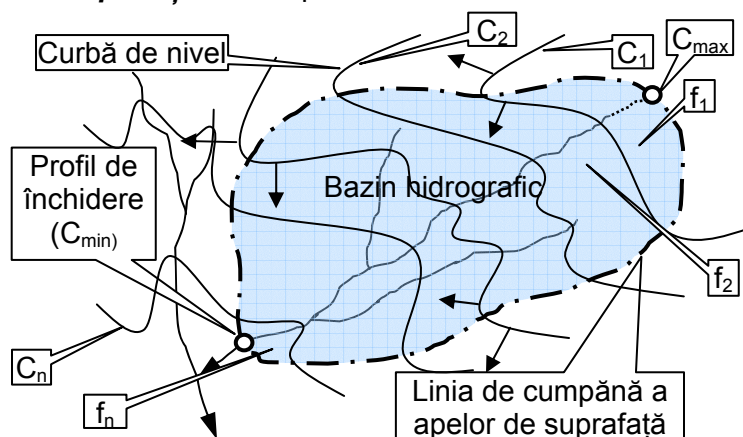


Fig.1.19. Delimitarea bazinului hidrografic pe hartă.

Elementele necesare caracterizării unui bazin hidrografic și evaluării resurselor de apă regenerabile pe cale naturală sunt:

- suprafața bazinului hidrografic;
- forma geometrică a bazinului hidrografic;
- curba hipsometrică și altitudinea medie a bazinului hidrografic;
- panta medie a bazinului hidrografic;
- învelișul vegetal al bazinului hidrografic;
- formațiunile geologice din bazinul hidrografic.

1.8.1.1. Suprafața bazinului hidrografic

Suprafața bazinului hidrografic se exprimă în km^2 sau **ha** și este asociată obligatoriu cu denumirea cursului de apă sau poziția **secțiunii de închidere** a liniei de cumpănă a apelor de suprafață (exemplu: suprafața bazinului hidrografic al Dunării la Sulina este de 817000 km^2).

Suprafața bazinului hidrografic se evaluează prin planimetrare și crește pe măsură ce secțiunile de închidere se plasează către avalul cursului de apă. În Atlasul Apelor de Suprafață, suprafețele bazinelor hidrografice sunt calculate pentru cursurile de suprafață, până la ordinul șase, la confluența cu cursurile de ordin superior.

1.8.1.2. Forma bazinului hidrografic

Formele geometrice variate ale bazinelor hidrografice pot fi înscrise cu anumite aproximări în forme geometrice regulate (cerc, elipsă) sau cuantificate prin:

- **lățimea medie a bazinului hidrografic** (B):

$$B = \frac{F}{\lambda} \quad (1.21)$$

în care

F - suprafața bazinului hidrografic;

λ - lungimea pe axul median;

- **coeficientul de formă a bazinului hidrografic** (β) care exprimă abaterea de la forma circulară:

$$\beta = 4 \cdot \pi \cdot \frac{F}{L^2} \quad (1.22)$$

în care

L - lungimea totală a liniei de cumpănă a apelor de suprafață care delimitează bazinul hidrografic.

1.8.1.3. Curba hipsometrică și altitudinea medie a bazinului hidrografic

Curba hipsometrică exprimă repartitia cotelor suprafeței bazinului hidrografic (**Fig.1.20**) și permite evaluarea rapidă a **cotei medii** a bazinului hidrografic și a **suprafețelor** aflate deasupra sau sub anumite cote.

Ordonatele curbei hipsometrice reprezintă **cotele curbelor de nivel** ($C_1, C_2, \dots, C_n$; **Fig.1.19**) iar abscisele **suprafețele cumulate** ale bazinului hidrografic determinate de două curbe de nivel succesive ($f_1, f_2, \dots, f_n$; **Fig.1.19**).

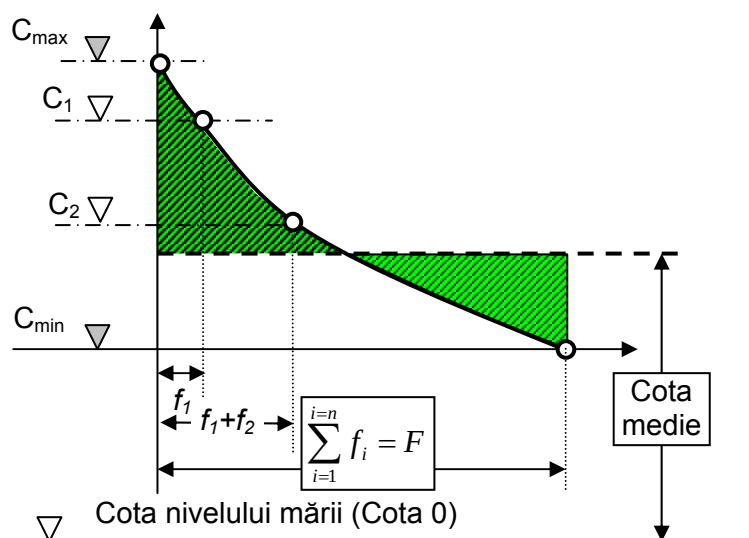


Fig.1.20. Curba hipsometrică a bazinului hidrografic

Cota medie a bazinului hidrografic se calculează prin echivalarea ariei determinate de curba hipsometrică, cu aria unui dreptunghi având baza egală cu suprafața totală a bazinului hidrografic. **Suprafețele** aflate deasupra anumitor cote se citesc direct pe curba hipsometrică (**Fig.1.20**).

1.8.1.4. Panta medie a bazinului hidrografic

Panta medie a bazinului hidrografic ($\bar{i}$) se estimează pe baza pantei dintre fiecare două curbe de nivel consecutive (i_i):

$$\bar{i} = \frac{\sum_{k=1}^{k=n} i_k \cdot f_k}{F} = \frac{\sum_{k=1}^{k=n} \frac{C_k - C_{k-1}}{b_k} \cdot f_k}{F} \quad (1.23)$$

în care

C_k - cota curbei de nivel k ;

b_k - lățimea medie dintre curbele de nivel C_k și C_{k-1} ;

f_k - suprafața bazinului hidrografic dintre curbele de nivel C_k și C_{k-1} ;

F - suprafața totală a bazinului hidrografic.

1.8.1.5. Învelișul vegetal al bazinului hidrografic

Învelișul vegetal al bazinului hidrografic reprezentat de păduri, livezi, culturi cerealiere și pășuni intervine cu o pondere importantă în reglarea scurgerii de suprafață prin:

- reținerea parțială a apei din precipitații;
- frânarea mișcării apelor din precipitații;
- atenuarea scurgerilor torențiale provenite din ploi și topirea zăpezilor (în special pădurile cu existență multianuală);
- reducerea efectului de eroziune produs de scurgerea de suprafață prin fixarea solului cu sistemul radicular.

Gradul de împădurire (α_p) al bazinului hidrografic se exprimă prin raportul dintre suprafața împădurită (F_p) și suprafața totală a bazinului hidrografic (F):

$$\alpha_p = \frac{F_p}{F} \quad (1.24)$$

1.8.1.6. Formațiunile geologice din bazinul hidrografic

Formațiunile geologice care află în bazinul hidrografic condiționează infiltrarea precipitațiilor și reducerea scurgerii de suprafață. Într-o estimare globală se poate aprecia că pentru:

- zonele muntoase cu roci cristaline fără păduri, infiltrația este neglijabilă;
- zonele carstice, infiltrația reprezintă 30-80% din cantitatea de apă de suprafață;
- zonele cu nisipuri și pietrișuri, infiltrația reprezintă 40-70% din cantitatea de apă superficială;

- zonele cu marne și argile, infiltrația reprezintă 10-20% din cantitatea de apă superficială.

1.8.2. Bazinul hidrogeologic

Bazinul hidrogeologic reprezintă domeniul acvifer (subteran), simplu sau complex, în care apele subterane curg către același element de drenaj de suprafață, care poate fi un curs de apă sau o linie de izvoare.

În plan orizontal bazinul hidrogeologic este delimitat de **linia de cumpănă a apelor subterane** care reprezintă secțiunea verticală cu cote maxime ale nivelului piezometric. De la secțiunea de cumpănă, apele subterane curg divergent.

Delimitarea unui bazin hidrogeologic cu ajutorul liniei de cumpănă a apelor subterane este o lucrare dificilă și costisitoare, ea bazându-se, în principal, pe execuția unei rețele de piezometre în care se determină **cota nivelului piezometric**.

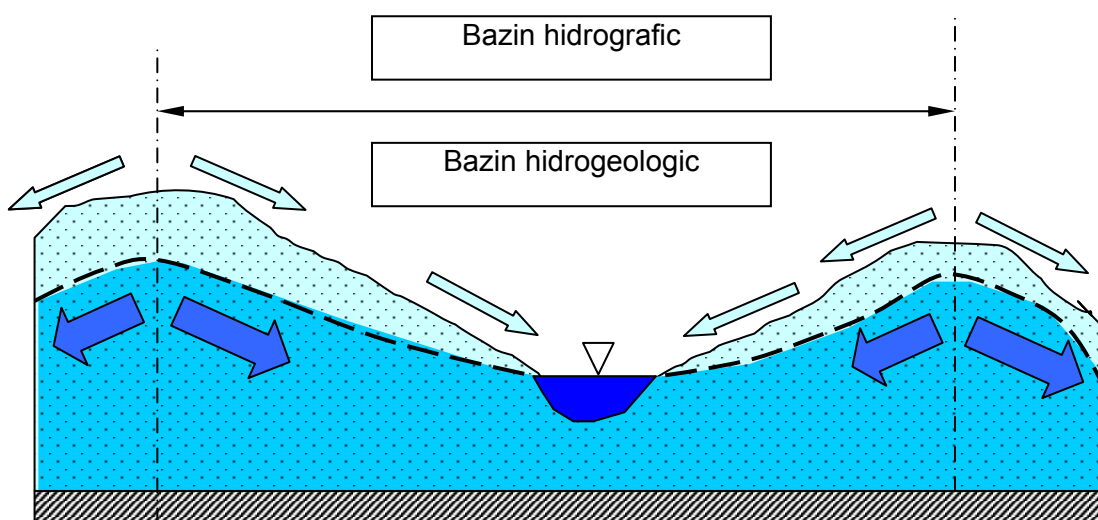
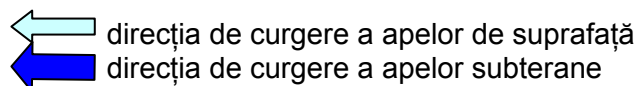


Fig.1.21. Raportul dintre bazinul hidrografic și bazinul hidrogeologic în cazul unui acvifer freatic



Foarte rar se întâmplă ca bazinul **hidrografic** și cel **hidrogeologic** să aibă aceeași extindere în plan orizontal:

- în cazul acviferelor freatice acumulate în structuri geologice simple (culcuș impermeabil orizontal) constituite din depozite permeabile omogene, bazinul hidrografic poate coincide cu cel hidrogeologic (**Fig.1.21**);
- morfologia formațiunilor impermeabile din culcușul acviferelor freatice poate determina o extindere mai redusă a bazinului hidrogeologic în raport cu cel hidrografic (bazinul hidrogeologic coincide cu extinderea teraselor aluviale și luncii în secțiunea din **Fig.1.22**);
- când cursul de apă se găsește în zona axială a unui sinclinal, bazinul hidrogeologic este mai mare ca cel hidrografic (**Fig.1.23**). De notat că acviferul inferior aparține unui bazin hidrogeologic învecinat, partea de apă infiltrată în acest acvifer (și care constituie o pierdere pentru bazinul de recepție respectiv) reprezintă o componentă separată a bilanțului și anume **infiltrarea profundă**.

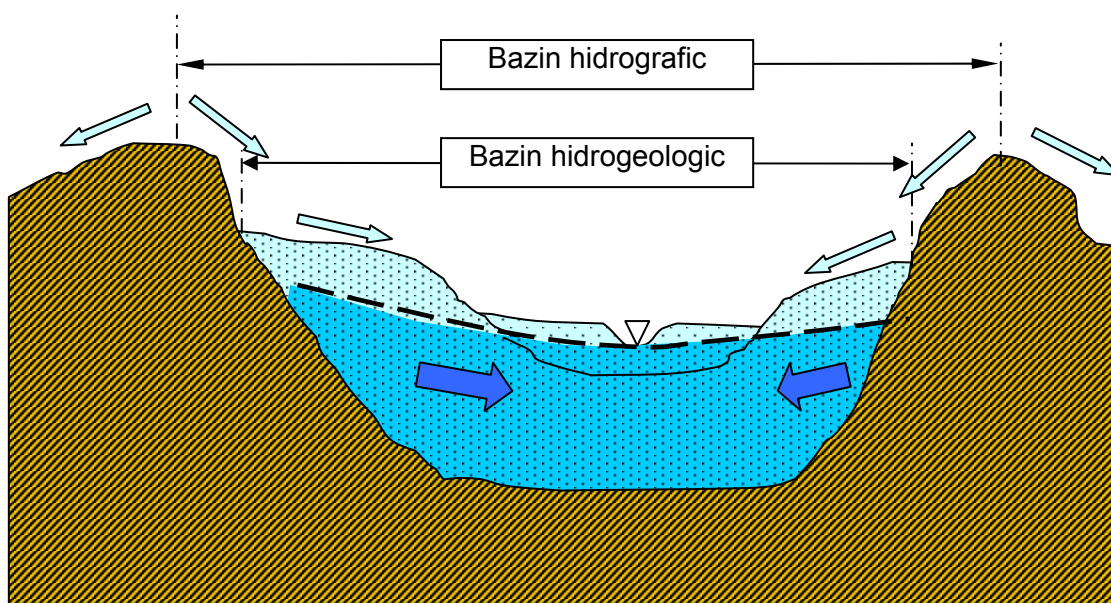


Fig.1.22. Raportul dintre bazinul hidrografic și bazinul hidrogeologic în cazul unei hidrostructuri din lunca unui râu

← direcția de curgere a apelor de suprafață
 ← direcția de curgere a apelor subterane

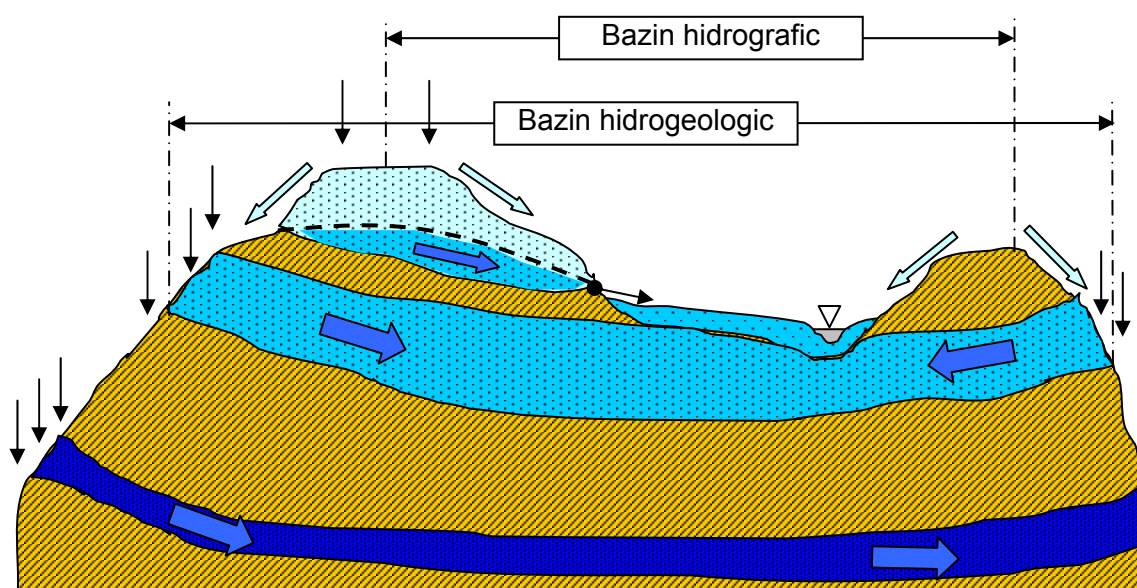


Fig.1.23. Raportul dintre bazinul hidrografic și bazinul hidrogeologic în cazul unei structuri sinclinale

← direcția de curgere a apelor de suprafață
 ← direcția de curgere a apelor subterane

- când cursul de apă se află în zona axială a unui anticlinal (**Fig.1.24**), bazinul hidrogeologic respectiv are o extindere redusă; prezența formațiunilor deluviale permeabile constituie un factor favorabil în acest sens.

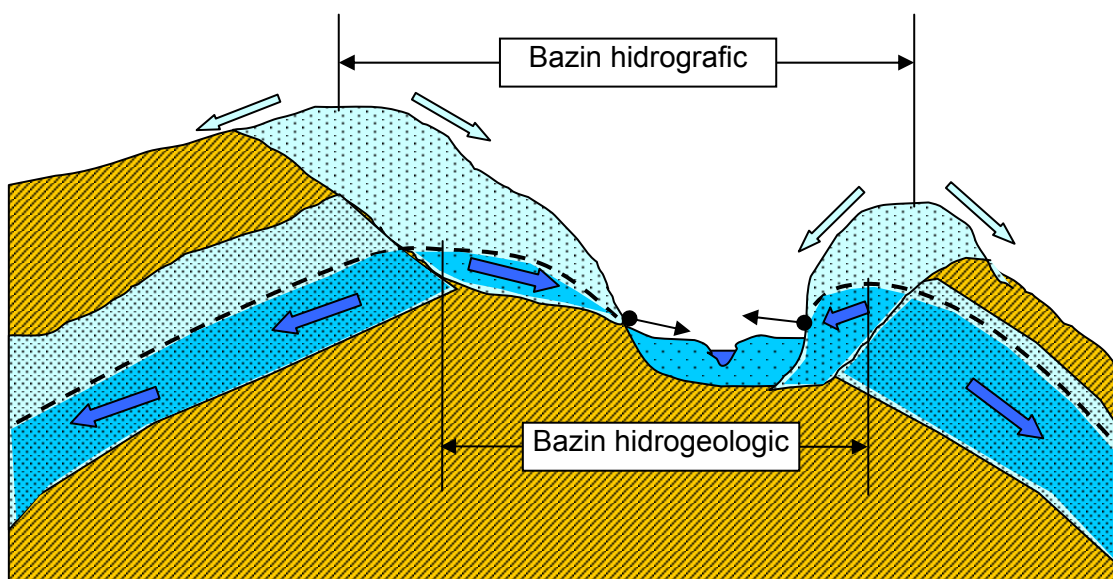


Fig.1.24. Raportul dintre bazinul hidrografic și bazinul hidrogeologic în cazul unei structuri anticlinale

- ← direcția de curgere a apelor de suprafață
 ← direcția de curgere a apelor subterane

În cadrul studiilor hidrologice, hidrogeologice și de bilanț este necesar să se țină seama de raporturile dintre cele două bazine. Chiar dacă nu există posibilitatea unor cercetări hidrogeologice corespunzătoare, schițarea bazinului hidrogeologic se poate face pe baza unei analize a structurii geologice a formațiunilor.

1.9. Elemente de hidrologie a cursurilor de apă

Apa din precipitații, care nu a fost transformată în vapori prin **evapotranspirație** și nu s-a **infiltrat** în formațiunile permeabile, este drenată de **rețeaua hidrografică** formând **scurgerea totală** a acesteia.

Scurgerea totală se evaluează într-o anumită secțiune a rețelei hidrografice și este debitul de apă care traversează acea secțiune.

Evaluarea corectă a regimului debitelor cursurilor de apă este determinată în principal de cunoașterea a două categorii de informații:

- morfometria rețelei hidrografice;
- hidrometria rețelei hidrografice.

Complexitatea morfologiei rețelei hidrografice și variabilitatea factorilor care determină debitul cursurilor de apă sunt cuantificate prin intermediul unor parametri care au ca obiectiv principal reducerea gradului de incertitudine al estimării regimului debitelor cursurilor de apă de suprafață.

1.9.1. Morfometria rețelei hidrografice

Caracteristicile morfometrice ale rețelei hidrografice sunt exprimate prin:

- **profilul transversal al albiei;**
- **profilul longitudinal al albiei;**
- **densitatea rețelei hidrografice.**

1.9.1.1. Profilul transversal al albiei

Profilul transversal al albiei cursului de apă se referă la partea cea mai coborâtă a văii, ocupată permanent sau temporar de apă și separată în:

- **albia minoră**, care corespunde cursului de apă permanent sau existent cea mai mare parte a anului;
- **talvegul**, care reprezintă linia adâncimilor maxime ale albiei minore, linie trasată de-a lungul profilului longitudinal al cursului de apă;
- **albia majoră**, care cuprinde albia minoră și zonele de luncă și corespunde porțiunii ocupate de apă la debite maxime; în funcție de asigurările de depășire a acestor debite se poate calcula lățimea corespunzătoare a albiei majore.

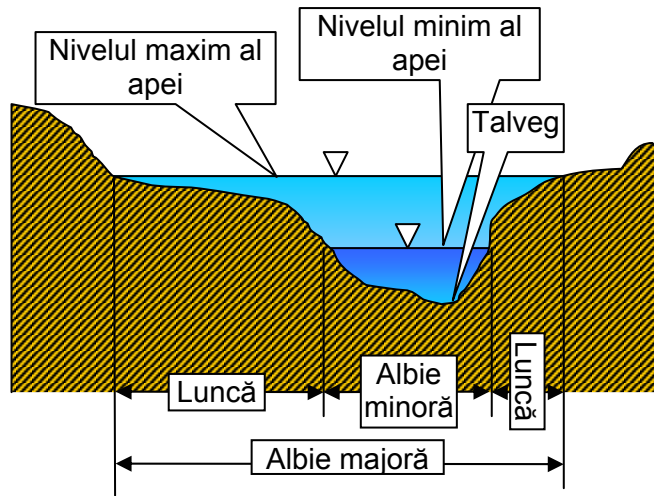


Fig.1.25. Profil transversal prin albia unui râu.

Din punct de vedere hidrogeologic este necesar să se delimiteze aceste elemente morfologice care condiționează, în timp și spațiu, existența sau absența **legăturilor hidraulice ale cursului de apă cu acviferele freatice** localizate în luncă și terase.

Lățimea (B) și **adâncimea medie** (Y_{med}) a unui profil transversal în formațiuni aluvionare sunt condiționate de mărimea debitului cursului de apă (Q) și pot fi evaluate cu formule semiempirice (Blench):

$$B = \left(\frac{\alpha}{\beta} \cdot Q \right)^{1/2}; \quad Y_{med} = \left(\frac{\beta^2}{\alpha} \cdot Q \right)^{1/3} \quad (1.25)$$

în care α și β sunt parametri stabiliți în funcție de granulozitatea aluviunilor și forma profilului transversal.

Linia oglinzii apei din profilul transversal, a cărei poziție condiționează legăturile hidraulice cu acviferele, nu este riguros orizontală, fiind:

- convexă pe sectoare rectilinii în perioada creșterii debitului;
- concavă pe sectoare rectilinii în perioada reducerii debitului;
- înclinată pe sectoare curbe (R - raza medie de curbură a sectorului), cu cote mai mari pe malul concav și mai mici la cel convex, diferența de cotă (Δy) evaluându-se cu relația:

$$\Delta y = \frac{B}{R} \cdot \frac{v^2}{g} \quad (1.26)$$

în care:

v - viteza medie a curentului în profilul transversal;

g - accelerația gravitațională.

1.9.1.2. Profilul longitudinal al albiei

Profilul longitudinal al albiei este o reprezentare în plan vertical a liniei talvegului și a liniilor suprafeței libere la anumite asigurări (**Fig.1.26**). Morfologia talvegului în profil longitudinal este cu pante abrupte în sectoarele muntoase, unde coeficientul scurgerii medii atinge valori de până la 0,9, și cu pante din ce în ce mai reduse în zonele deluroase și de câmpie.

În sectoarele aluvionare se creează o interdependență între profilul longitudinal și forma în plan a traseului râului (**Fig.1.26**):

- apariția **gropilor** în sectoarele meandrate, acolo unde este accelerată eroziunea;
- apariția **bancurilor** (vadurilor) în sectoarele de inflexiune a traseului râului.

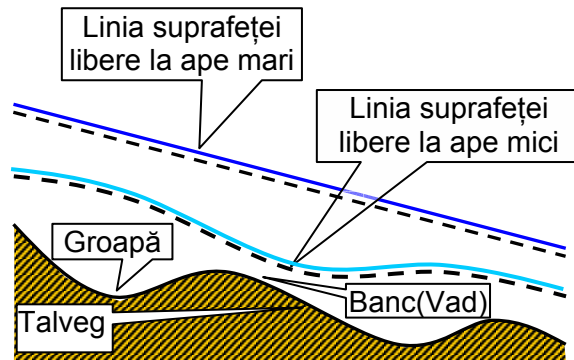


Fig.1.26. Profilul longitudinal a unui râu

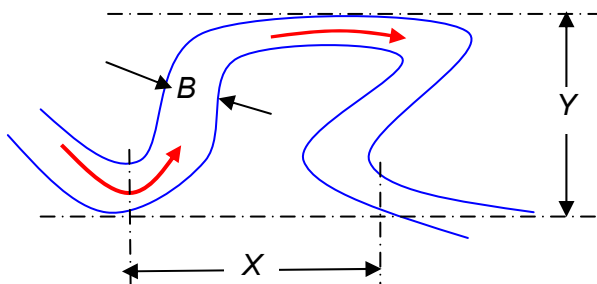


Fig.1.27. Elementele morfologice ale unei meandre

Denivelările din plan vertical ale talvegului produc pante variabile ale suprafeței libere la debite mici ale râului, pante care se egalizează la debite mari.

Morfologia în plan orizontal a meandrelor din zonele aluvionare este estimată pe baza relațiilor empirice în care debitul cursului de apă (Q) este factorul determinant (**Fig.1.27**):

$$X = 10 \cdot \sqrt{Q} ; Y = 29 \cdot \sqrt{Q} ; B = 1,6 \cdot \sqrt{Q} \quad (1.27)$$

Stabilitatea morfologiei în profilul longitudinal este variabilă de-a lungul cursurilor de apă:

- în sectorul montan, datorită durtății formațiunilor geologice, morfologia profilului este stabilă;
- în sectorul premontan și deluros, unde apa circulă pe propriile aluviuni, crește instabilitatea, formându-se mai multe albie "mobile";
- în sectorul de câmpie se formează o singură albie majoră ale cărei meandre se deplasează lent spre aval;
- în sectorul de deltă instabilitatea constă într-o continuă formare de albie secundare.

Pentru realizarea măsurătorilor sistematice de **debite** și **niveluri** pe sectoarele instabile se recurge la lucrări hidrotehnice speciale care asigură stabilitatea necesară atât pentru profilul longitudinal cât și pentru profilul transversal al văilor.

1.9.1.3. Densitatea rețelei hidrografice

Densitatea rețelei hidrografice (D) condiționează capacitatea râurilor de colectare și drenare a apelor din precipitații precum și a celor subterane. Densitatea rețelei hidrografice este determinată de:

- diferența între altitudinea maximă și minimă din bazinul hidrografic (ΔA);
- densitatea apei scurse pe versanți (ρ);
- vâscozitatea apei scurse pe versanți (μ);
- debitul specific al apei scurse pe versanți (q);
- accelerația gravitațională (g);
- factorul de eroziune al formațiunilor geologice (k).

Toți acești factori pot fi integrați într-o relație de forma:

$$D = \frac{1}{\Delta A} \cdot \varphi \left(q \cdot k, \frac{q \cdot \rho \cdot \Delta A}{\mu}, \frac{q^2}{g \cdot \Delta A} \right) \quad (1.28)$$

în care

$\varphi(\)$ - funcție scalară care pentru o rețea hidrografică este studiată pe baza variabilelor componente și prin calare pe modelul de estimare a densității:

$$D = \frac{L}{S} \quad (1.29)$$

L - lungimea tuturor ramificațiilor unei rețele hidrografice;

S - suprafață care înscrie rețeaua hidrografică.

Densitatea rețelei hidrografice este cu atât mai mică cu cât terenurile sunt mai dure și mai rezistente la eroziune (granite, gnaise etc.), în timp ce pentru terenuri slabe (argile) este suficient un debit redus pentru a se dezvolta o rețea de drenaj cu densitatea mare. Terenurile foarte permeabile (nisipuri, pietrișuri) condiționează o densitate redusă a rețelei hidrografice datorită infiltrării rapide, în timp ce terenurile practic impermeabile determină o valoare mare a densității acesteia.

1.9.2. Hidrometria rețelei hidrografice

Datele hidrometrice, obținute cu ajutorul unor metode și tehnici specifice, sunt reprezentate prin:

- nivelul curenților de suprafață;
- vitezele în curenții de suprafață;
- debitul curenților de suprafață.

Măsurătorile necesare obținerii acestor date se realizează în secțiuni caracteristice ale rețelei hidrografice, unde sunt instalate **stații** sau **posturi hidrometrice**, care se constituie într-o **rețeaua hidrometrică**.

1.9.2.1. Nivelul curenților de suprafață

Prin **nivel** în hidrologie se înțelege cota (absolută sau relativă) suprafeței libere a apei din profilul transversal al unui curs de apă. Această măsurătoare se realizează cu ajutorul **mirei hidrometrice**, care poate avea diverse configurații.

Mira hidrometrică clasică este de tipul mirelor de nivelment topografic (**Fig.1.28**), fixată pe un suport rezistent și gradat (de regulă din 2 în 2 cm.), astfel încât zero al plăcii să fie sub cel mai scăzut nivel al apei (**nivelul de etiaj**), iar gradația maximă, deasupra nivelului maxim al apei în secțiunea respectivă.

Înregistrarea continuă a variației nivelului apei se face cu ajutorul **limnigrafului**. Aparatul urmărește direct oscilațiile nivelului suprafeței libere a apei într-o secțiune a râului printr-un **plutitor** și le transmite la un sistem de înregistrare grafică sau electronică.

Reprezentarea grafică a variației în timp a nivelurilor măsurate la un punct hidrometric constituie un **hidrograf de nivel**. Datorită variabilității mari a nivelului, pentru analiza regimului respectiv se calculează următoarele **niveluri caracteristice**:

- **nivelul maxim anual** /multianual;
- **nivelul mediu anual** /multianual;

Cu ajutorul valorilor caracteristice anuale se calculează nivelurile cu diferite **grade de asigurare**.

În paralel cu cota nivelului suprafeței libere se măsoară și **adâncimea apei** în secțiunea postului hidrometric fie pentru urmărirea schimbării morfologice a albiei (prin depuneri sau eroziune), fie pentru determinarea secțiunii de curgere. În acest scop, pe lățimea secțiunii transversale se măsoară adâncimile pe mai multe verticale, obținându-se în final **profilul hidrotopometric**.

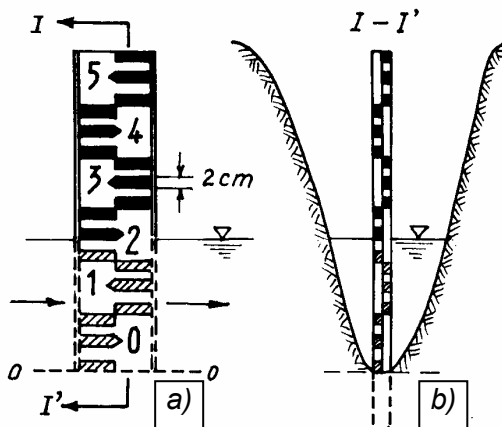


Fig.1.28. Mira hidrometrică simplă (a) și amplasarea ei într-o secțiune transversală a unui râu (b)

1.9.2.2. Vitezele în curenții de suprafață

Viteza apei în secțiunea de curgere prezintă o mare variație de valori datorată rugozității și configurației albiei, precum și a altor factori precum: pod de gheață, prag, vânt etc.

Distribuția vitezelor în secțiunea transversală se reprezintă cu ajutorul **izotahelor** iar în secțiune verticală prin epure (**Fig.1.29**). Izotahelile sunt curbe de egală valoare a vitezei.

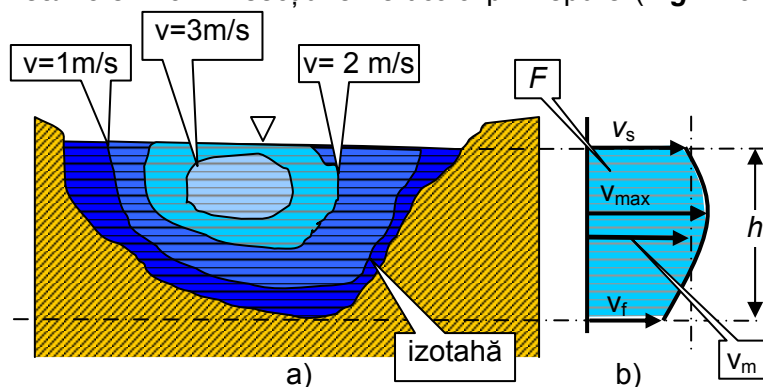


Fig.1.29. Distribuția vitezelor în secțiunea transversală a unui curs de suprafață (a) și pe o verticală (b)

Se remarcă faptul că **vitezele minime** se înregistrează în vecinătatea fundului albiei (v_f), datorită rugozității terenului, iar pe epura vitezelor, **valoarea maximă** (v_{max}) apare la o adâncime redusă sub nivelul apei.

În cadrul metodelor directe de măsurare a vitezei apei pe râuri, o largă aplicabilitate o au **morișca hidrometrică** și **metoda flotorilor**.

Morișca hidrometrică (**Fig.1.30**) este prevăzută cu o elice cu ax orizontal care se rotește sub acțiunea curentului de apă. Între viteza de rotație a elicei și viteza apei se stabilește o relație exprimată grafic printr-o diagramă, pentru fiecare aparat. Viteza de rotație se poate măsura cu ajutorul unei instalații electrice care acționează un sistem de semnalizare sonor sau

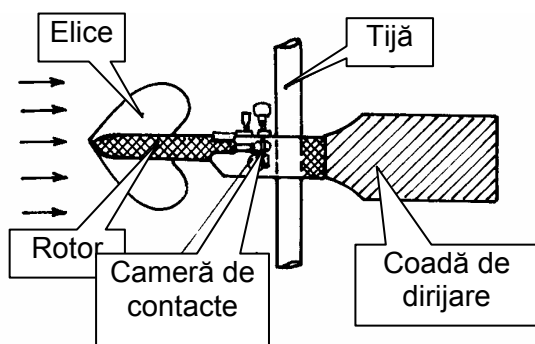


Fig.1.30.Morișca hidrometrică

luminos. Măsurarea vitezelor se face pe câteva verticale într-o secțiune transversală, iar pe fiecare verticală numărul și poziția punctelor de măsură sunt în funcție de adâncimea apei.

Viteza medie pe verticală (v_m) se poate obține ca raport între suprafața delimitată de epura vitezelor (F) și adâncimea apei (h) (**Fig.1.29b**):

$$v_m = \frac{F}{h} \quad (1.30)$$

Flotorii de suprafață sunt corpuri plutitoare din lemn care sunt lansate la suprafața curentului de apă și iau viteza acestuia. Viteza medie a curentului ($\bar{v}$) se aproximează cu relația:

$$\bar{v} = K\bar{v}_s = K \frac{v_{1s} + v_{2s} + v_{3s}}{3} \quad (1.31)$$

în care

$\bar{v}_s$ - viteza medie la suprafața curentului;

v_{1s}, v_{2s}, v_{3s} – viteze măsurate la suprafața curentului de apă, în mijlocul și pe marginile albiei, cele trei viteze de suprafață determinându-se cu ajutorul flotorului pe sectoare rectilinii ale cursului de apă;

K - coeficient de corecție (egal cu 0,8-0,85 pentru cursurile naturale de apă) pentru transformarea vitezei medii de suprafață în viteza medie a curentului.

Debitul total al cursului de apă (Q) se calculează cu relația:

$$Q = \bar{v} \cdot \Omega \quad (1.32)$$

în care Ω este secțiunea transversală a curentului obținută prin planimetrare.

1.9.2.3. Debitul curentilor de suprafață

Debitul unui curs de apă reprezintă volumul total de apă care traversează secțiunea normală de curgere într-un interval de timp determinat. **Debitul instantaneu** este debitul calculat pe baza măsurărilor realizate la un moment dat.

Dacă vitezele au fost măsurate cu morișca hidrometrică, debitul total (Q) se calculează printr-un procedeu grafo-analitic (**Fig.1.31**) finalizat prin următoarea formulă care ia în considerare variația debitului elementar pe suprafața secțiunii de curgere:

$$Q = \int_{x=0}^l q(x)dx \approx \frac{1}{3}q_1b_{0-1} + \frac{q_1 + q_2}{2}b_{1-2} + \dots + \frac{q_{n-1} + q_n}{2}b_{(n-1)-n} + \frac{1}{3}q_nb_{n-l} \quad (1.33)$$

Debitul elementar (q) corespunde unei lățimi unitare a curentului, adică:

$$q = v_m \cdot h \cdot 1 \quad [\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{m}] \quad (1.34)$$

unde

v_m - viteza medie pe o fâșie verticală cu lățimea unitară;

h - adâncimea curentului.

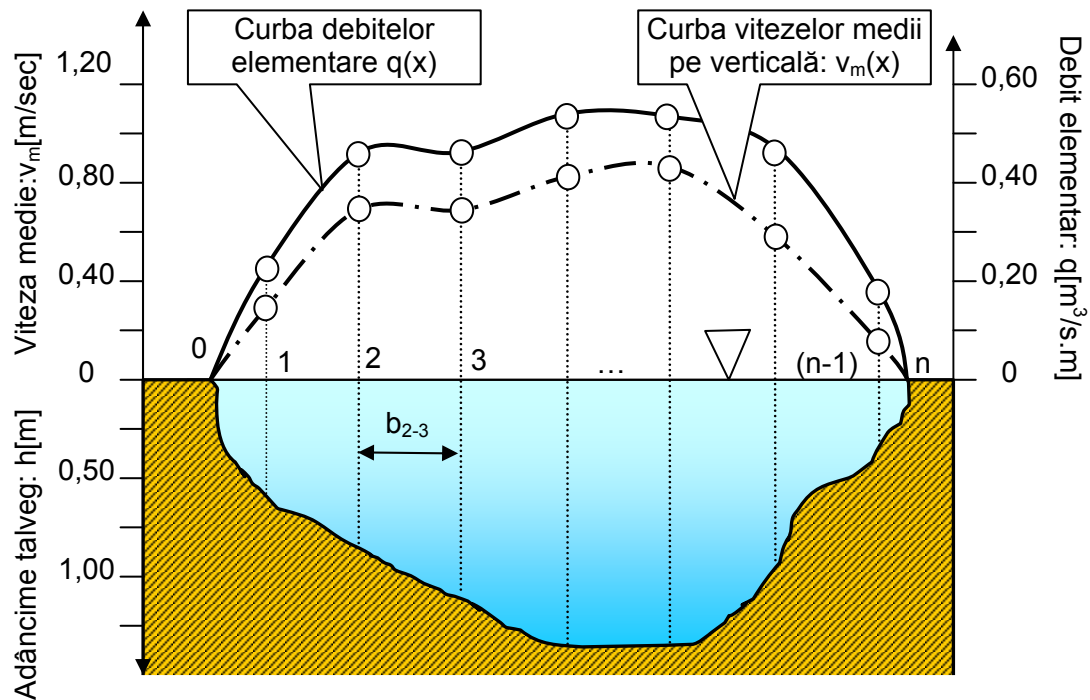


Fig.1.31. Calculul debitului râului prin procedeul grafo-analitic.

Cheia limnimetrică sau **curba nivel-debit** reprezintă o corelație a doi parametri ($Q=f(H)$) în care:

- nivelul apei (H) este citit pe mira hidrometrică;
- debitul total (Q) este calculat în secțiunea mirei hidrometrice (**Fig.1.32**).

Prin această corelație, exprimată grafic sau analitic, oricărei valori a nivelului

apei (H) îi corespunde un anumit debit (Q). Datorită modificărilor în timp a formei secțiunii albiei (prin eroziune sau depunere), periodic este necesară corectarea cheii limnimetrice.

Hidrograful debitelor reprezintă variația debitului cursului de apă la un post hidrometric, pe o anumită perioadă.

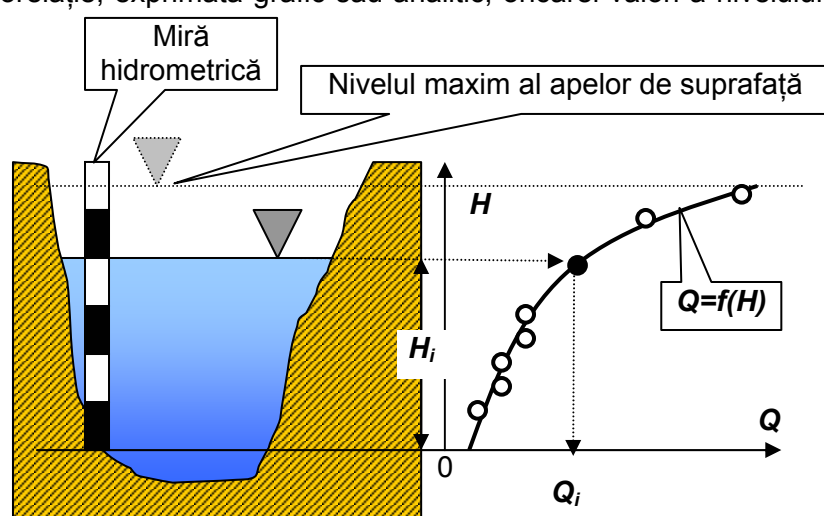


Fig.1.32. Construcția grafică a cheii limnimetrice

Pentru **hidrograful anual** debitele caracteristice ale unui curs de apă (scurgerea totală) sunt:

- **debitul maxim anual** (Q_{max});
- **debitul minim anual** (Q_{min});
- **debitul mediu anual** (Q_m).

În cazul unui **hidrograf multianual**, debitele multianuale respective vor fi $\overline{Q}_{max}$, $\overline{Q}_{min}$, Q_0 , ultimul fiind **debitul normal** sau **modul**, calculat ca o medie aritmetică a debitelor medii anuale, pe o perioadă mai mare de ani consecutivi (de regulă minimum 30 de ani). Ca și în cazul nivelurilor, se pot calcula **debite asigurate**, pe baza eșantionului de valori ale debitelor caracteristice anuale. Din punct de vedere hidrogeologic interesează în mod deosebit debitele minime și anume:

- **debitul de etiaj** (Q_e) care este asigurat 355 de zile, deci numai 10 zile din an debitul cursului de apă va fi mai mic decât Q_e ;
- **debitul minim minimorum** ($Q_{min.min}$) care reprezintă valoarea cea mai redusă înregistrată într-o perioadă multianuală.

Aceste debite sunt asigurate în totalitate de **scurgerea subterană**.

Hidrograful elementar este înregistrat la o stație hidrometrică, pe durata unei averse sau a unor averse grupate. Un astfel de hidrograf elementar sintetizează toate caracteristicile precipitațiilor și ale bazinului hidrografic iar structura sa geometrică reflectă variația în timp a **scurgerii de suprafață**, **hipodermice** și **subterane**. Un hidrograf elementar are forma unei curbe asimetrice cu un singur vârf

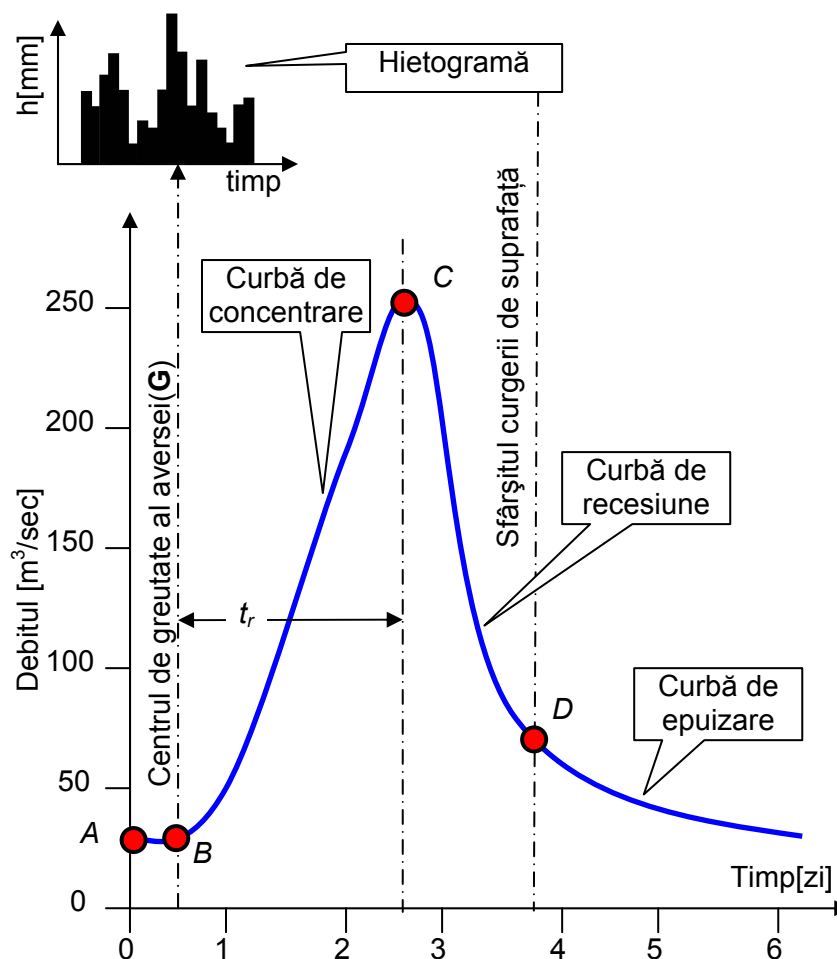


Fig.1.33. Caracteristicile unui hidrograf simplu

(Fig.1.33), pe care se pot separa mai multe elemente:

- **curba de concentrare (BC)** - care corespunde timpului de creștere a debitului și depinde de caracteristicile precipitației, de geomorfologia bazinului hidrografic și de condițiile inițiale de umiditate ale acestuia;
- **maxima hidrografului (C)** corespunde concentrării maxime a scurgerii și apare, de obicei, în momentul încetării precipitației sau după aceasta;
- **timpul de răspuns (t_r)** al unui bazin reprezintă decalajul în timp între centrul de greutate al *hietogramei* (G) și momentul de atingere a debitului maxim al cursului de apă;
- **curba de recesiune (CD)**, cu timpul corespunzător de descreștere (t_d), sintetizează cele trei forme de scurgere care alimentează simultan cursul de apă (scurgerea de suprafață, cea hipodermică și cea subterană); ea depinde de volumul de apă acumulat în bazinul de recepție al cursului de apă după încetarea precipitației;
- **momentul încetării scurgerii de suprafață (D)**, după care singura sursă de alimentare a râului o constituie scurgerea subterană și eventual scurgerea hipodermică;
- **curba de epuizare** (a acviferelor) apare după punctul D și este cunoscută în hidrologie și sub denumirea de **curba de secare**.

Hidrografele
complexe, cu două sau mai multe maxime, sunt rezultatul distribuției spațio-temporale neuniforme a precipitațiilor, precum și caracteristicilor morfometrice și hidrogeologice ale bazinului de recepție.

Influența determinantă a litologiei și gradului de permeabilitate asupra formei hidrografului debitelor scurgerii (râurilor) este evidentă în două bazine de recepție vecine (din Congo), cu regim pluviometric similar și suprafețe identice ca extindere. Diferența foarte mare de

permeabilitate a terenurilor se reflectă foarte bine în cele două hidrografe ale debitelor. În bazinul foarte permeabil, *capacitatea de retenție și de regularizare hidrogeologică* reduce foarte mult variația debitelor în timpul anului hidrologic (Fig.1.34). Bazinul foarte slab permeabil are un hidrograf cu variații foarte mari ale debitului (Fig. 1.35).

Variabilitatea în timp a debitului râurilor (scurgerea totală) impune condiții drastice în proiectarea barajelor și digurilor de protecție la inundație, motiv pentru

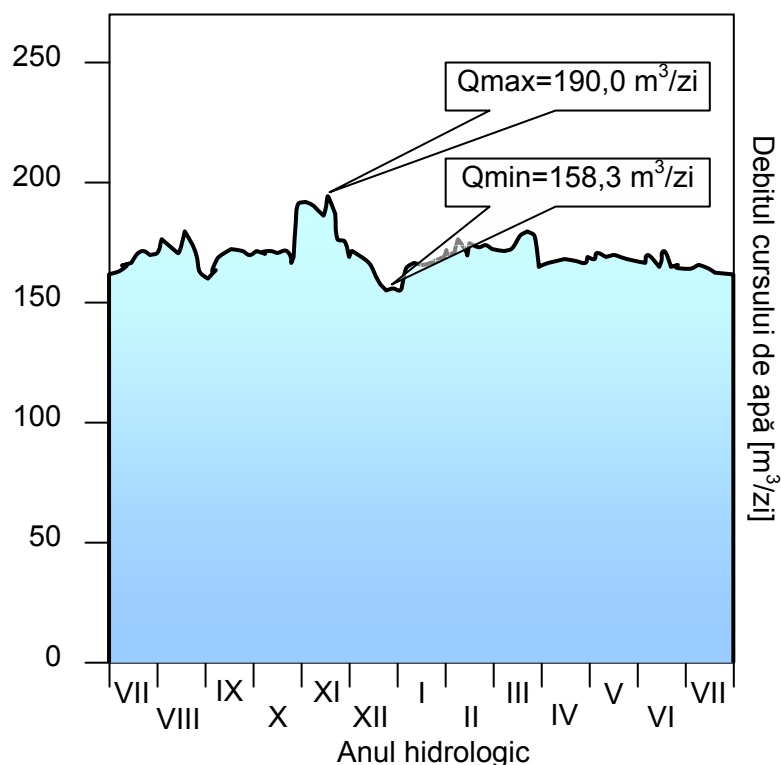


Fig.1.34. Regimul hidrologic al unui bazin hidrografic în formațiuni foarte permeabile (formațiuni nisipoase)

care este obligatorie evaluarea a trei valori caracteristice pentru debitul scurgerii totale: **scurgerea medie**, **scurgerea maximă** și **scurgerea minimă**.

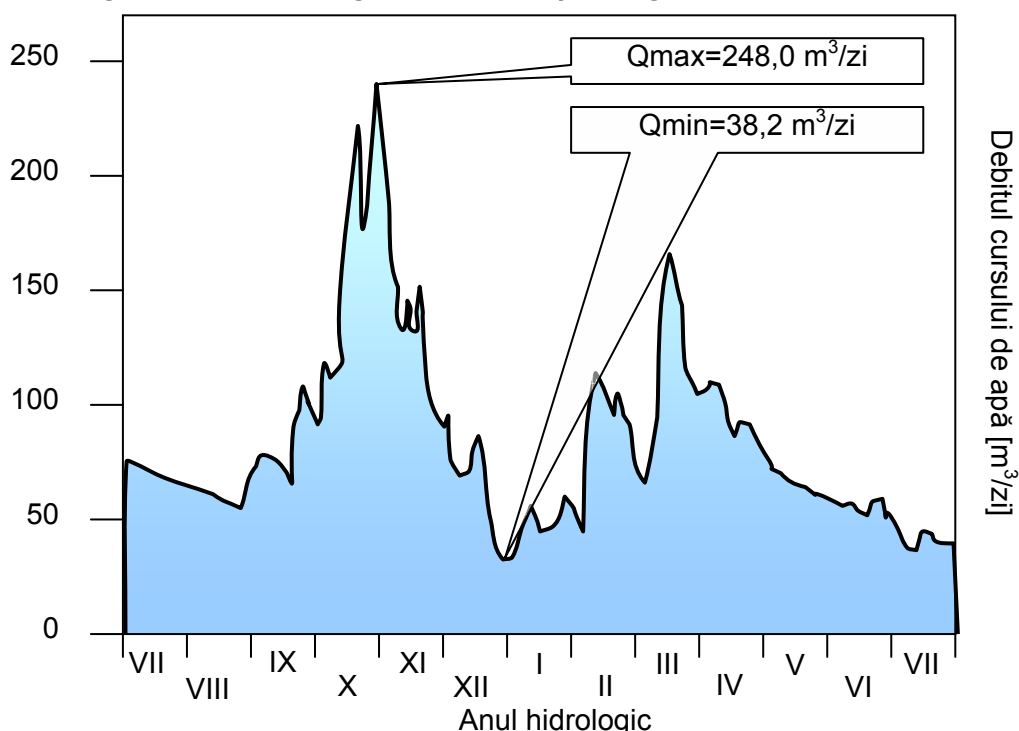


Fig.1.35. Regimul hidrologic într-un bazin hidrografic în formațiuni slab permeabile (formațiuni argiloase)

Scurgerea medie se estimează pentru intervalele de timp standard: lună, sezon, an și interval multianual (10 sau 30 de ani). Debitele medii lunare, pe sezon și anuale, se determină cu ajutorul hidrografului (raportându-se volumul total al scurgerii la perioada de calcul respectivă), iar debitul mediu multianual se calculează ca o medie aritmetică a debitelor medii anuale.

Scurgerea maximă a râurilor este mai dificil de evaluat deoarece măsurătorile de debite la ape mari sunt greu de efectuat. În lipsa datelor hidrometrice, debitele maxime se evaluează și cu ajutorul formulelor empirice care conțin parametri climatici și morfometrici. Debitele maxime corespund perioadelor de ape mari și viiturilor și se calculează pentru asigurări cuprinse între 1 și 10%.

Scurgerea minimă a râurilor este asigurată exclusiv pe seama rezervelor de ape subterane și apare în perioadele de secetă atmosferică, evoluția ei în timp fiind determinată de legea de epuizare a acviferului. Evoluția debitelor minime este influențată de condițiile hidrogeologice și geomorfologice ale văii respective.

În funcție de drenarea completă sau parțială a rezervelor de ape subterane (ale acviferului sau acviferelor care alimentează râul) de către râuri, acestea se împart în trei categorii:

- râuri cu scurgere permanentă, care nu seacă nici în perioadele secetoase;
- râuri cu scurgere semipermanentă, care seacă în anii excesiv de secetoși;
- râuri cu scurgere intermitentă, care seacă în fiecare an.

Datorită variației condițiilor hidrogeologice, în profilul longitudinal al cursurilor de apă importante pot apare sectoare cu grade diferite de secare.

În afară de debitul mediu minim în problemele de gospodărire a apelor este necesar să se calculeze și debitele minime pentru diverse asigurări de depășire (de regulă pentru 80%, 90% și 95%). Din punct de vedere hidrogeologic, scurgerea minimă este echivalentă cu scurgerea subterană în perioada de epuizare a acviferelor, perioadă definită pe hidrograf după momentul epuizării scurgerii de suprafață (după momentul la care e plasat punctul D; **Fig.1.33**).

1.10. Infiltrarea

Infiltrarea este fenomenul de pătrundere a **apei** de la suprafața terenului în **zona de aerare** (sol, sediment sau rocă permeabilă), unde urmează o mișcare descendentă care se finalizează în zona de saturație. Fenomenul de infiltrare, în sens larg, are două faze distincte:

- pătrunderea apei prin suprafața terenului și intrarea ei în teren, sub suprafață topografică;
- mișcarea descendentă a apei cu componenta principală verticală, într-un teren nesaturat, de la suprafața terenului până la primul nivel piezometric, care marchează limita superioară a acviferelor freatice.

Procesul de infiltrare contribuie la transformarea precipitațiilor atât în **apă de retenție** cât și în **apă hidrodynamic activă** care generează **scurgerea hipodermică, scurgerea subterană** și refacerea **rezervei acviferelor**.

Pe perioade mai mari, infiltrarea acționează ca un proces de regularizare a regimului hidrologic, punând în rezervă o parte din apa atmosferică, restituită ulterior, mai lent, cursului de apă. Capacitatea de retenție a bazinului hidrogeologic se reflectă în forma hidrografului, pe porțiunea curbei de epuizare (**Fig.1.33**).

Procesul fizic de infiltrare a apei este dominat de interacțiunile complexe dintre cele trei faze prezente:

- faza solidă reprezentată de **matricea minerală** a formațiunilor din zona nesaturată prin care se produce infiltrarea;
- faza lichidă reprezentată de **apa** provenită din precipitații;
- faza **gazoasă** reprezentată de aerul prezent în spațiul poros nesaturat cu apă.

Forțele determinante ale infiltrării sunt **gravitația** și **capilaritatea**, care pun în mișcare apa din zonele mai umede către cele cu grad de umiditate mai redus. Ca forțe rezistente apar: **frecarea** apei de suprafața particulelor minerale și **contrapresiunea** exercitată de aerul conținut în teren. Dintre factorii secundari se menționează **vâscozitatea** apei influențată de temperatură și **mineralizația** (conținutul de săruri dizolvate) apei.

În stadiul inițial al infiltrării, acțiunea **forțelor capilare** este mult mai importantă decât cea a gravitației, motiv pentru care **liniile de curent**, care indică traseul de deplasare a apei, pot fi deviate în toate direcțiile. Efectul capilar descrește pe măsura înaintării frontului umed, astfel încât la adâncimi de ordinul a un metru, infiltrarea gravitațională devine dominantă, ea dezvoltându-se în adâncime cu o viteză relativ uniformă.

Un rol important în dinamica infiltrării îl are **aerul din teren**. La început, frontul umed înaintează neuniform, aerul este evacuat în diferite direcții, iar viteza de infiltrare scade datorită consumului de energie. Dacă procesul de infiltrare continuă, o parte a aerului este dizolvat și se poate înregistra chiar și o creștere a vitezei de infiltrare.

1.10.1. Evaluarea infiltrării cu infiltrometrul

Complexitatea procesului de infiltrare a stimulat dezvoltarea studiilor **empirice** care se bazează exclusiv pe **experimentări in situ sau în laborator** și nu pe ecuația generală a mișcării apei în mediul nesaturat. Rezultatele experimentelor sunt sintetizate în **formule empirice** de formă exponențială, din care cea mai frecvent utilizată este formula lui Horton (1933):

$$u(t) = u_c + (u_0 - u_c) \cdot e^{-\gamma \cdot t} \quad (1.35)$$

unde

$u(t)$ - viteza de infiltrare la momentul t ;

u_0 - viteza inițială de infiltrare/capacitatea de infiltrare;

u_c - viteza de infiltrare constantă, atinsă după o anumită perioadă;

γ - parametrul infiltrării, care sintetizează efectul a numeroși factori de teren.

Capacitatea de infiltrare

(infiltrarea potențială) u_0 reprezintă viteza maximă cu care un teren poate absorbi un flux de apă în condițiile date. Viteza de infiltrare ($u(t)$) descrește exponențial în timp, de la u_0 până la o valoare constantă (u_c) (Fig.1.36).

Experimentul de teren se realizează cu ajutorul unor dispozitive numite **infiltrometre**. Un tip de infiltrometru frecvent utilizat este format din doi cilindri concentrici în care se menține un nivel de apă constant, folosind un flacon gradat (Fig.1.37). Cilindrul exterior are rolul de a dirija vertical-descendent liniile de curent din interior, putându-se în felul acesta să se ia în calcule, ca secțiune de umezire,

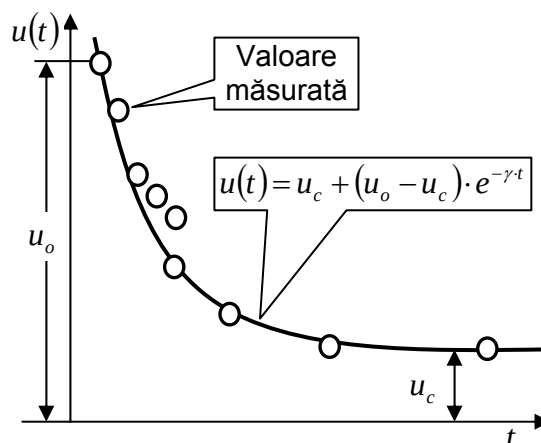


Fig.1.36. Variația vitezei de infiltrare în raport cu timpul (model Horton).

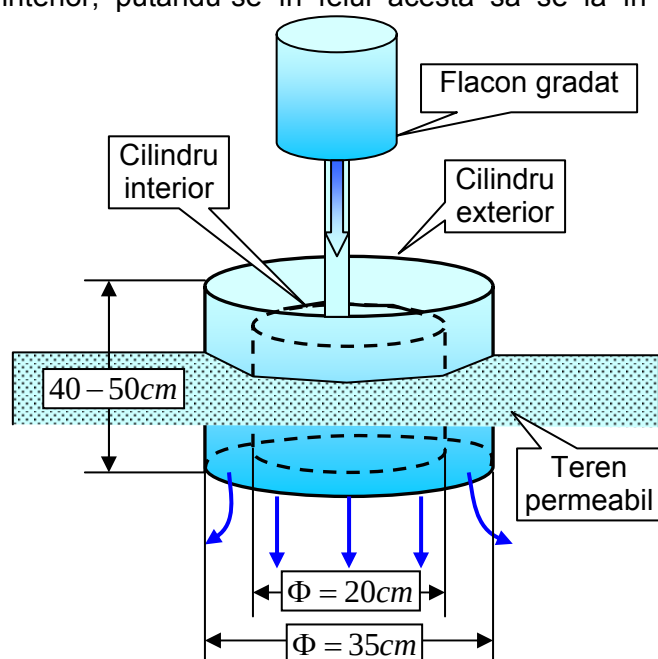


Fig.1.37. Infiltrometru cu doi cilindri

secțiunea cilindrului interior. Împărțind volumele de apă scoase din flacon, la secțiunea cilindrului interior se obțin vitezele de infiltrare ($u(t)$) pe baza cărora se trasează curba exponențială.

Prin liniarizarea modelului exponențial se determină parametrul γ , el reprezentând coeficientul unghiular al dreptei trasate pe un grafic în coordonate $\ln \frac{u(t) - u_c}{u_0 - u_c}$ și t , de forma:

$$\ln \frac{u(t) - u_c}{u_0 - u_c} = -\gamma \cdot t \quad (1.36)$$

Fenomenul de infiltrare

este influențat de:

- factori hidrogeologici: permeabilitatea și gradul de umiditate al terenurilor la începutul precipitației;
- factori meteorologici: cantitatea totală, durata și intensitatea precipitației;
- caracteristici ale suprafeței terenului: morfologie și covor vegetal.

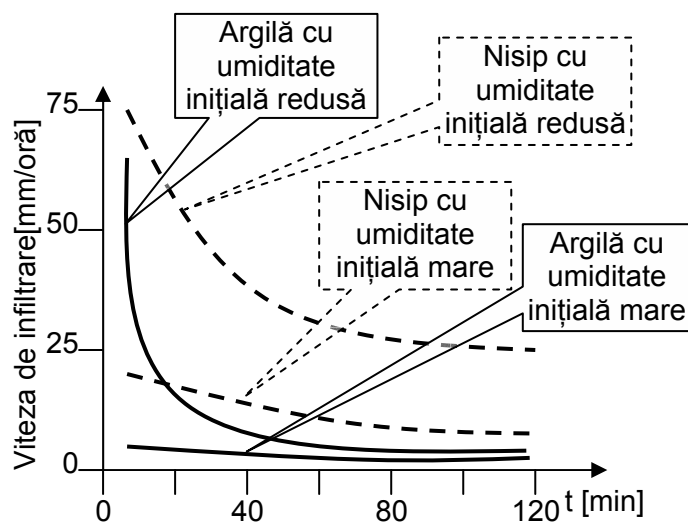


Fig.1.38. Curbe de infiltrare-timp pentru terenuri cu permeabilități și umidități inițiale diferite.

Starea inițială a umidității terenului are o mare influență asupra vitezei de infiltrare; dacă umiditatea inițială este mare (datorită unei precipitații anterioare), vitezele de infiltrare vor fi reduse ca mărime.

Alături de umiditate, granulometria și permeabilitatea determină viteza de infiltrare (**Fig.1.38**). Terenurile argiloase se saturează rapid cu apă, după care viteza

de infiltrare este foarte redusă independent de umiditatea inițială.

1.10.2. Evaluarea infiltrării cu lizimetrul

Lizimetrele sunt dispozitive de observație și de măsură „in situ”, a componentelor bilanțului apei în zona de aerare (evapotranspirație și infiltrare), cu perturbarea minimă a condițiilor naturale. Ele permit determinarea directă a infiltrării.

O instalație **lizimetrică** (**Fig.1.39**) cuprinde o **cuvă** pătratică sau dreptunghiulară

etanșă, metalică sau din beton, în care se depune terenul cu respectarea

succesiunii litologice a structurii naturale.

Pentru realizarea drenajului, la baza cuvei se utilizează un strat de **pietriș**.

O **conductă** înclinată permite scurgerea apei infiltrate către un **recipient** instalat în baza unui **puț**.

Fiecare instalație lizimetrică este completată cu o **stație meteorologică**, pentru a putea corela infiltrarea cu factorii climatici.

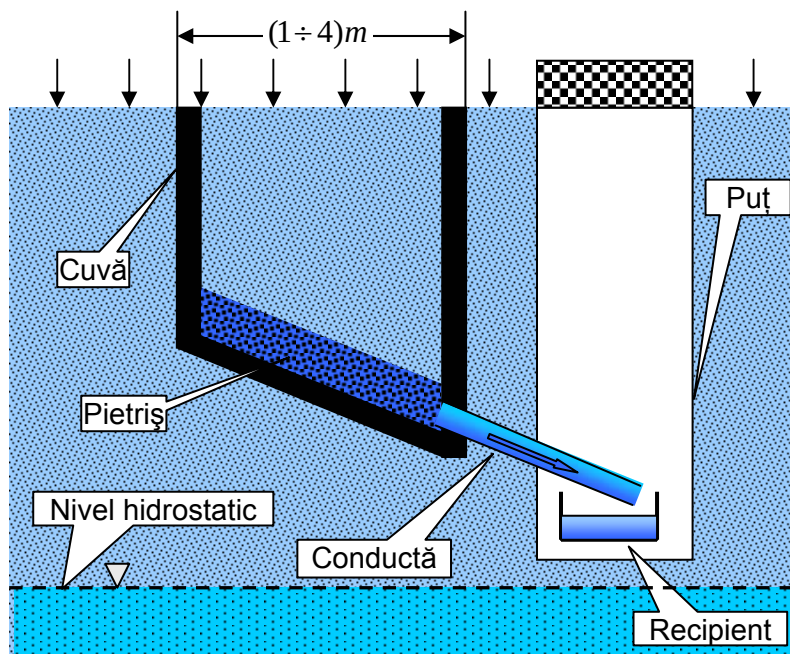


Fig.1.39. Schema unui lizimetru

Lizimetrele de mică adâncime (de la 1 la 3 m) măsoară infiltrația totală în zona de aerare.

Lizimetrele de adâncime au o construcție mai complicată, cuprinzând una sau mai multe galerii amplasate în jurul unui puț central. Scopul acestor instalații este de a furniza date asupra infiltrării în adâncime până la **nivelul freatic**.

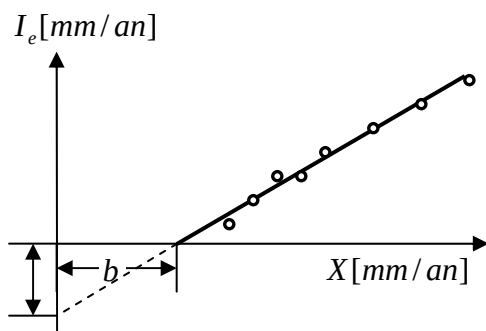


Fig.1.40. Corelație liniară între infiltrarea eficace și pluviometrie

mm.col.H₂O pe unitatea de timp.

În interpretarea datelor lizimetrice se stabilește o corelație, de cele mai multe ori liniară, între **precipitație** (X) și **infiltrarea eficace** (I_e ; **Fig.1.40**) de forma:

$$I_e = (X - b) \cdot a \quad (1.37)$$

Constantele a și b sintetizează efectul factorilor hidrogeologici și climatici precum și al caracteristicilor suprafeței terenului (morfologie, covor vegetal).

Pragul pluviometric (b) reprezintă valoarea minimă a precipitației de la care apare infiltrarea eficace. Sub valoarea pragului pluviometric, toată precipitația este reținută în cadrul zonei de aerare. În condițiile regimului temperat, pragul pluviometric variază între 150 și 600 mm/an.

1.11. Evaluarea scurgerii subterane cu ajutorul hidrografului

Evaluarea scurgerii subterane care contribuie la alimentarea cursurilor de apă de suprafață (râurile) este controlată de tipul de relații hidrodinamice între **acvifere** și **rețeaua hidrografică** precum și de extinderea acviferelor care determină perioada de epuizare a acestora.

1.11.1. Caracteristicile cursurilor de apă

Cursurile de apă de suprafață (la care se adaugă și celelalte suprafețe de apă liberă: lacuri, oceane etc.), în funcție de relațiile cu acviferele, se pot diferenția în:

- **curs de apă drenant**, aflat în legătură hidrolică directă cu un acvifer riveran (cu nivel liber sau sub presiune) pe care îl drenează și pentru care constituie o frontieră hidrodinamică de tip sarcina piezometrică impusă (**Fig.1.41a**);
- **curs de apă independent**, care datorită colmatării patului văii nu are legătură hidrolică directă și nici schimburi de apă cu acvifere riverane; dacă nu este suspendat, patul colmatat constituie un contur impermeabil al acviferului, interior sau marginal, adică o frontieră hidrodinamică de tip debit impus nul (**Fig.1.41d,e**);
- **curs de apă infiltrant**, care alimentează acviferele libere riverane; cursul de apă poate fi în legătură hidrolică cu acviferul, pentru care reprezintă un

contur de alimentare de tip Dirichlet, sau poate fi suspendat, situație în care funcționează ca un contur de alimentare de tip Neumann (**Fig.1.41b,c**);

- **curs de apă suspendat**, separat de acviferul cu nivel liber riveran printr-o zonă nesaturată, fără o legătură hidrolică directă între ele; el poate sau nu să alimenteze acviferul devenind infiltrant sau independent (**Fig.1.41c,e**).

Aceste patru tipuri fundamentale de cursuri de apă (la care se adaugă și combinații între acestea, cum ar fi: curs de apă **suspendat și infiltrant**, **suspendat și independent**) sunt determinate de relațiile structural-geologice și geomorfologice din secțiunea albiei minore, precum și de condițiile hidrologice și hidrogeologice.

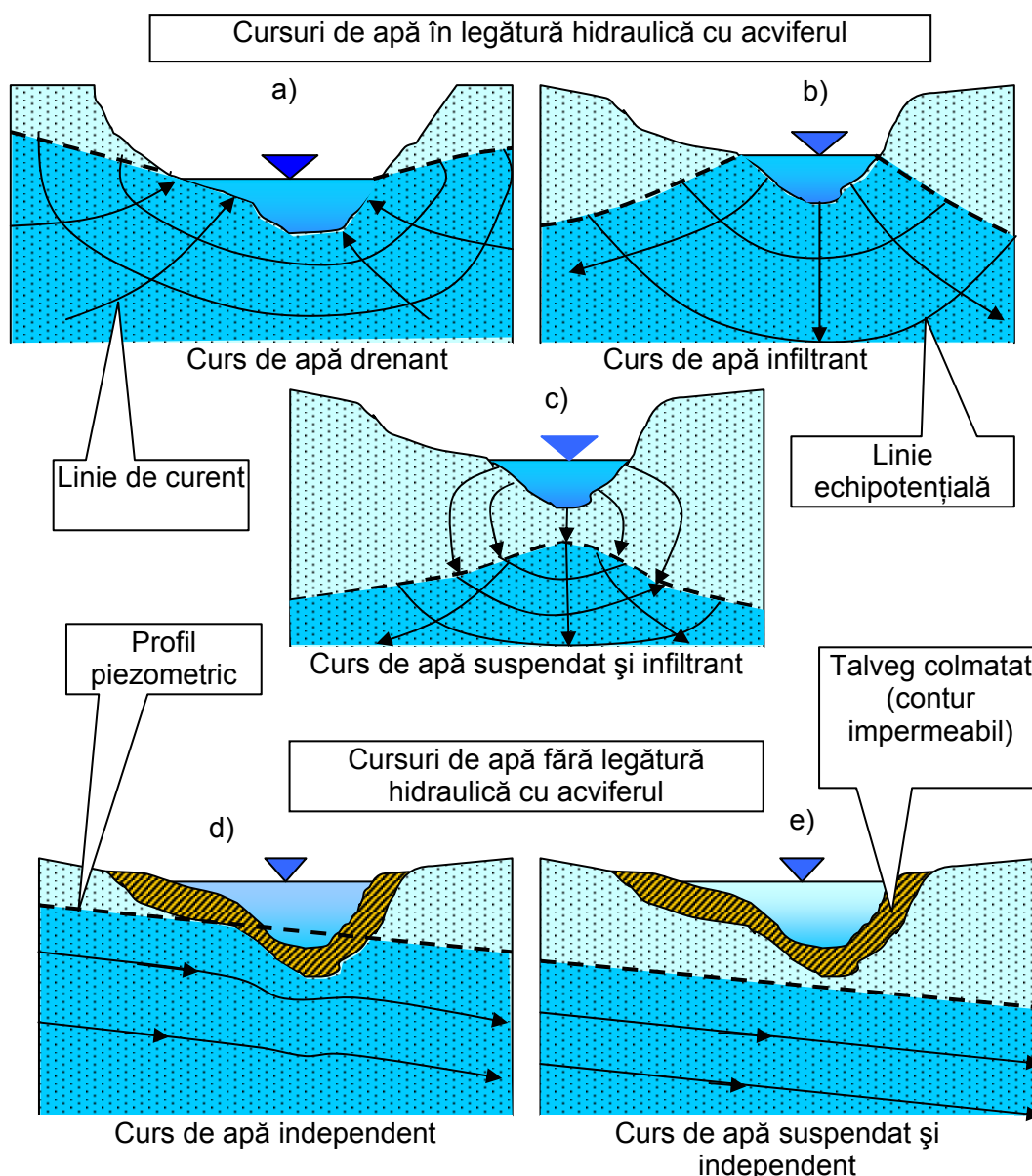


Fig.1.41. Relațiile hidrologice între cursurile de apă de suprafață și acviferele riverane (după Castany, G., Margat, J., 1977)

Același curs de apă, în timp, își poate schimba caracterul: în perioada viiturilor el poate funcționa ca **infiltrant** iar în rest ca **drenant**. Existența și continuitatea în timp a legăturilor hidrologice depinde, în principal, de poziția patului impermeabil al acviferului aluvionar în raport cu nivelul apei în albia râului, nivel care are un regim variabil în timp (**Fig.1.42**). În aceste condiții **alimentarea subterană** a unui curs de apă poate avea un **regim constant** sau **variabil** în timp.

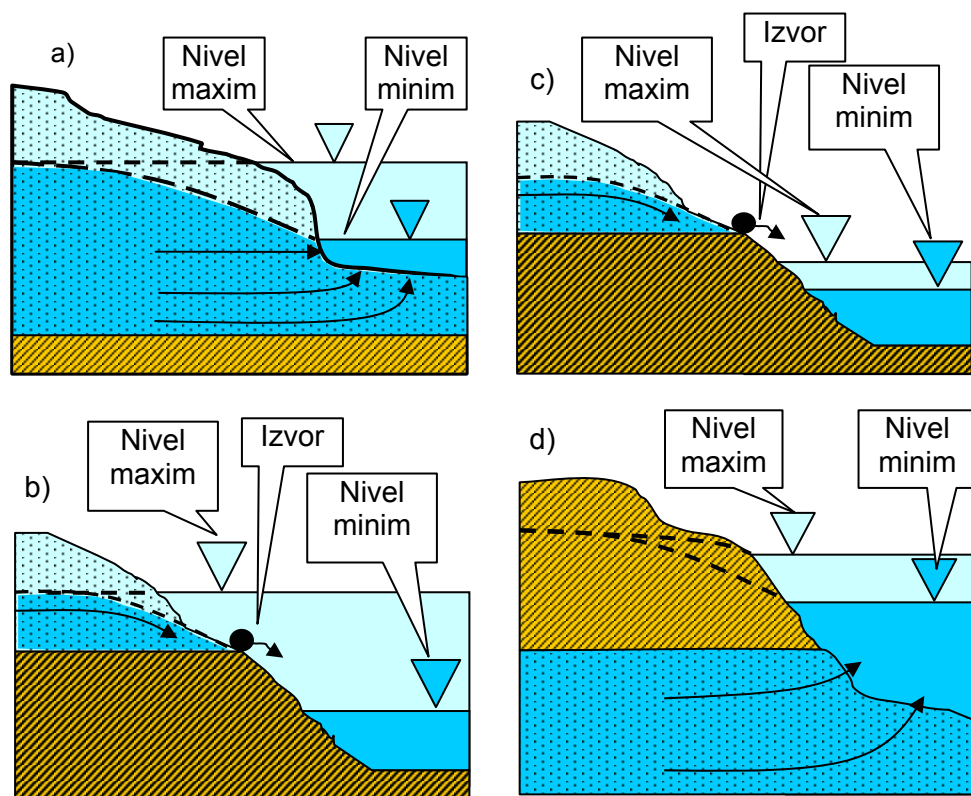


Fig.1.42. Legături hidraulice între cursurile de apă și acviferele aluvionare:

- a) legătură hidraulică permanentă, cu un acvifer cu nivel liber;
- b) legătură hidraulică periodică;
- c) fără legătură hidraulică;
- d) legătură hidraulică permanentă cu un acvifer sub presiune.

În hidrologie, scurgerea subterană are o importanță deosebită deoarece pentru cursurile de apă permanente scurgerea minimă este asigurată în totalitate prin descărcarea acviferelor riverane.

Din punct de vedere hidrogeologic, **scurgerea subterană**, evaluată cu ajutorul hidrografului debitului scurgerii totale, reprezintă o informație globală asupra potențialului **bazinului hidrogeologic** situat în amonte de secțiunea hidrografului studiat. Datorită variației în timp a condițiilor de alimentare și descărcare a acviferelor riverane, scurgerea subterană (respectiv debitul de alimentare subterană a unui curs de apă de suprafață) va avea variații în timp.

1.11.2.Perioada de epuizare a acviferelor

Scurgerea subterană, pentru o evaluare corectă, trebuie studiată în două perioade distincte:

- **perioada de epuizare** a acviferelor;
- restul anului hidrologic.

Hidrologic, **perioada de epuizare** a acviferului coincide cu perioada de secare a cursurilor de apă. În cadrul unui hidrograf anual, această perioadă fără alimentare a acviferului din precipitații sau din cursul de apă de suprafață, începe acolo unde curba hidrografului își reduce semnificativ coeficientul unghiular (în momentul corespunzător punctului **D** de pe curba descendentă a hidrografului; **Fig.1.33**).

De la acest moment al începutului perioadei de epuizare are loc o descreștere continuă a debitului cursului de apă, corespunzătoare epuizării acviferelor, în lipsa oricărei precipitații. Chiar dacă în această perioadă intervin accidental averse, ele nu schimbă alura generală a curbei hidrografului.

Regimul apelor mici și de etiaj vor fi condiționate de mărimea rezervei de apă subterană acumulată în acvifer la sfârșitul perioadei cu precipitații. Regimul de secare a cursurilor de apă depinde de posibilitatea de epuizare a acviferului.

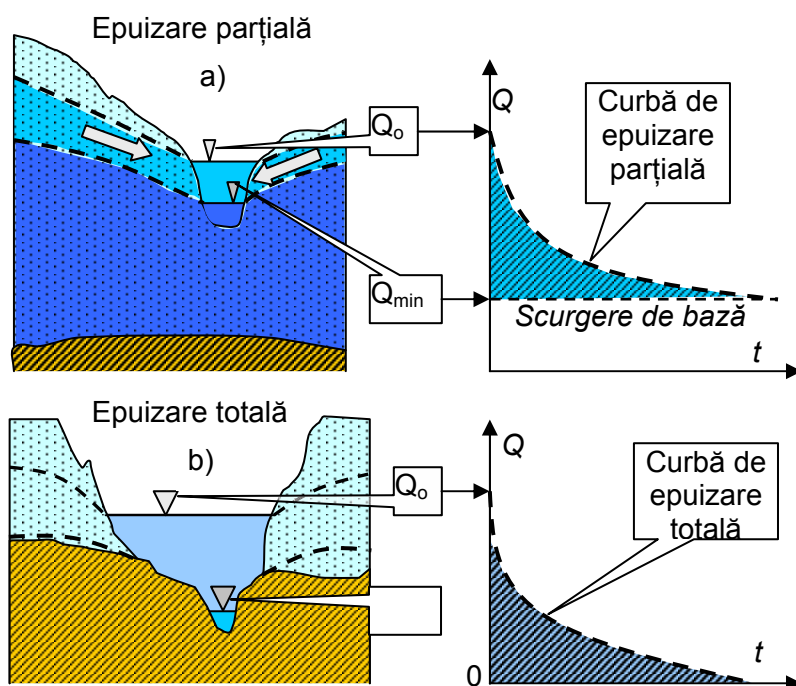


Fig.1.43. Faza de epuizare a acviferelor

Q_0 – debitul cursului de apă la începutul perioadei de epuizare;

Q_{min} – debitul cursului de apă de la sfârșitul perioadei de epuizare.

regim neinfluențat prezintă importanță pentru regimul cursurilor de apă și al rezervelor de apă subterană. Aceste rezerve au efect de regularizare, ele fiind înmagazinate în acvifer într-o perioadă anterioară.

Originea unei curbe de epuizare corespunde practic cu începutul perioadei secetoase, iar debitul corespunzător acestui moment este notat cu Q_0 și se determină pe hidrograf.

Finalul curbei de epuizare corespunde cu debitul minim al scurgerii de bază. Acest moment final este evident pe hidrograf deoarece, după el, urmează o creștere a debitului.

Se poate studia analitic epuizarea unui acvifer, asimilându-l cu un rezervor care se golește printr-un bușon poros, prevăzut la baza acestuia

Dacă patul albiei se găsește în limitele acviferului, există posibilitatea unei epuizări parțiale a acviferului, iar cursul de apă este permanent chiar la perioade mari de secetă (**Fig.1.43a**). Într-o astfel de situație, **scurgerea de bază** corespunde unui debit minim constant care apare după o perioadă secetoasă lungă.

Dacă patul albiei este situat în formațiunea impermeabilă, la perioade lungi de secetă acviferul poate fi complet epuizat, iar scurgerea de bază devine nulă (**Fig.1.43b**).

Analiza

curbelor de epuizare în

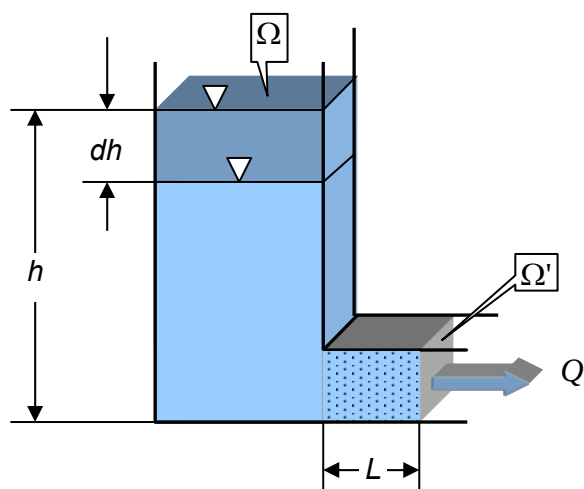


Fig.1.44. Modelul de tip exponențial al epuizării unui acvifer

(**Fig.1.44**). Dacă în timpul dt nivelul apei coboară cu dh se poate scrie ecuația volumului de apă respectiv:

$$\Omega \cdot dh = -Q \cdot dt \quad (1.38)$$

în care

Ω - secțiunea rezervorului;

Q - debitul drenat prin bușon.

Același debit (Q) traversează bușonul poros de lungime L și conductivitate hidraulică K , iar cu viteza de filtrare exprimată din legea lui Darcy se poate scrie ecuația:

$$dQ = K \frac{dh}{L} \cdot \Omega' \quad (1.39)$$

Prin eliminarea lui dh din ecuațiile (1.38) și (1.39), rezultă:

$$\frac{L}{K \cdot \Omega'} dQ = -\frac{Q}{\Omega} \cdot dt \quad (1.40)$$

din care, prin separarea variabilelor se obține:

$$\frac{dQ}{Q} = -\frac{K \cdot \Omega'}{L \cdot \Omega} dt = -\alpha \cdot dt \quad (1.41)$$

ecuație în care s-a notat $\alpha = \frac{K \cdot \Omega'}{L \cdot \Omega}$, un **coeficient de epuizare a acviferului** care depinde de **conductivitatea hidraulică** (K) și **dimensiunea** (L) acviferului.

Prin integrarea ecuației (1.41) de la începutul perioadei de epuizare (t_0) până la un moment dat (t):

$$\int_{Q_0}^{Q_t} \frac{dQ}{Q} = -\alpha \int_{t_0}^t dt \quad (1.42)$$

se obține:

$$\ln Q_t - \ln Q_0 = -\alpha \cdot (t - t_0) \quad (1.43)$$

din care, dacă momentul inițial $t_0 = 0$, se obține ecuația de golire (epuizare) a **rezervorului**. Această ecuație este de tip **exponențial** și mai poate fi scrisă sub forma:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t} \quad (1.44)$$

În cazul acviferelor, parametrul α are o structură particulară care înglobează efectul tuturor caracteristicilor hidrogeologice ale rezervorului. Astfel Maillet (Castany, G., 1968) a ajuns pe cale analitică la aceeași ecuație, în cazul unui **acvifer cu nivel liber**:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha_1 \cdot t} \quad (1.45)$$

unde

Q_t - debitul la momentul t în perioada secetoasă;

α_1 - coeficientul de epuizare a acviferului a cărui structură este (Boussinesq; Schoeller, H., 1962):

$$\alpha_1 = \frac{\pi \cdot K \cdot H}{4 \cdot n_a \cdot L^2} \quad (1.46)$$

în care

K - conductivitatea hidraulică a acviferului;

H - presiunea acviferului;

n_a - porozitatea activă;

L - distanța dintre albia minoră și cumpăna acviferului.

Pentru calculul coeficientului de epuizare α_1 nu se utilizează ecuația (1.46) deoarece operația de evaluare a parametrilor reprezentativi ai acviferului (K, n_a) este costisitoare.

Coeficientul de epuizare (α_1) se evaluează pe baza formei curbei de epuizare a acviferului. Pentru modelarea matematică a curbei de epuizare a acviferului se utilizează ecuația Maillet iar datele necesare sunt minimum trei perechi de valori ($Q_{t_i}, t_i; i = 1, 2, \dots, n$; **Fig.1.45**) măsurate pe durata perioadei de epuizare a acviferului.

Într-un sistem de referință rectangular, de coordonate $\ln Q - t$, se reprezintă prin puncte perechile de valori (Q_t, t) măsurate în perioada de epuizare (**Fig.1.46a**).

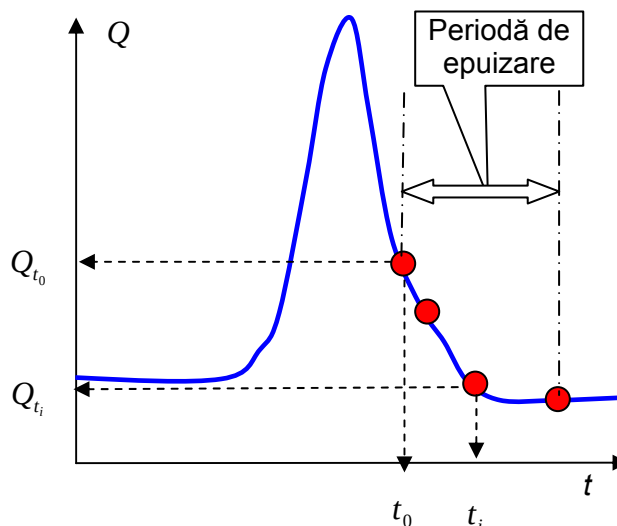


Fig. 1.45. Datele necesare evaluării coeficientului de epuizare a acviferelor ($Q_{t_i}, t_i; i = 0, 1, 2, \dots, n$)

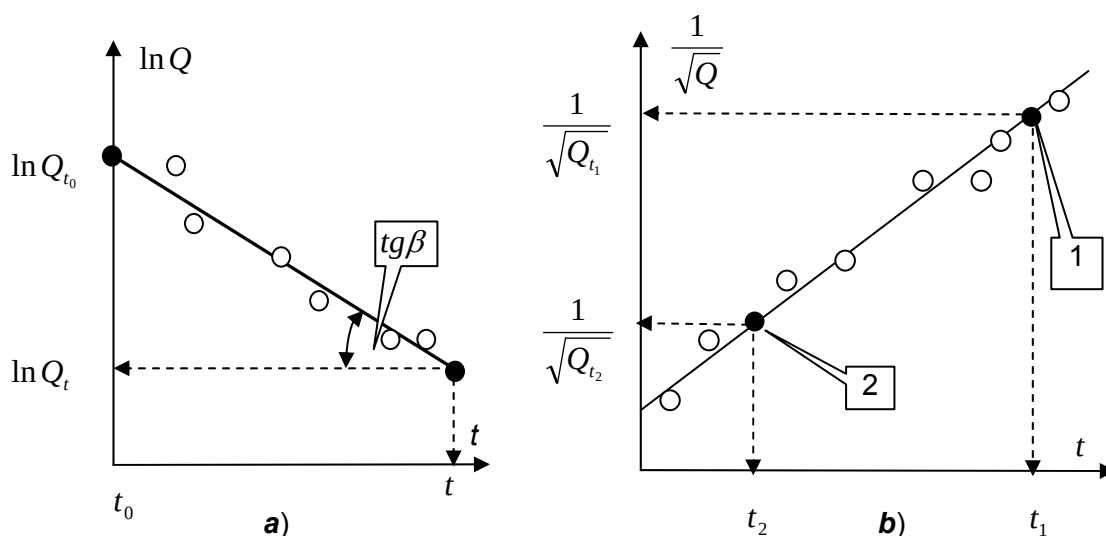


Fig.1.46. Soluțiile grafice pentru schemele de calcul Maillet (a) și Tisson (b)

Distribuția punctelor este interpolată de dreapta de ecuație:

$$\ln Q_t = \ln Q_0 - \alpha_1 \cdot t \quad (1.47)$$

al cărui coeficient de epuizare se calculează cu:

$$\alpha_1 = \frac{\ln Q_0 - \ln Q_t}{t} = \frac{\lg Q_0 - \lg Q_t}{0,434 \cdot t} = \frac{\lg \beta}{0,434} \quad (1.48)$$

Valoarea medie a coeficientului de epuizare determinată pe baza ecuației (1.48) este valabilă riguros pentru $H=\text{constant}$. Utilizarea modelului Maillet este admisă doar dacă reducerea sarcinii piezometrice în perioada secetoasă este mică în raport cu grosimea acviferului.

Dacă grosimea acviferului de un anumit volum (V) este mică în raport cu reducerea nivelului piezometric, se poate folosi soluția analitică a lui **G.Tison**:

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \alpha_2 \cdot t)^2} \text{ în care } \alpha_2 = 5,572 \cdot \frac{K \cdot V}{4 \cdot n_a \cdot L^3} \quad (1.49)$$

Calculul coeficientului α_2 se bazează pe același procedeu grafo-analitic. Prin liniarizarea ecuației (1.49) sub forma:

$$\frac{1}{\sqrt{Q_t}} = \frac{1}{\sqrt{Q_0}} + \frac{\alpha_2}{\sqrt{Q_0}} \cdot t \quad (1.50)$$

pe baza a două perechi de valori $(Q_t, t)_1$ și $(Q_t, t)_2$ citite pe grafic (**Fig.1.46, b**), calculul lui α_2 se face cu relația:

$$\alpha_2 = \frac{\sqrt{Q_0}}{t_1 - t_2} \cdot \frac{\sqrt{Q_{t_2}} - \sqrt{Q_{t_1}}}{\sqrt{Q_{t_1}} \cdot Q_{t_2}} \quad (1.51)$$

În mod practic, alegerea uneia din cele două soluții analitice (Maillet sau Tison) se face pe baza analizei corelației datelor experimentale (Q_t, t) :

- se calculează coeficientul corelației liniare r_1 pentru perechile $(\ln Q, t)$;
- se calculează coeficientul corelației liniare r_2 pentru perechile $(\frac{1}{\sqrt{Q}}, t)$;
- dacă $r_1 > r_2$ se calculează coeficientul de epuizare cu modelul Maillet (ec.1.48);
- dacă $r_1 < r_2$ se calculează coeficientul de epuizare cu modelul Tison (ec.1.51).

Ecuațiile (1.45) și (1.49) sunt utilizate pentru evaluarea **capacității de înmagazinare** a acviferelor la momentul t_o , exprimată sub formă de **rezervă de regularizare** (V_s):

- modelul Maillet: $V_s = \int_0^{\infty} Q_t \cdot dt = Q_0 \int_0^{\infty} e^{-\alpha \cdot t} dt = \frac{Q_0}{\alpha} \quad (1.52)$

- modelul Tisson:
$$V_s = \frac{Q_0}{\alpha_2} \quad (1.53)$$

Pentru ambele modele rezerva de regularizare este invers proporțională cu coeficientul de epuizare a acviferului. O valoare redusă a coeficientului de epuizare asigură o alimentare continuă din subteran a cursurilor de apă pe o lungă perioadă de timp.

1.11.3. Procedee de separare a scurgerii subterane

Pentru evaluarea **scurgerii subterane** care contribuie la formarea **scurgerii totale** a rețelei hidrografice se utilizează în mod curent **metoda hidrografului** și **metoda hidrochimică**.

1.11.3.1. Metoda hidrografului

Separarea scurgerii subterane cu ajutorul hidrografului debitelor scurgerii totale se bazează pe reflectarea relației hidraulice între râu și acvifer în variația debitelor. În funcție de particularitățile relațiilor hidrodinamice între râu și acvifer se separă patru situații:

- alimentarea râului din acvifer cu nivel liber *fără legătură hidraulică* cu râul (**Fig. 1.47a**);

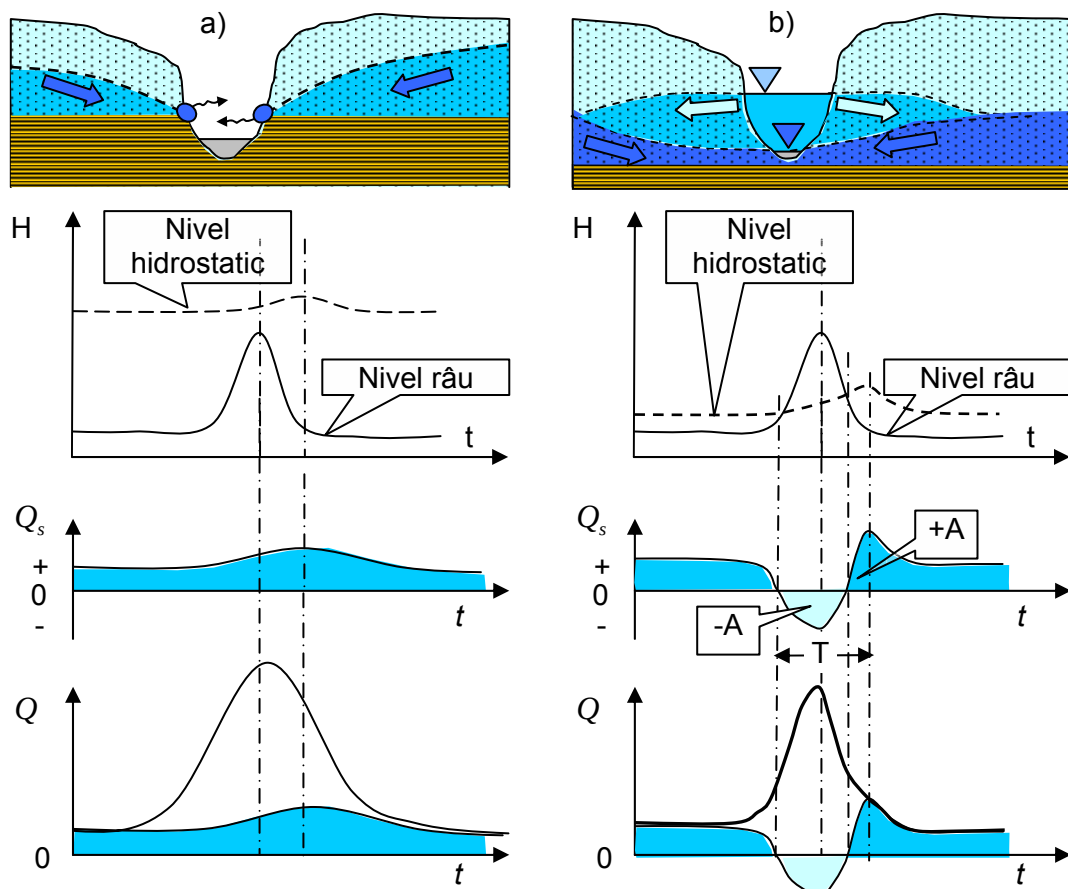


Fig. 1.47. Separarea scurgerii subterane pe hidrograful unui râu alimentat de un singur acvifer freatic:

- a) *fără legătură hidraulică cu râul;*
b) *în legătură hidraulică cu râul*

- alimentarea râului din acvifere cu nivel liber **în legătură hidraulică** cu râul (**Fig.1.47b**);
- alimentarea râului din două acvifere cu nivel liber (**Fig.1.48**);
- alimentarea râului din trei acvifere, două cu nivel liber și unul sub presiune (**Fig.1.49**).

Acviferele cu nivel liber/freatice fără legătură hidraulică cu râul (cota culcușului impermeabil al acviferului este mai mare decât cota nivelului maxim al apei din râu) îl alimentează continuu prin intermediul izvoarelor (**Fig.1.47a**). Creșterea alimentării subterane în perioada apelor mari este datorată alimentării prin infiltrație a acviferelor freatice care este mai intensă în perioadele cu precipitații abundente. Decalajul în timp dintre nivelul hidrostatic maxim al acviferului freatic și nivelul maxim al apei din râu este direct proporțional cu grosimea zonei de aerare.

În cazul **acviferelor freatice în legătură hidraulică cu râul** (**Fig.1.47b**), se remarcă faptul că în perioada apelor mari și a viiturilor, nivelul apei în râu crește rapid, depășind nivelul hidrostatic al acviferului și provocând schimbarea sensului de

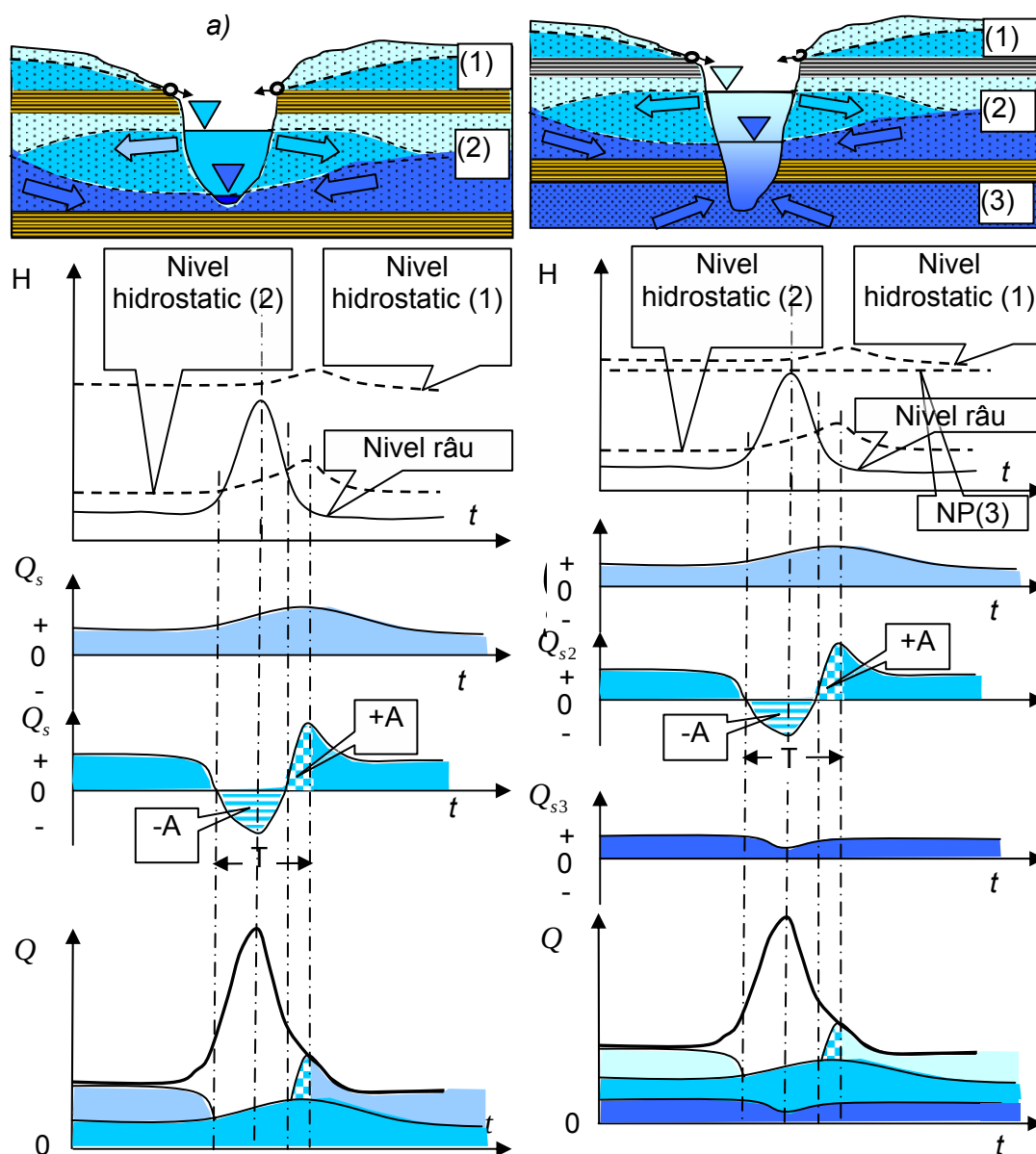


Fig.1.48. Separarea scurgerii subterane pe hidrograful unui râu alimentat:
a) din două acvifere freatice;
b) din două acvifere freatice și unul sub presiune.

curgere, deci o alimentare a acviferului de către râu. După retragerea viiturii are loc o cedare lentă a apei acumulate anterior în acviferul riveran. Acest fenomen, cu cele două faze (**-A** și **+A**), reprezintă regularizarea hidrogeologică a viiturii (**T**- perioada de regularizare hidrogeologică a viiturii).

Alimentarea subterană a unui râu din **două acvifere freatice** (**Fig.1.48a**), unul în legătură hidrolică și celălalt suspendat (fără legătură hidrolică cu râul), este o însumare a alimentărilor subterane din cele două acvifere. În perioada de regularizare hidrogeologică a viiturii, continuitatea alimentării subterane este asigurată de acviferul freatic suspendat. Sunt mai rare cazurile în care un râu este alimentat de **trei acvifere**, două freatice și unul sub presiune (**Fig. 1.48b**).

Variabilitatea celor patru tipuri de alimentare subterană a râurilor este reflectată de hidrografele nivelurilor din râu și din cele trei acvifere. Contribuția rezistenței hidrolice a formațiunilor permeabile este esențială în reducerea variabilității scurgerii subterane în raport cu cea de suprafață.

Estimarea scurgerii subterane cu ajutorul hidrografului are un caracter aproximativ. Eroarea poate fi redusă prin cunoașterea distribuției în spațiu și timp a sarcinii piezometrice a acviferelor și a hidrografelor nivelului apei râului în mai multe secțiuni caracteristice.

În cazul unui acvifer cu nivel liber în legătură hidrolică cu râul (**Fig.1.49**), segmentele **OA** și **DE** reprezintă perioade de epuizare ale acviferului, perioadă în care scurgerea subterană se confundă cu hidrograful scurgerii totale. Între punctele **A** și **D** legea de variație a scurgerii subterane este necunoscută.

O metodă simplistă constă în a considera că **valoarea minimă** a scurgerii subterane coincide în timp cu maximul hidrografului. În această ipoteză se extrapolează forma tronsonului **OA** până în **A'** (intersecția cu verticala din apexul **C**) și se trasează curba **A'D**.

Când punctul **A'** cade sub abscisă ($Q_{acvifer} < 0$) se produce regularizarea hidrogeologică a viiturii, perioadă în care râul alimentează acviferul.

Eroarea metodei constă în faptul că cele **două momente principale** ale scurgerii subterane (**minim** și **maxim**) au fost approximate. Dacă în secțiunea studiată

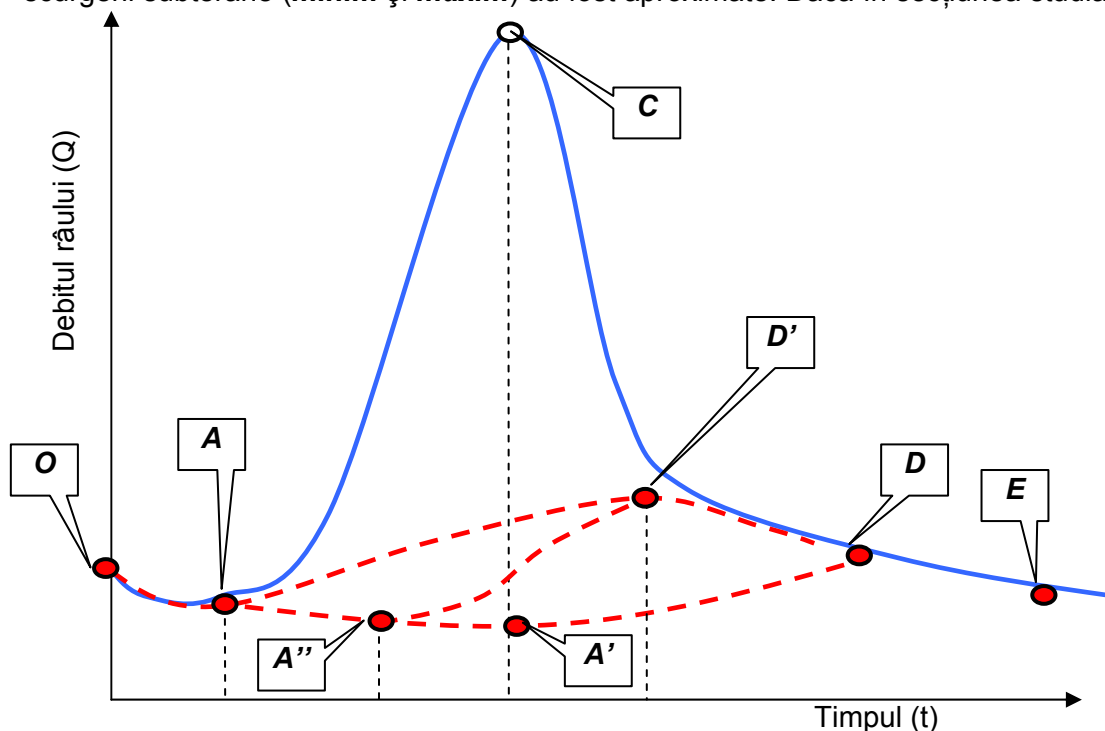


Fig.1.49. Estimarea scurgerii (alimentării) subterane cu ajutorul hidrografului debitelor

(aproape de albia râului) există un foraj hidrogeologic, cele două momente pot fi stabilite cu precizie pe baza comparării cotei **nivelului hidrostatic** cu **cota nivelului apei din râu**:

- momentul înregistrării diferenței minime între cele două niveluri (ΔH_{min}) corespunde scurgerii subterane minime (**A''**);
- momentul înregistrării diferenței maxime (ΔH_{max}) între cele două niveluri corespunde scurgerii subterane maxime (**D'**).

Cunoscând cele două momente (corespunzătoare punctelor A'' și D') rezultă hidrograful scurgerii subterane **AA''D'D** (Fig.1.49).

Dacă acviferul freatic nu este în legătură hidrolică cu râul, scurgerea subterană minimă corespunde punctului **A** iar cea maximă punctului **D'**, determinat pe cale grafică sau pe baza nivelurilor hidrostatice măsurate în foraj. Între cele două puncte se consideră o creștere lineară a scurgerii subterane.

În cazul scurgerii subterane de adâncime, provenită din acvifere sub presiune, se poate considera că ea este constantă și egală cu debitul minim al râului în anii secetoși și în consecință hidrograful acestei scurgeri apare ca o linie orizontală.

Cu ajutorul hidrografului scurgerii subterane, pe perioada **AA''D'D** se poate calcula volumul scurgerii respective, folosind **metoda trapezelor** pentru integrare:

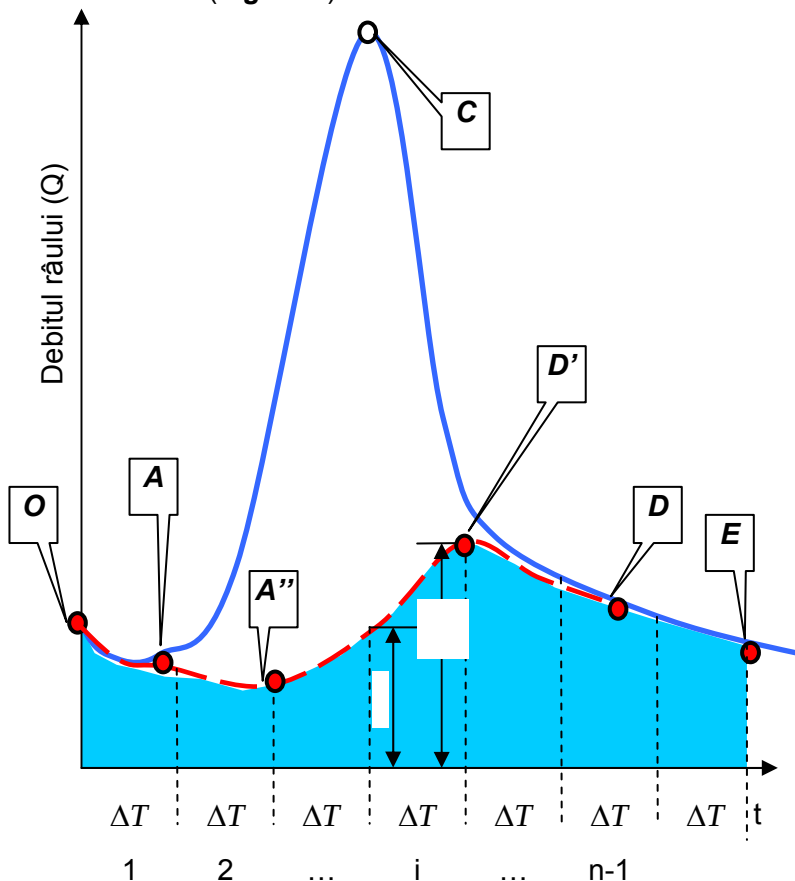


Fig.1.50. Calculul volumului scurgerii subterane prin metoda trapezelor

$$V_s = \int_0^t Q_s dt \cong \sum_{i=1}^{i=n} \frac{Q_{si} + Q_{sf}}{2} \cdot \Delta T \quad (1.54)$$

Pentru aceasta, hidrograful se împarte în n intervale de timp ΔT , fiecare interval având debitul inițial Q_{si} și cel final Q_{sf} și o pantă constantă a curbei (Q_s) (Fig.1.50).

1.11.3.2. Metoda hidrochimică

Scurgerea subterană poate fi estimată cu ajutorul metodei hidrochimice folosind ecuațiile bilanțului debitelor:

$$Q = Q_{sub} + Q_{sup} \quad (1.55)$$

și bilanțului concentrațiilor unui component din apa râului:

$$Q \cdot c = Q_{sub} \cdot c_1 + Q_{sup} \cdot c_2 \quad (1.56)$$

unde

Q - debitul măsurat în râu;

c - concentrația unui component (de exemplu clorul) din apa râului, în perioada de observație;

c_1 - concentrația aceluiași component în apa subterană (acviferul drenat de râu);

c_2 - concentrația aceluiași component în scurgerea de suprafață (în aceeași perioadă);

Q_{sup} - debitul scurgerii de suprafață;

Q_{sub} - debitul scurgerii subterane.

Din ecuația (1.56) rezultă că dacă:

- $c = c_1$, râul se alimentează numai pe cale subterană, deci $Q_{sub} = Q$;
- $c = c_2$ rezultă că alimentarea subterană este nulă și $Q_{sup} = Q$.

Din ecuațiile (1.55) și (1.56) rezultă:

$$Q_{sub} = Q \cdot \frac{c - c_2}{c_1 - c_2} \quad \text{și} \quad Q_{sup} = Q \cdot \frac{c - c_2}{c_2 - c_1} \quad (1.57)$$

Repetând determinările în mai multe perioade caracteristice ale anului se pot construi hidrografele alimentării subterane și a celei de suprafață, pe baza cărora se poate stabili regimul surselor de alimentare a râului respectiv.

1.12. Parametri ai scurgerii totale și subterane

Rezultatul concentrării în **talvegul** unui râu a unei părți din precipitațiile interceptate de bazinul hidrografic al acestuia și a scurgerii subterane din acviferele care îl alimentează este **scurgerea totală**.

1.12.1. Parametri ai scurgerii totale

Scurgerea totală a unui râu se măsoară în talvegul acestuia și datorită variabilității în timp se evaluează pe diferite intervale de timp: lună, sezon, an. Cel mai frecvent, pentru studiile hidrogeologice, se apelează la intervalul anual calculându-se valori medii multianuale.

Scurgerea medie multianuală reflectă potențialul bazinului de recepție și se exprimă prin intermediul unor **parametri** derivați din:

- **debitul** cursului de apă;
- **suprafața bazinului hidrografic** care se închide în secțiunea de măsurare a debitului;
- **intervalul de timp** luat în considerare.

Parametrii elementari utilizați pentru evaluarea scurgerii totale sunt: debitul mediu multianual, debitul mediu specific, volumul scurgerii totale, coloana de apă a scurgerii medii, coeficientul scurgerii totale medii, coeficientul modul al scurgerii totale. Pentru ușurința calculelor, ei sunt exprimați în anumite unități de măsură, urmând ca în relațiile de legătură să se facă omogenizarea dimensională.

Debitul mediu multianual (Q_0) (**normal/modul**) este parametrul cel mai frecvent utilizat. El se calculează ca o medie aritmetică a debitelor medii anuale (Q_{0i}):

$$Q_0 = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} Q_{0i}}{n} \quad \left[\frac{m^3}{s} \right] \quad (1.58)$$

În România, datorită variabilității accentuate a scurgerii totale, pentru calculul acestui parametru se recomandă serii de date înregistrate pe perioade de 30 de ani.

Debitul mediu specific sau **modulul scurgerii** (q_0) reprezintă debitul, exprimat în **litri/secundă**, ce se scurge de pe un **km²** al bazinului hidrografic (F -suprafața bazinului de recepție):

$$q_0 = \frac{10^3 \cdot Q_0}{F} \quad \left[\frac{\text{litri}}{\text{sec.} \cdot \text{km}^2} \right] \quad (1.59)$$

Acest debit, fiind raportat la unitatea de suprafață, poate fi utilizat pentru compararea potențialului hidrologic a două sau mai multe bazine hidrografice.

Volumul scurgerii totale (V_0) se referă la volumul de apă ce s-ar acumula în amonte de secțiunea râului în care se fac estimările, pe perioada unui an calendaristic mediu (durata unui an calendaristic mediu este $T=364,25$ zile/an $\times 86400$ sec/an $= 31,56 \times 10^6$ secunde):

$$V_0 = T \cdot Q_0 = 31,56 \cdot Q_0 \quad \left[\frac{m^3}{\text{an}} \right] \quad (1.60)$$

Coloana de apă a scurgerii medii (Y_o) se calculează în ipoteza unei repartizări uniforme a volumului V_o pe toată suprafața bazinului luat în considerare:

$$Y_o = \frac{V_o}{F} = \frac{10^9 \cdot V_o}{10^{12} \cdot F} = \frac{V_o}{10^3 \cdot F} \quad \left[\frac{mm}{an} \right] \quad (1.61)$$

unde F este suprafața bazinului hidrografic exprimată în km^2 .

Coeficientul scurgerii totale medii (η_o) reprezintă raportul dintre scurgere (Y_o) și precipitații (P_o), ambele exprimate în coloană de apă echivalentă, în decursul aceleiași perioade:

$$\eta_o = \frac{Y_o}{P_o} \cdot 100 \quad [\%] \quad (1.62)$$

Acest parametru este o măsură a randamentului hidrologic de transformare a **precipitațiilor** în **scurgere totală medie**.

Coeficientul modul al scurgerii totale medii (K_i) reprezintă raportul dintre scurgerea medie anuală și cea multianuală:

$$K_i = \frac{Q_{01}}{Q_0} = \frac{q_{0i}}{q_0} = \frac{V_{0i}}{V_0} = \frac{Y_{0i}}{Y_0} \quad [-] \quad (1.63)$$

Coeficientul modul al scurgerii totale medii poate lua valori mai mari sau mai mici decât unu, exprimând în acest fel dacă un anumit interval de timp este mai bogat (>1) sau mai sărac (<1) în raport cu un an hidrologic mediu.

Între parametrii prezentați, în funcție de necesități, se pot stabili relații de legătură. Cel mai frecvent este utilizată relația de legătură între Y_o și q_o :

$$Y_o = \frac{V_o}{10^3 \cdot F} = \frac{31,56 \cdot 10^6 \cdot Q_o}{10^3 \cdot F} = 31,56 \cdot 10^3 \cdot \frac{Q_o}{F} = 31,56 \cdot q_o \quad (1.64)$$

1.12.2. Parametri ai scurgerii subterane

În cercetările hidrogeologice este necesar uneori să se înceapă cu evaluarea scurgerii totale medii, deoarece parametrii respectivi pot servi ca orientare și ca termeni de comparație în etapa următoare de calcul a parametrilor **scurgerii subterane**. Parametrii scurgerii subterane evidențiază două caracteristici principale ale acestora în raport cu scurgerea de suprafață:

- **continuitatea mai bună** (un acvifer se epuizează mult mai greu decât un curs de apă de suprafață);
- **variabilitatea mai redusă** (variația debitului scurgerii subterane este mult mai mică decât a scurgerii de suprafață).

Parametrii scurgerii subterane pot fi determinați în două situații:

- **în sezonul secetos**, când debitul măsurat în albia râului reprezintă în totalitate alimentarea subterană a acestuia și nu apar nici un fel de dificultăți în calculul parametrilor scurgerii subterane;
- **în perioadele cu precipitații**, când dificultățile separării scurgerii subterane din scurgerea totală (vezi par.1.11) se transformă în incertitudini asupra valorilor parametrilor acestora.

Un procedeu eficient și operativ pentru evaluarea parametrilor scurgerii subterane constă în măsurarea debitelor scurgerii totale (Q_1 și Q_2), la capetele unui tronson de lungime L fără confluențe al cursului de apă, într-un interval de timp fără precipitații (**Fig.1.51**). Cu aceste debite se pot calcula mai mulți parametri ai scurgerii subterane, în varianta medie anuală sau multianuală: debit unitar, debit specific, coloană echivalentă, coeficientul alimentării subterane, coeficientul scurgerii subterane, volumul scurgerii subterane.

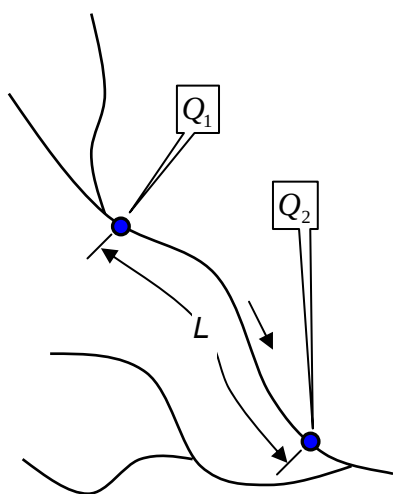


Fig.1.51. Estimarea scurgerii subterane pe un tronson de râu fără afluenți

Debitul unitar al alimentării subterane (q_u) este raportat la 1 km lungime a cursului de apă:

$$q_u = \frac{Q_2 - Q_1}{L} = \frac{Q_s}{L} \quad \left[\frac{m^3}{s \cdot km} \right] \quad (1.65)$$

În cazul cursurilor de apă infiltrante, acest parametru va avea semn negativ.

Debitul specific subteran (q_s) este analog cu debitul specific mediu, el fiind raportat la suprafața **bazinului hidrogeologic** (F_s), exprimată în km^2 :

$$q_s = \frac{10^3 \cdot Q_s}{F_s} \quad \left[\frac{litri}{sec. \cdot km^2} \right] \quad (1.66)$$

Coloana echivalentă a scurgerii subterane se estimează cu:

$$Y_s = 31,56 \cdot q_s \quad \left[\frac{mm}{an} \right] \quad (1.67)$$

Coeficientul alimentării subterane a cursului de apă este definit cu relația:

$$K_s = \frac{q_s}{q} \cdot 100 = \frac{Y_s}{Y} \cdot 100; \quad [\%] \quad (1.68)$$

în care q și Y reprezintă parametrii scurgerii totale medii.

Coeficientul scurgerii subterane (η_s) reprezintă fracțiunea din precipitații (P) care se transformă în scurgere subterană:

$$\eta_s = \frac{Y_s}{P} \cdot 100; \quad [\%] \quad (1.69)$$

Volumul scurgerii subterane (V_s) se estimează cu:

$$V_s = Y_s \cdot F_s \cdot 10^3; \quad \left[\frac{mm}{an} \right] \quad (1.70)$$

1.12.3. Parametri statistici ai variabilității scurgerilor

Variabilitatea complexă a debitului scurgerilor hidrologice implică abordarea **probabilistă** a evaluării acesteia. Obiectivul acestei evaluări este **prognoza pe termen lung** a debitului scurgerilor hidrologice, necesare proiectării construcțiilor hidrotehnice (baraje, diguri, canale, captări etc.).

Parametrii care stau la baza realizării prognozelor sunt **asigurarea experimentală/empirică de depășire/nedepășire** și **perioada de repetare**.

Extrapolarea asigurărilor empirice, realizată în condițiile lipsei unor șiruri de valori suficient de numeroase, se face cu ajutorul **funcțiilor teoretice de probabilitate** (ex.: funcția Gauss-Laplace, funcția logaritmică-normală, funcția Gumbel, funcția Pearson, funcția gama etc.), utilizate pentru **generarea** unor șiruri de valori cronologice cu **aceleași caracteristici statistice** cu ansamblul valorilor măsurate (**media, coeficientul de variație, coeficientul de asimetrie**, etc.).

1.12.3.1. Asigurare experimentală

Asigurarea experimentală se definește pentru un șir de n valori ale debitului scurgerii ($Q_1, Q_2, \dots, Q_n$), măsurate la fiecare interval de timp Δt .

Dacă cele n valori ale debitului (Q) sau orice alt parametru al scurgerii sunt **independente** și cu probabilitățile de realizare egale ($p = \frac{1}{n}$), se ordonează **descrescător (Tabelul 1.9)** și se definesc două tipuri de asigurări experimentale:

Tabelul 1.9. Ordonarea descrescătoare a debitelor

Q	$Q_1 >$	$Q_2 >$	$Q_3 >$	$Q_4 >$	$Q_m >$	$\dots$	$Q_n >$
p	$p_1 = \frac{1}{n}$	$p_2 = \frac{1}{n}$	$p_3 = \frac{1}{n}$	$p_4 = \frac{1}{n}$	$p_m = \frac{1}{n}$	$\dots$	$p_n = \frac{1}{n}$

- **asigurarea empirică de egalare sau depășire** (P_m^{egalare}) a debitului Q_m care reprezintă probabilitatea de egalare sau depășire a debitului Q_m calculată cu relația:

$$P_m^{\text{egalare}} = \sum_{i=1}^{i=m} p_i = \frac{m}{n} \quad (1.71)$$

sau relația lui Weibull care reduce efectul numărului de elemente n și face posibilă compararea asigurărilor calculate pe baza unor șiruri de valori cu efective diferite:

$$P_{W-m}^{\text{egalare}} = \frac{m}{n+1} \quad (1.72)$$

în care

m - rangul valorii (poziția valorii în șirul ordonat descrescător);

n - numărul total de valori disponibile.

- **asigurarea empirică de nedepășire** ($P_m^{\text{nedepasire}}$) a debitului Q_m care reprezintă probabilitatea de nedepășire a debitului Q_m calculată cu relația:

$$P_m^{\text{nedepasire}} = \sum_{i=m}^{i=n} p_i = \frac{n-m}{n} \quad (1.73)$$

sau relația Weibull:

$$P_{W_m}^{nedepasire} = 1 - P_{W_m}^{egalare} = 1 - \frac{m}{n+1} \quad (1.74)$$

Asigurarea experimentală de egalare sau depășire a unei valori cuprinse în intervalul Q_m și Q_{m+i} se calculează cu:

$$P_{m_ (m+1)}^{egalare} = \sum_{i=m}^{i=m+i} p_m = \frac{m+i}{n} - \frac{m}{n} = \frac{i}{n} \text{ sau după Weibull: } P_{W_m_ (m+i)}^{egalare} = \frac{i}{n+1} \quad (1.75)$$

relații în care $i = 1, 2, \dots, (n - m)$

De obicei, **surgerea minimă** care se realizează în totalitate prin alimentarea subterană a cursurilor de apă se calculează pentru asigurări de depășire de $P^{depasire} = 80\%, 90\%, 95\%$.

Surgerea maximă, la care participarea apelor subterane este practic nulă, se calculează pentru asigurări cuprinse între $P^{egalare} = 1\%$ și $P^{depasire} = 10\%$.

1.12.3.2. Perioadă de repetare

Dacă fiecare valoare a debitului din șirul de n valori se realizează **o singură dată în intervalul de timp Δt** , se definește **perioada de repetare** (T_m) a unei valori (Q_m), adică numărul de intervale de timp Δt la care:

- valoarea debitului este egalată/**depășită** o singură dată:

$$T_m^{egalare} = \frac{100}{100 \cdot P_m^{egalare}} \text{ sau după Weibull } T_{W_m}^{egalare} = \frac{100}{100 \cdot P_{W_m}^{egalare}} \quad (1.76)$$

- valoarea debitului este **nedepășită**:

$$T_m^{nedepasire} = \frac{100}{100 \cdot P_m^{nedepasire}} = \frac{100}{100 - P_m^{egalare}} \text{ după Weibull } T_{W_m}^{nedepasire} = \frac{100}{100 \cdot P_{W_m}^{nedepasire}} \quad (1.77)$$

Perioada de repetare în hidrologie poate fi exprimată în ani, trimestre sau luni dacă valorile elementelor nu se influențează reciproc de la un interval la altul.

Perioada de repetare și asigurarea empirică de depășire ajută la caracterizarea fiecărui an din punct de vedere al resurselor de apă:

- an foarte bogat: $P^{egalare} = 1\%$ și $T^{egalare} = 100ani$;
- an mediu: $P^{egalare} = 50\%$ și $T^{egalare} = 1an$;
- an foarte secetos: $P^{egalare} = 99\%$ și $T^{egalare} = 100ani$.

Valoarea perioadei de repetare corespunzătoare elementului studiat (ex.: Q) trebuie înțeleasă ca o mărime medie și nu în sensul că în mod cronologic, la fiecare perioadă se va realiza elementul menționat. Este posibil ca într-o suită de perioade să nu apară valoarea elementului, iar în altele să apară de mai multe ori.

Aplicație

Să se calculeze **asigurările de egalare** și perioadele de repetabilitate corespunzătoare pentru debitele râului Olt la postul Râmnicu-Vâlcea, pe baza unei serii de 20 de **debite medii anuale** (Q_i ; **Tabelul 1.10**).

Rezolvare:

După ordonarea descrescătoare a debitelor medii **anuale** se aplică pentru calculul asigurărilor de egalare și al perioadelor de repetare formulele lui Weibull (1.72, 1.77).

Asigurările de egalare/depășire calculate și exprimate sub formă de procente variază între 4,76% și 95,24% (**Fig.1.52**). Cu ajutorul lor se poate estima de câte ori un anumit debit multianual este egalat sau depășit într-un anumit interval de timp.

Într-un interval de **10 ani** debitul $Q_{14} = 115 \text{ m}^3/\text{sec}$ poate fi egalat sau depășit de:

$$nr_{\geq} = 10 \cdot \frac{66,67}{100} = 6,6 \cong 7 \text{ ori}$$

iar într-un interval de 20 de ani de:

$$nr_{\geq} = 20 \cdot \frac{66,67}{100} = 13,33 \cong 13 \text{ ori.}$$

Perioadele de repetare calculate pentru cele 20 de debite anuale variază între 21 de ani pentru cel mai mare debit ($Q = 220 \text{ m}^3/\text{sec}$) și 1 an pentru cel mai mic debit ($Q = 68 \text{ m}^3/\text{sec}$).

Perioada de repetare $T_{W-14}^{\text{egalare}} = 1,5 \text{ ani}$ reprezintă intervalul de timp în care este probabil ca valoarea debitului mediu anual al Oltului, la Râmnicu-Vâlcea să fie mai mare sau egală cu $Q_{14} = 115 \text{ m}^3/\text{sec}$.

Tabelul 1.10. Debitele medii anuale, asigurările de egalare și perioadele de repetare pentru râul Olt la Râmnicu Vâlcea

Rangul m	Q_i [m ³ /sec]	P_{W-m}^{egalare} [%]	T_{W-m}^{egalare} [an]
1	220	4.76	21.00
2	210	9.52	10.50
3	200	14.29	7.00
4	180	19.05	5.25
5	140	23.81	4.20
6	130	28.57	3.50
7	129	33.33	3.00
8	128	38.10	2.63
9	124	42.86	2.33
10	123	47.62	2.10
11	122	52.38	1.91
12	120	57.14	1.75
13	118	61.90	1.62
14	115	66.67	1.50
15	110	71.43	1.40
16	98	76.19	1.31
17	84	80.95	1.24
18	78	85.71	1.17
19	70	90.48	1.11
20	68	95.24	1.05

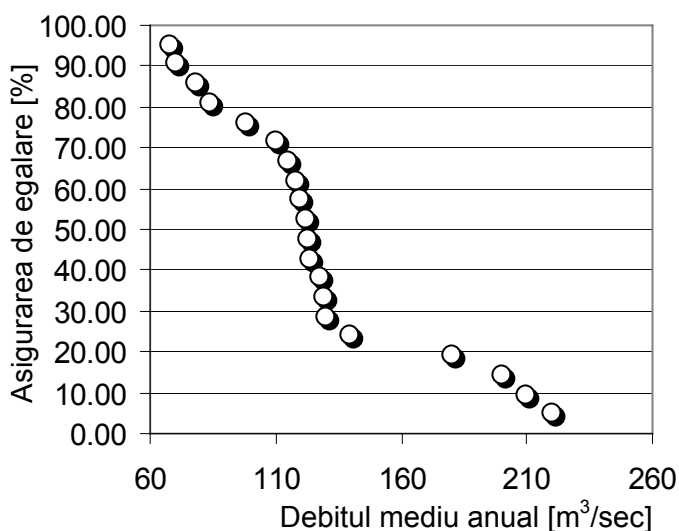


Fig.1.52. Asigurările empirice de egalare ale debitului râului Olt la postul hidrometric Râmnicu-Vâlcea.

1.12.3.3. Generarea valorilor cronologice

Extrapolarea șirurilor statistice scurte (40...50 de valori) este unul din procedeele pe baza cărora în studiile hidrologice se pot evalua asigurările de egalare de 1% și a perioadelor de repetare corespunzătoare de 100 de ani necesare proiectării construcțiilor hidrotehnice.

Simularea de șiruri de valori care succed în mod cronologic unui șir cunoscut consideră fenomenul hidrologic aleator iar valorile generate, în ansamblul lor, trebuie să aibă aceleași caracteristici statistice ca și ansamblul valorilor de bază (media, dispersia, coeficientul de variație, coeficientul de asimetrie etc.).

Relația de simulare derivă din teoria lanțului Markov, conform căreia trecerea unui sistem aleator de la timpul $(t-1)$ la timpul (t) depinde de probabilitatea de trecere a sistemului la timpul (t) .

Dacă **șirul de baza** este:

$$Q_1, Q_2, \dots, Q_n \quad (1.78)$$

iar **șirul în curs de generare** este:

$$G_1 = Q_{n+1}, G_2 = Q_{n+2}, \dots, G_i = Q_{n+i} \quad (1.79)$$

relația de simulare este:

$$G_{i+1} = \bar{Q} + (G_i - \bar{Q}) \cdot \rho + g_{i+1} \cdot \sigma_Q \cdot \sqrt{1 - \rho^2} \quad (1.80)$$

în care

$\bar{Q}$ - media aritmetică a șirului de bază:

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} Q_i \quad (1.81)$$

ρ - coeficientul de autocorelație serială de ordinul 1 al seriei de bază:

$$\rho = \frac{\frac{1}{n-2} \sum_{i=1}^{i=n-1} Q_i \cdot Q_{i+1} - (\bar{Q})^2}{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n Q_i^2 - (\bar{Q})^2} \text{ pentru } i=1, 2, \dots, n \quad (1.82)$$

g_i - variabilă gaussiană cu valori pozitive și negative, cu media zero și abaterea standard unitară:

$$g_i \cong \left(\sum_{k=1}^{k=12} f_k \right) - 6 \quad (1.83)$$

f_k - numere pseudoaleatoare cu distribuție uniformă în intervalul (0,1);

σ_Q - abaterea standard a seriei de bază:

$$\sigma_Q = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n} (Q_i - \bar{Q})^2}{n-1}} \quad (1.84)$$

Aplicație

Pentru seria de 20 de debite medii anuale ale râului Olt măsurate la postul hidrometric Râmnicu-Vâlcea, în perioada 1960-1979 (**Tabelul 1.10**), să se genereze 15 valori cronologice pentru perioada 1980-1994.

Rezolvare:

Pentru generarea celor 15 valori se calculează pentru **seria de bază** formată din 20 de debite medii anuale ($Q_i, i=1,2,\dots,20$), parametrii statistici ($\bar{Q}, \sigma_Q, \rho$) (**Tabelul 1.11**):

Tabel 1.11. Calculul parametrilor statistici ai seriei de bază ($\bar{Q}, \sigma_Q, \rho$)

i	Q_i	Q_{i+1}	$Q_i \cdot Q_{i+1}$	$Q_i - \bar{Q}$	$(Q_i - \bar{Q})^2$	Q_i^2
1960	128	122	15616	-0.35	0.12	16384
1961	122	110	13420	-6.35	40.32	14884
1962	110	124	13640	-18.35	336.72	12100
1963	124	115	14260	-4.35	18.92	15376
1964	115	68	7820	-13.35	178.22	13225
1965	68	123	8364	-60.35	3642.12	4624
1966	123	140	17220	-5.35	28.62	15129
1967	140	78	10920	11.65	135.72	19600
1968	78	180	14040	-50.35	2535.12	6084
1969	180	84	15120	51.65	2667.72	32400
1970	84	118	9912	-44.35	1966.92	7056
1971	118	220	25960	-10.35	107.12	13924
1972	220	98	21560	91.65	8399.72	48400
1973	98	210	20580	-30.35	921.12	9604
1974	210	129	27090	81.65	6666.72	44100
1975	129	70	9030	0.65	0.42	16641
1976	70	120	8400	-58.35	3404.72	4900
1977	120	200	24000	-8.35	69.72	14400
1978	200	130	26000	71.65	5133.72	40000
1979	130	-	-	1.65	2.72	16900
Σ	2567	-	302952	-	36256.55	365731

- **media** celor $n = 20$ de debite ale seriei de bază ($\bar{Q}$):

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=20} Q_i = \frac{1}{20} \cdot 2567 = 128,35 \text{ m}^3 / \text{sec}$$

- **abaterea standard** a seriei de bază (σ_Q):

$$\sigma_Q = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n} (Q_i - \bar{Q})^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{36256,55}{20-1}} = 43,68 \text{ m}^3/\text{sec}$$

Tabelul 1.12. Generarea valorilor cronologice

i	f_k												g_i	G_i
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
1	0.63	0.95	0.62	0.40	0.49	0.49	0.98	0.10	0.76	0.68	0.91	0.43	1.46	191.63
2	0.48	0.99	0.67	0.97	0.57	0.93	0.61	0.64	0.24	0.44	0.07	0.68	1.28	192.09
3	0.50	0.31	0.56	0.06	0.62	0.86	0.57	0.20	0.22	0.84	0.88	0.64	0.24	147.10
4	0.98	0.67	0.55	0.05	0.89	0.86	0.56	0.31	0.48	0.95	0.45	0.86	1.59	199.83
5	0.03	0.54	0.21	0.16	0.71	0.96	0.68	0.99	0.45	0.99	0.51	0.73	0.96	179.03
6	0.17	0.36	0.19	0.47	0.06	0.94	0.14	0.99	0.26	0.19	0.07	0.37	-1.79	57.25
7	0.15	0.23	0.16	0.28	0.31	0.29	0.47	0.87	0.90	0.61	0.67	0.73	-0.32	105.46
8	0.65	0.77	0.22	0.53	0.28	0.45	0.51	0.61	0.75	0.13	0.55	0.83	0.27	137.24
9	0.57	0.30	0.71	0.45	0.49	0.62	0.50	0.88	0.44	0.86	0.67	0.25	0.72	160.64
10	0.13	0.46	0.16	0.07	0.14	0.48	0.58	0.99	0.11	0.80	0.30	0.46	-1.34	74.64
11	0.17	0.27	0.60	0.42	0.29	0.23	0.19	0.85	0.54	0.27	0.50	0.04	-1.64	50.20
12	0.92	0.02	0.08	0.95	0.65	0.39	0.56	0.33	0.11	0.04	0.17	0.66	-1.11	70.25
13	0.10	1.00	0.77	0.79	0.74	0.71	0.06	0.61	0.37	0.71	0.03	0.28	0.17	128.33
14	0.59	0.03	0.36	0.02	1.00	0.39	0.49	0.40	0.77	0.70	0.69	0.40	-0.17	120.97
15	0.57	0.56	0.95	0.09	0.40	0.36	0.90	0.52	0.56	0.53	0.81	0.72	0.97	169.55

- **coeficientul de autocorelație** al seriei de bază (ρ):

$$\rho = \frac{\frac{1}{n-2} \sum_{i=1}^{i=n-1} Q_i \cdot Q_{i+1} - (\bar{Q})^2}{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n Q_i^2 - (\bar{Q})^2} = \frac{\frac{1}{20-2} \cdot 302952 - 128,35^2}{\frac{1}{20-1} \cdot 365731 - 128,35^2} = 0,13$$

Generarea celor 15 debite medii anuale se bazează pe o variabilă gaussiană g_i pentru calculul căreia se utilizează 12 numere pseudoaleatoare cu distribuție uniformă pe intervalul $(0,1)$ (f_k ; $K = 1, \dots, 12$; **Tabelul 1.12**).

Prin înlocuirea parametrilor statistici calculați, relația de simulare (1.80):

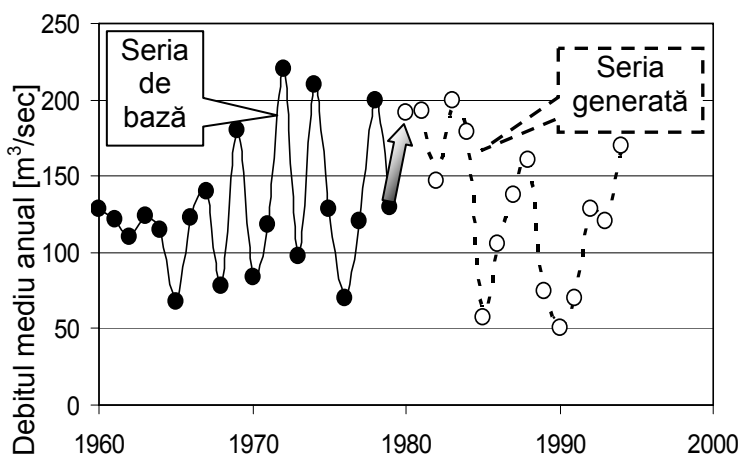


Fig.1.53. Variația debitului mediu anual în perioada 1960-1994.

$$G_{i+1} = \bar{Q} + (G_i - \bar{Q}) \cdot \rho + g_{i+1} \cdot \sigma_Q \cdot \sqrt{1 - \rho^2}$$

devine:

$$G_{i+1} = 128,35 + (G_i - 128,35) \cdot 0,13 + g_{i+1} \cdot 43,68 \cdot \sqrt{1 - 0,13^2}$$

Seria celor 15 debite generate continuă într-o manieră satisfăcătoare evoluția seriei de bază sub două aspecte:

- succesiunea cronologică din care se observă alura similară a hidrografului debitelor pe cele două perioade (**Fig.1.53**);
- analogia statistică rezultată din compararea parametrilor statistici ai celor două serii (**Tabelul 1.13**).

Tabelul 1.13. Compararea parametrilor statistici pentru cele două serii de debite

Parametru	Seria de bază	Seria generată	Dif _rel [%]
Media	128,35	132,28	3,02
Abaterea standard	43,68	51,19	17,19

Pentru compararea parametrilor statistici s-a calculat o **diferență relativă** (*Dif _rel*) raportată la parametrii seriei de bază de forma:

$$Dif_rel_{medie} = 100 \cdot \frac{|\bar{Q} - \bar{G}|}{\bar{Q}} \quad (1.85)$$

$$Dif_rel_{abatere} = 100 \cdot \frac{|\sigma_Q - \sigma_G|}{\sigma_Q} \quad (1.86)$$

Diferențele relative pentru media și abaterea standard sunt acceptabile și ele pot fi reduse prin creșterea numărului debitelor generate.

1.13. Bilanțul apei

Bilanțul apei are ca scop contabilizarea **aporturilor** și **pierderilor** de apă dintr-un anumit **domeniu hidrologic** și pe o anumită **perioadă**. Pe baza bilanțului apei se pot identifica:

- zonele **excedentare** favorabile captării resurselor de apă disponibilă (de suprafață și subterană);
- zonele **deficitare** în care se recomandă compensarea bilanțului.

În funcție de **domeniile hidrologice** luate în calcul, se pot distinge patru tipuri de bilanț:

- **bilanț global al unui bazin de recepție**, care ia în considerare atât apele de suprafață (asociate bazinului hidrografic) cât și pe cele subterane (asociate bazinului hidrogeologic), rezultând bilanțul global al unor domenii extinse (regiuni geografice, țări etc.);
- **bilanț global al unui bazin hidrogeologic**, care poate cuprinde două sau mai multe acvifere;
- **bilanțul unui acvifer**;

- **bilanțul zonei vadoase/de aerare.**

Perioada de referință pentru evaluarea bilanțului poate fi anul, sezonul, luna. Pentru toate aceste perioade, bilanțul trebuie să aibă un caracter **mediu**, luându-se în calcule o perioadă multianuală.

Pentru cercetările **hidrogeologice**, cel mai adecvat este **bilanțul mediu anual** care asigură o bună compensare a componentelor bilanțului, simplificând în felul acesta ecuația generală a acestuia.

Se recomandă ca bilanțul hidrogeologic (al unei hidrostructuri sau al unui acvifer) să fie precedat de cunoașterea bilanțului global al bazinului de recepție respectiv.

Componentele unui bilanț global depind de gradul de complexitate a condițiilor hidrologice și hidrogeologice ale bazinului, precum și de starea de gospodărire a apelor de suprafață și subterane (**Tabelul 1.14**).

Tabelul 1.14. Bilanț global al apei pentru un bazin de recepție

APORTURI (intrări) [mm.col.H ₂ O] sau [m ³ /an]	PIERDERI (ieșiri) [mm.col.H ₂ O] sau [m ³ /an]
Alimentare directă din precipitații (X)	Evapotranspirația reală (E_r) Scurgerea de suprafață (S) Scurgerea subterană (Q_s)
Alimentare indirectă din alte bazine (q_a): • ape de suprafață (q_a'); • ape subterane (q_a'');	Exploatări (Q_e) • ape de suprafață (Q_e'); • ape subterane (Q_e'').
Restituirea apelor folosite (Q_f) • deversări în ape de suprafață (Q_f'); • deversări în acvifere (Q_f'').	Pierderi de apă către alte bazine (q_p) • ape de suprafață (q_p'); • ape subterane (q_p'').
TOTAL APORTURI	TOTAL PIERDERI
VARIAȚII ALE REZERVELOR DE APĂ	
Reducerea rezervelor în perioada de referință (ΔW_a): • ape de suprafață ($\Delta W_a'$); • ape subterane ($\Delta W_a''$).	Refacerea umidității în zona de aerare (I_r) Creșterea rezervelor în perioada de referință (ΔW_p): • ape de suprafață ($\Delta W_p'$); • ape subterane ($\Delta W_p''$).

Alimentarea indirectă și **pierderile** către alte bazine apar numai în cazul unor bazine secetoase din punct de vedere hidrografic sau hidrogeologic. De aici rezultă necesitatea cunoașterii bazinului hidrogeologic și a bazinelor profunde, care pot avea durata de refacere mai mare de un an (perioada de referință a bilanțului). În această categorie de aporturi sau pierderi pot intra și aducțiunile de apă între bazine.

Variațiile rezervelor de apă sunt calculate între începutul și sfârșitul perioadei de referință pentru:

- **apele de suprafață**, când se iau în considerare stratul de zăpadă și lacurile naturale și artificiale;
- **apele subterane**, în care fluctuațiile nivelului piezometric al acviferelor cu nivel liber determină o variație a rezervelor de apă.

În cazul bilanțului, **reducerea rezervelor** apare ca un aport (din perioada precedentă) iar **creșterea**, ca o **pierdere** (ieșire); suma algebrică a celor două tipuri de variații este notată cu $\pm \Delta W$.

Ecuția bilanțului global al apei, în condiții de exploatare, cu elementele din **tabelul 1.14** are forma:

$$X + q_a + Q_f = E_r + Q_s + Q_e + q_p \pm \Delta W \quad (1.87)$$

adică:

$$\text{Debitul aporturilor} = \text{Debitul pierderilor} \pm \text{Variația rezervelor} \quad (1.88)$$

Condițiile de aplicare și scopul realizării bilanțului determină neglijarea unor termeni sau introducerea altora noi. Astfel, dacă:

- **bazinul hidrografic** coincide cu cel **hidrogeologic**,
- **bazinul de recepție** este izolat ($q_a = q_p = 0$),
- **perioada** de calcul este **multianuală**,

rezultă că variația rezervelor se compensează și deci $\Delta W = 0$.

Suma scurgerii de suprafață și a celei subterane reprezintă **scurgerea totală** medie măsurată în albia cursului de apă, adică:

$$S + Q_s = Y \quad (1.89)$$

În aceste condiții, ecuația bilanțului în regim natural ($Q_c = Q_f = 0$) capătă forma simplificată:

$$X_0 = Y_0 + E_{r0} \quad (1.90)$$

în care termenii reprezintă valori medii multianuale exprimate în **mm/an**.

Trebuie subliniat faptul că bilanțul apei este un procedeu de control al coerenței estimărilor făcute prin metode independente. În această situație nu se recomandă folosirea lui la calculul, prin diferență, a unuia sau altuia dintre componente. O abatere de la această regulă, justificată de precizia cu care pot fi determinate precipitația și scurgerea totală medie, este calculul prin diferență al **evapotranspirației reale**, folosind relația:

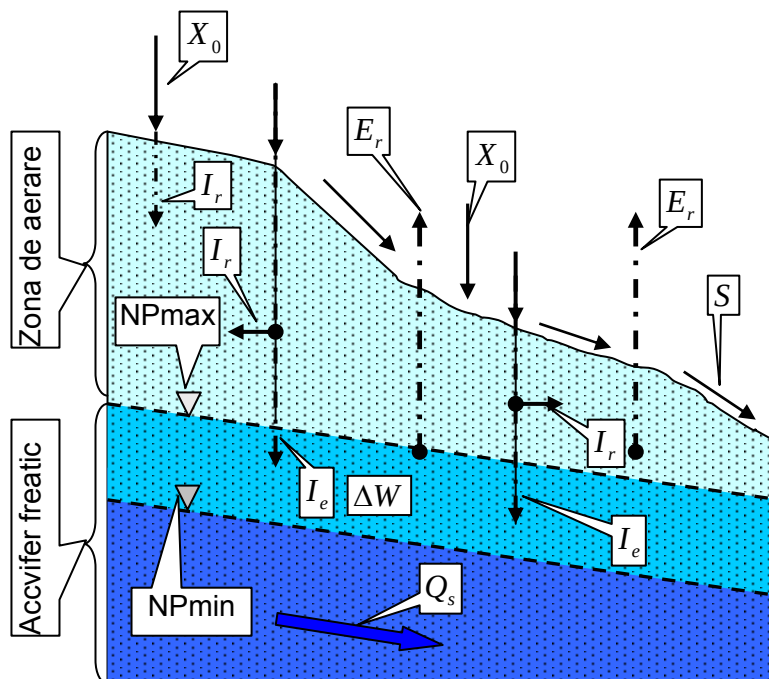


Fig.1.54. Componentele bilanțului apei pentru zona vadoasă (de aerare) și acviferul freatic.

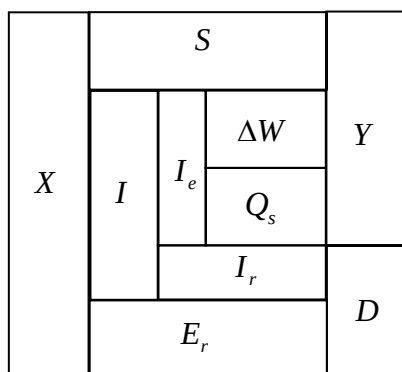


Fig.1.55. Elemente bilanțului apei

$$E_{r0} = X_0 - Y_0 \quad (1.91)$$

Bilanțul apei poate fi utilizat numai pentru evaluarea **resurselor de apă**.

Precizia de calcul pentru bilanț crește în cazul folosirii **datelor lizimetrice** și a **hidrografului debitelor**, evaluarea evapotranspirației prin intermediul formulelor empirice introducând o eroare importantă.

Bilanțul apei poate fi detaliat prin măsurători lizimetrice și foraje hidrogeologice, în vederea determinării componentelor **zonei de aerare/vadoase a acviferului freatic** (Fig.1.54 și

Fig.1.55):

$$I = I_r + I_e = I_r + Q_s + \Delta W \quad (1.92)$$

În legătură cu rezerva de umiditate din zona de aerare, Thornthwaite a propus ca ea să fie egală cu 100mm, care corespunde cu cantitatea maximă de apă pe care profilul de sol o poate înmagazina.

Termenul ΔW reprezintă rezerva de apă înmagazinată între poziția **minimă**

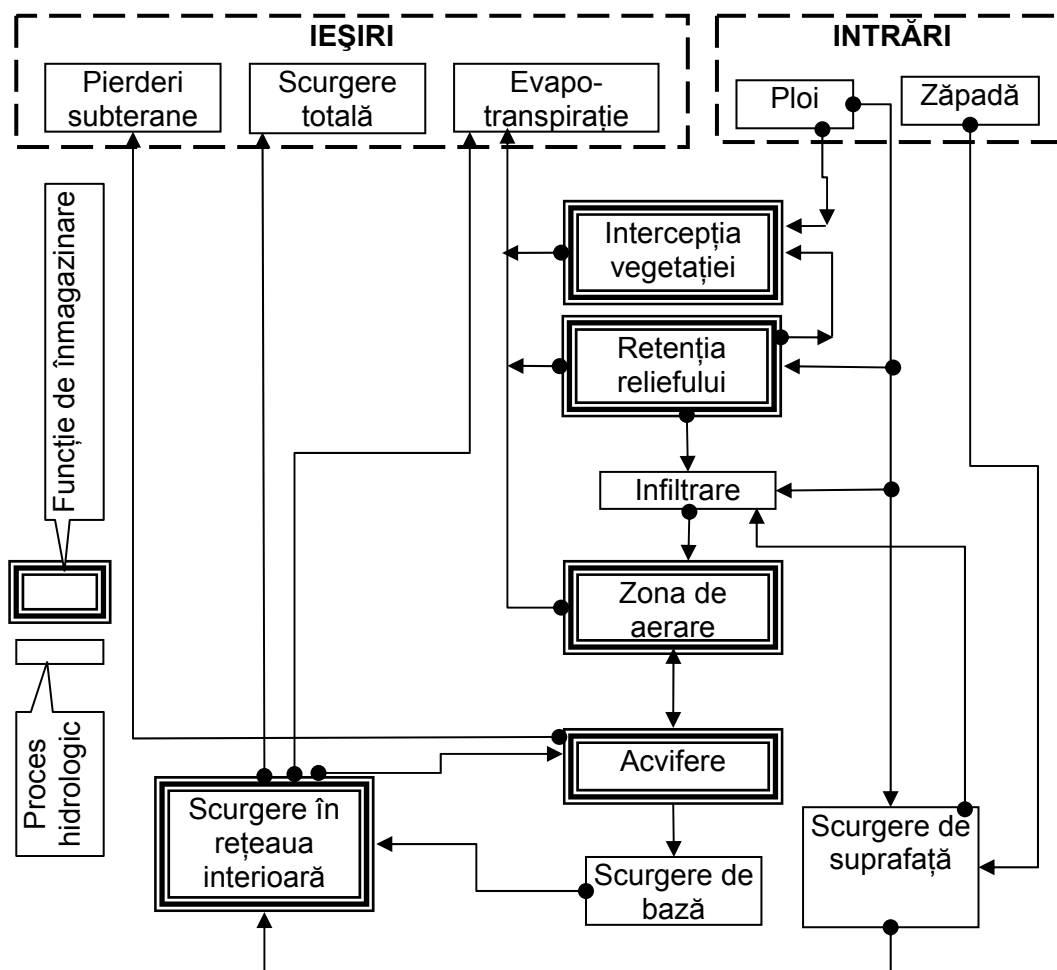


Fig.1.56. Modelul hidrologic determinist al unui bazin de recepție

(NPmin) și **maximă** (NPmax) a **nivelului piezometric**, împreună cu **scurgerea**

subterană (Q_s) formând **infiltrarea eficace** (I_e). Infiltrarea de retenție este localizată în zona de aerare.

Deficitul scurgerii (D) este definit prin relația $D = X - Y$ și reprezintă valoarea evapotranspirației totale din bazinul de recepție. El poate îngloba și termenul I_r , deoarece în final și această categorie de apă este supusă fenomenului de evapotranspirație.

Elementele unui bilanț pot fi prezentate și sub forma unei scheme (**Fig.1.56**), care scoate în evidență:

- **intrările** bilanțului pentru bazinul de recepție;
- **ieșirile** bilanțului pentru bazinul de recepție;
- **relațiile** între subsistemele bazinului de recepție.

Schema bilanțului evidențiază subsistemele care au funcția de **înmagazinare** precum **zona de aerare** și **acviferele**, a căror capacitate de înmagazinare la scară sezonieră și anuală depinde de gradul de permeabilitate al bazinului, de gradul de umiditate din zona de aerare și de adâncimea nivelului piezometric.

1.14. Date hidrologice ale teritoriului României

Sinteza informațiilor privind resursele hidrologice ale României este realizată în principal de **Institutul Național de Hidrologie și Gospodărire a Apelor** și actualizată periodic în:

- **Atlasul cadastrului apelor din România;**
- **Râurile României;**
- **Anuare hidrologice.**

Atlasul cadastrului apelor din România cuprinde trei volume care tratează toate elementele privind acțiunea de inventariere, evidență în timp, sistematizare și sintetizare a datelor privitoare la:

- condițiile naturale ale apelor de suprafață;
- lucrările de stăpânire, folosire și protecție a apelor sub aspect cantitativ și calitativ.

În volumul I este prezentată rețeaua hidrografică, pe baza unui sistem de codificare a cursurilor de apă. Sunt codificate 4295 de cursuri de apă care respectă două condiții:

- lungime minimă de 5km;
- suprafață minimă a bazinului hidrografic de 10km².

Râurile României tratează pe larg aspecte privind scurgerea apei, bilanțul apei, chimismul etc., precum și parametri hidrologici principali ai râurilor mari.

Sursele de alimentare elementare ale râurilor din țara noastră sunt:

- ape de suprafață (ploile și zăpezile);
- apele subterane (freatice și de adâncime).

Când una dintre aceste surse reprezintă mai mult de 60% din scurgerea totală medie este considerată predominantă. Sunt situații când nici una din cele două surse nu este predominantă, alimentarea fiind considerată mixtă. Din acest punct de vedere, pentru toate râurile din țara noastră **predomină sursele de alimentare superficială**, în funcție de raportul dintre ploi și zăpezi, existând două tipuri de râuri:

- **pluvionival**, cu predominanța alimentării din ploi (cu frecvență mai mare);
- **nivopluvial**, cu predominanța alimentării din zăpezi.

Din harta alimentării subterane a râurilor din România (**Fig.1.58**) rezultă că nu sunt râuri cu alimentare subterană predominantă, **alimentarea subterană** participând la scurgerea medie anuală într-o proporție:

- slabă (<15%);

- moderată (16-35%);
- bogată (>35%).

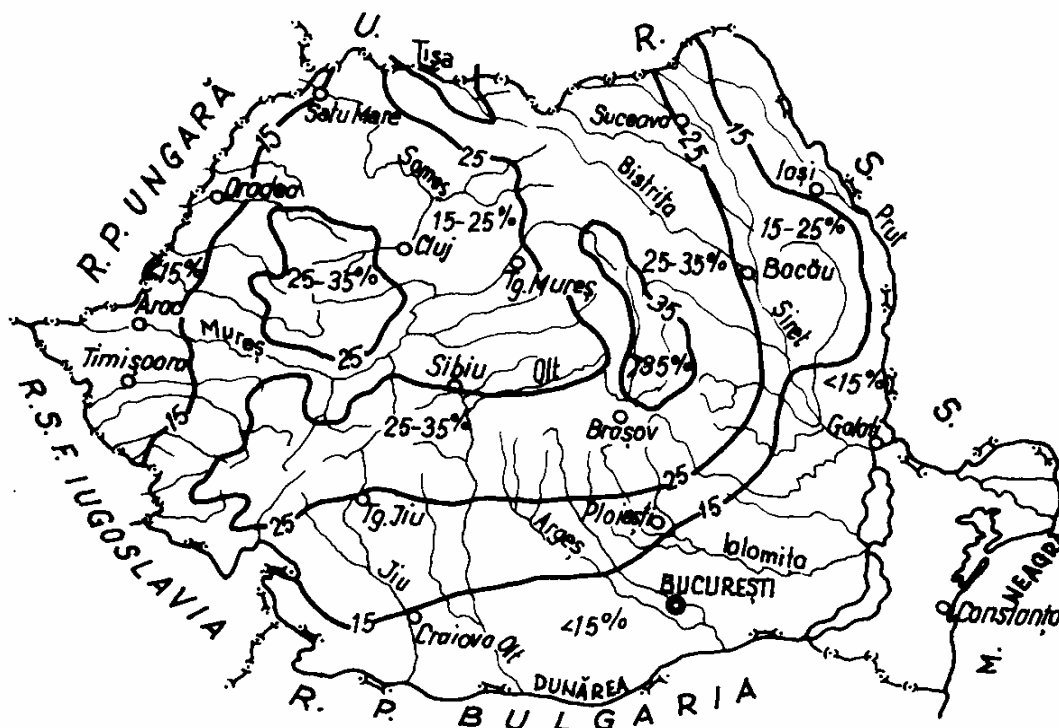


Fig.1.57. Ponderea (în procente din scurgerea anuală) alimentării subterane a râurilor din România (după Ujvari, I., 1972).

Alimentarea subterană este bogată în depresiunile intramontane (Brașov, Ciuc, Făgăraș) datorită grosimilor mari ale depozitelor piemontane.

Alimentarea subterană este foarte slabă în regiunile secetoase de câmpie (Ujvari, J., 1972).

Prin luarea în considerare a variației surselor de alimentare a râurilor în decursul anului, se pot defini **sezoanele hidrologice**, fiecare din ele fiind concretizat prin fenomene specifice, climatice și hidrologice (Râurile României, 1971):

- **Sezonul hidrologic de iarnă**, cu temperaturi zilnice ale anului negative, corespunde "**apelor de iarnă**", în care râurile se alimentează numai pe cale subterană iar spre sfârșitul acestui sezon dau naștere la **viiturile de iarnă**, datorită topirilor parțiale ale zăpezii.
 - **Sezonul hidrologic de primăvară**, cu temperaturi între zero și 10°C, corespunde unei scurgeri bogate a râurilor, viiturile cu geneză simplă (din zăpezi) sau mixtă (din zăpezi și din ploi) constituind "**apele mari de primăvară**".
 - **Sezonul hidrologic de vară** corespunde, de regulă, unei scurgeri reduse, în care evapotranspirația este mare, ploile sunt reduse sau chiar inexistente, iar râurile se alimentează numai pe cale subterană, este perioada "**apelor mici de vară**" care corespunde perioadei de epuizare a acviferelor. Uneori peste această scurgere de bază se suprapune scurgerea generată de ploile de vară, formându-se "**viiturile de vară**".
 - **Sezonul hidrologic de toamnă**, cu temperaturi între zero și +10°C se caracterizează prin ploi de durată, care generează "**apele mari de toamnă**". În regiunile și anii lipsiți de precipitații, toamna reprezintă o prelungire a sezonului de vară, cu toate consecințele epuizării acviferelor.
- În legătură cu fenomenul secării, cursurile de apă se pot clasifica în:

- **semipermanente**, care seacă în anii deosebit de secetoși;
- **intermitente**, care seacă anual în perioadele secetoase;
- **temporare**, la care alimentarea subterană dispăre chiar între două precipitații.

Condițiile hidrogeologice nefavorabile, care determină **secarea râurilor**, se pot datora fie caracterului predominant **impermeabil** al formațiunilor din bazin, fie situării primului nivel freatic sub talvegul râurilor, în cazul grosimilor foarte mari ale depozitelor detritice cuaternare. În cea de-a doua situație se încadrează o serie de cursuri de apă intermitente, cu bazine de recepție mari, precum: Amaradia, Jiul, Vedea, cursuri de apă din piemonturile Getic și Râmnic, din Bărăgan, din podișul Moldovenesc. Fenomenul de secare a râurilor în țara noastră are caracter zonal, datorită factorilor geologici și geomorfologici.

Debitul mediu specific (q_0) al râurilor are valorile cele mai ridicate în Munții Apuseni, Făgăraș și masivul Retezat, unde depășește 40 l/sxkm^2 , valoare ce corespunde unei coloane echivalente de $Y_0=1260\text{mm/an}$. În podișul Transilvaniei $q_0=2-3 \text{ l/sxkm}^2$, în Câmpia Tisei scade la $1-2 \text{ l/sxkm}^2$, iar cele mai scăzute valori ($q_0<0,5 \text{ l/sxkm}^2$, adică $Y_0<16\text{mm/an}$) apar în estul și sudul Câmpiei Române, datorită evapotranspirației ridicate.

Debitele specifice minime, înregistrate vara (q_{0v}) și iarna (q_{0i}) reprezintă în totalitate scurgerea subterană, iar variația lor pe teritoriul țării este $q_{0v}=0,1-8 \text{ litri/s.km}^2$ și $q_{0i}=0,2-6 \text{ litri/s.km}^2$.

Scurgerea medie subterană urmează aceeași zonalitate verticală ca și celelalte elemente ale bilanțului apei:

- în regiunile **muntoase** se ating valori maxime de $q_s=16 \text{ litri/s.km}^2$ (adică $Y_s=500\text{mm/an}$), datorită schimbului intens al rezervelor de ape subterane, determinat de precipitațiile bogate și de vitezele mari de curgere a apelor subterane;
- în regiunile de **câmpie** și de dealuri, scurgerea subterană medie variază între $q_s=0,13-0,32 \text{ litri/sxkm}^2$ ($Y_s=4-10\text{mm/an}$) în Moldova și Câmpia Română, între $0,25$ și $0,79 \text{ litri/sxkm}^2$ ($Y_s=8-25\text{mm/an}$) în Câmpia Tisei și între $0,25$ și $1,11 \text{ litri/sxkm}^2$ ($Y_s=8-355\text{mm/an}$) în Podișul Transilvaniei.

În hidrologie, **scurgerea subterană** se confundă cu alimentarea subterană a râurilor care reprezintă, pe ansamblul țării noastre, circa 30% din scurgerea totală medie anuală.

Valorile **cele mai reduse** ale scurgerii subterane (**sub 15%**), se întâlnesc în regiunile secetoase, de câmpie (**Fig.1.57**). Pentru zonele semiendoreice din Bărăgan, scurgerea subterană reprezintă practic singura sursă de alimentare pentru rețeaua hidrografică majoră.

Alimentarea subterană este **bogată (peste 35%** din scurgerea totală medie anuală) în depresiunile intramontane cu mari capacități de acumulare a apelor subterane, datorită grosimilor mari a depozitelor cuaternare (depresiunile Brașov, Ciuc, Făgăraș) și a zonelor periferice ale piemonturilor.

Scurgerea subterană, **foarte bogată** dar variabilă în timp, din regiunile carstice (Pădurea Craiului, Podișul Mehedinți, carstul Vâlcanului etc.) trebuie pusă pe seama unei capacități de retenție mare a masivelor carstice (Ujvari, I., 1972).

Coeficientul scurgerii medii (η_0) prezintă o zonalitate verticală bine conturată, în cadrul aceleiași zone de altitudine, valorile **maxime** corespunzând terenurilor **impermeabile** iar cele **minime** terenurilor **permeabile**.

În regiunile **muntoase** $\eta_0>0,3$, înregistrându-se la altitudini mari valori de $0,8 - 0,9$ în timp ce în regiunile de **șes** valorile se reduc la $0,03 - 0,10$.

Pe întreg teritoriul României:

- valoarea medie a debitului specific este de $4,57 \text{ litri/s.km}^2$;
- valoarea medie a coloanei de apă echivalentă a scurgerii este de 146mm/an ;
- valoarea medie a coeficientului scurgerii este $0,22$.

Toate aceste caracteristici (și în special zonalitatea verticală) ale scurgerii totale medii pe teritoriul țării nu includ și **regiunile carstice**, care se caracterizează prin valori azonale ale scurgerii totale medii, datorită faptului că cea mai mare parte a scurgerii se realizează pe cale **subterană**, reducându-se în modul acesta pierderile prin evapotranspirație.

Bilanțul mediu multianual al teritoriului României poate fi sintetizat astfel:

- **aporturi:** 670mm/an din precipitații la care se adaugă 5mm/an din afara teritoriului;
- **pierderi:** 146mm/an din scurgerea totală medie, iar din evapotranspirație 529mm/an.

2. ORIGINEA ȘI DISTRIBUȚIA GENERALĂ A APELOR SUBTERANE (Alexandru Gheorghe și Danel Scrădeanu)

Originea apelor subterane și *distribuția* lor în cadrul hidrosferei subterane, de la nivelul microscopic până la cel planetar, constituie obiectul cercetărilor hidrogeologice fundamentale cu implicații decisive în orientarea corectă pe termen lung a utilizării resurselor de apă subterană ale Pământului.

Evoluția teoriilor privind *originea* apelor subterane a fost stimulată de rafinarea tehnologiilor de investigare și de extinderea cercetărilor hidrogeologice în adâncime.

2.1. Teorii privind originea apelor subterane

Originea și modul de formare a apelor subterane au constituit obiectul a numeroase cercetări, unele ipoteze fiind în prezent confirmate prin măsurători experimentale.

Pe baza valorificării unui volum mare de date hidrogeologice, s-a ajuns la o concepție unitară privind clasificarea genetică a apelor subterane, care reprezintă doar latura **calitativă** a problemei.

2.1.1. Teoria infiltrării

Teoria infiltrării este în prezent acceptată ca fiind principala explicație pentru formarea apelor subterane. Această teorie a fost formulată de francezii B.Palissy (sec.XVI) și E.Mariotte (sec.XVII) care susțineau că sursa de formare a acviferelor este infiltrarea apelor din precipitații, din domeniul marin și din lacuri.

În procesul de infiltrare, aceste ape pot întâlni un strat impermeabil care favorizează acumularea apelor infiltrate și implicit formarea unui **acvifer**.

Fizicianul Mariotte a argumentat această ipoteză pe baza bilanțului apei, întocmit pentru bazinul Senei. Această teorie este dovedită de unele observații simple:

- coborârea nivelului hidrostatic al acviferelor freatice în perioadele secetoase;
- ridicarea nivelului hidrostatic al acviferelor freatice în perioadele ploioase;
- variația debitelor izvoarelor generate de acvifere freatice.

Teoria Palissy-Mariotte nu poate explica acumulările de apă subterană cu mineralizație redusă din regiunile cu climat arid, regiuni cu veri lipsite de precipitații și evaporări intense.

2.1.2. Teoria condensării vaporilor de apă

Teoria condensării vaporilor de apă a fost formulată în anul 1877 de hidrotehnicianul vienez O.Volger, care susținea că apele subterane provin din condensarea vaporilor de apă din aerul care circulă prin porii și fisurile rocilor.

Partizanii teoriei condensării combat teoria infiltrării susținând că în urma ploilor terenurile se umezesc pe o **adâncime redusă**, sub care urmează o zonă relativ **uscată** (zona de aerare) și apoi **acviferul**. Din aceasta cauză între precipitațiile atmosferice și acvifere nu ar exista o legătură directă.

Teoria lui Volger se bazează pe faptul că la scăderea temperaturii aerul saturat cu vapori de apă devine suprasaturat iar o parte din vaporii de apă se

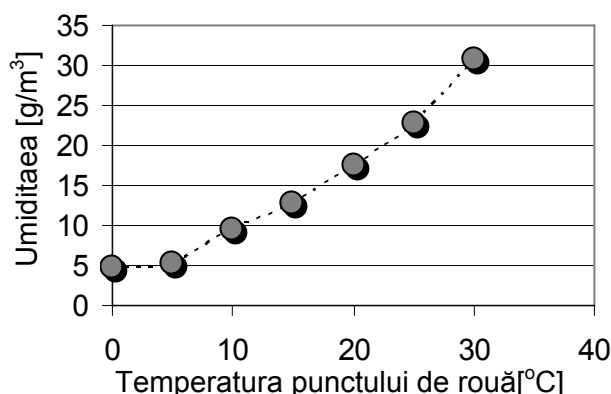


Fig.2.1. Variația umidității aerului în funcție de temperatură

condensează și trec în stare lichidă. În prezența unui strat impermeabil această apă se acumulează și poate forma un acvifer.

Din variația umidității aerului în funcție de temperatură (**Tabelul 2.1, Fig.2.1**) se poate estima cantitatea de apă cedată. De exemplu, un metru cub de aer saturat la 15°C conține 12,7 grame de apă în stare de vapori iar la +5°C conține 5,36 grame; prin răcire se condensează în stare lichidă :

$$12,7 - 5,36 = 7,34 \text{ grame de apă}$$

Tabelul 2.1 Variația umidității aerului saturat în funcție de temperatură

Temperatura punctului de rouă [°C]		0	+5	+10	+15	+20	+25	+30
Umiditatea	[g/m³]	4,80	5,36	9,40	12,70	17,50	22,80	30,80
	[mm.col.Hg]	4,56	6,60	9,25	13,20	16,90	22,30	31,40
	[milibar(mb)]	6,17	8,96	12,00	20,60	22,80	30,20	42,50

Alimentarea acestui proces are loc când aerul mai cald din atmosferă pătrunde în teren, la o temperatură mai scăzută, cedând o parte din apă sub formă de picături, care sub acțiunea gravitației se infiltrează până la un teren impermeabil, dând naștere unui acvifer.

Acestei ipoteze i s-au adus o serie de critici, și anume:

- formarea unui acvifer implică o **viteză minimă de 5 cm/sec** pentru aerul cald și saturat cu vapori de apă care pătrunde în teren pentru a ceda apa prin condensare;
- căldura latentă de condensare a apei conduce la **încălzirea terenului** și deci la încetinirea procesului de condensare;
- atmosfera nu poate furniza cantitatea de vapori de **apă necesară** pentru a explica alimentarea exclusivă a acviferelor prin condensare;
- condițiile meteorologice nu sunt întotdeauna **favorabile** formării apei subterane prin condensare deoarece:
 - în timpul **iernii** se produce o **evaporare** a apei din acvifere chiar și în zilele calde;
 - rareori se întâmplă ca aerul să ajungă la **umiditatea de saturație**;
 - numai la valori mari ale **umidității relative** poate avea loc condensarea vaporilor de apă în teren, în urma pătrunderii aerului atmosferic.

A.F.Lebedev (1905) a ajuns la o nouă interpretare a teoriei condensării, considerând că amestecul de aer și vapori de apă constituie **două sisteme termodinamic independente** și deplasarea vaporilor de apă din zonele mai umede și mai calde spre zonele mai uscate și mai reci se poate face fără a antrena întreaga masă de aer. Deplasarea vaporilor de apă este cauzată de diferența tensiunii de vapori dintre cele două zone care se modifică semnificativ de la **vară la iarnă**.

În timpul **verii**, când solul se încălzește puternic, vaporii de apă migrează în adâncime până la **zona neutră**, cu temperatură mai redusă dar **constantă** în timpul anului. Adâncimea zonei neutre variază între 15 m pentru terenuri argiloase și 40 m în cazul granitelor (Schoeller, H., 1962). În limitele acestei zone neutre, vaporii de apă descendenți se pot combina cu cei ascendenți, proveniți din adâncime datorită regimului geotermic și prin condensare pot forma acvifere.

În timpul **iernii**, datorită temperaturii mai scăzute la suprafața terenului, vaporii de apă se deplasează dinspre zona neutră spre orizonturile superioare ale solului, asigurându-i acestuia o umiditate suplimentară.

A.F. Lebedev afirmă că aportul de apă rezultat din condensarea vaporilor atmosferici este insuficient pentru formarea unui acvifer.

Din schematizarea formării acviferelor freatice în conformitate cu teoria condensării vaporilor de apă (**Fig. 2.2**) rezultă că formarea apei subterane (lichide) și implicit a acviferelor poate avea loc numai până la adâncimea zonei neutre. Sunt frecvente și situațiile când alimentarea acviferului freatic se face cu vaporii de apă din adâncime, și anume atunci când baza acviferului corespunde batimetric cu zona neutră.

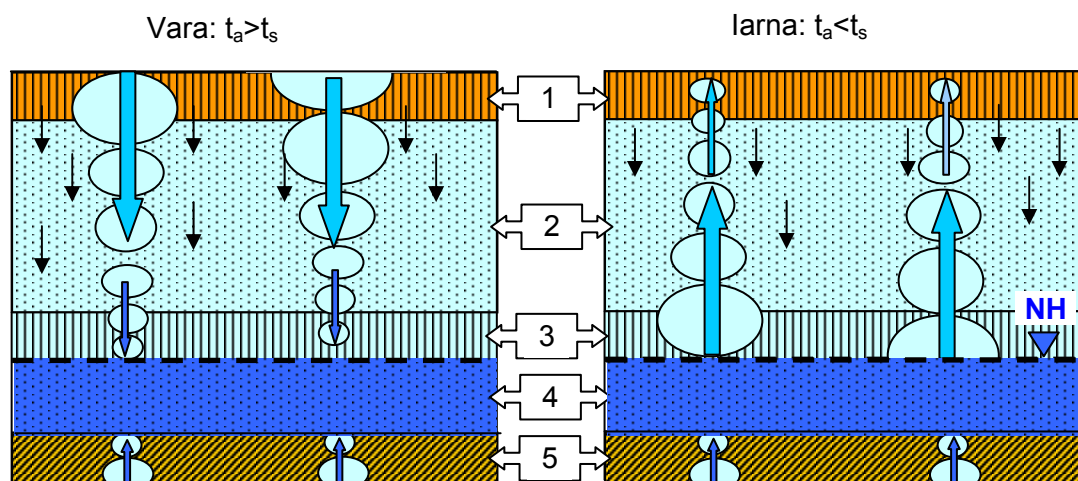


Fig. 2.2. Schematizarea formării unui acvifer freatic prin condensare.

- 1- zona de evapotranspirație (profilul de sol);
- 2- zona de tranziție; 3- zona capilară;
- 4- acviferul freatic; 5- rocă impermeabilă
- infiltrarea apei lichide
- deplasarea vaporilor de apă
- t_a - temperatura atmosferei; t_s - temperatura subsolului

Schoeller H. arată că procesul de condensare poate deveni important din punct de vedere cantitativ prin aportul norilor și al ceții pe crestele munților (mai ales sub influența continuității vânturilor) sau al apei de rouă în vecinătatea domeniului marin.

Un aport important, în procesul de condensare îl au următoarele fenomene:

- **adsorbția higroscopică**, în cazul terenurilor nesaturate, prin care vaporii de apă se formează pe particulele terenului; este suficientă o scădere redusă de temperatură pentru a se forma apa lichidă. Cantitatea de vaporii adsorbiți depinde direct de finețea granulometrică a terenului.
- **difuzia vaporilor de apă** care permite pătrunderea lor în adâncime și condensarea în stratele mai reci; fenomenul nu este afectat de natura terenului ci numai de porozitatea activă.

- **respirația solului**, provocată de variațiile diurne ale temperaturii și de infiltrarea apei meteorice, determină circulația aerului atmosferic în și din teren; vaporii de apă care pătrund odată cu aerul pot condensa în zonele mai reci.

Apele subterane provenite din infiltrarea apelor de suprafață și din condensarea vaporilor de apă din atmosferă se numesc **ape vadoase**. Cercetările efectuate pe litoralul românesc au arătat că o sursă de alimentare a acviferului barremian - jurasic este și **condensarea endocarstică**, evaluată la maximum 30% din valoarea precipitațiilor căzute în aceasta zonă, procesul având loc pe o adâncime de circa un metru și numai în anumite perioade ale anului.

2.1.3. Teoria juvenilă

Teoria juvenilă susține că apele subterane provin din condensarea vaporilor de apă formați în urma proceselor fizico-chimice de adâncime. Pentru prima dată această teorie a fost formulată de geologul austriac Suess E. (1902) care a considerat că apele subterane cu **temperatura ridicată**, cu conținut de gaze sau puternic mineralizate constituie ultima fază a diferențierii magmatice.

În funcție de origine, apele juvenile pot fi **magmatice** și **vulcanice**.

Apele juvenile de origine **magmatică** se formează prin ascensiunea gazelor din magmă, iar la temperaturi de 500-600°C hidrogenul se combină cu oxigenul formând vaporii de apă (apă de sinteză). Datorită energiei potențiale, vaporii de apă își continuă mișcarea ascendentă pe marile fracturi iar la temperaturi scăzute se condensează și apar la suprafață sub formă de

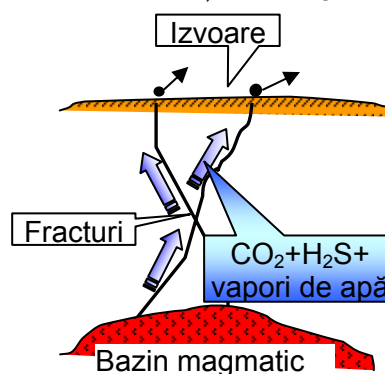


Fig. 2.3. Schematizarea condițiilor de formare a apelor geotermale de origine magmatică

izvoare (**Fig. 2.3**) sau se acumulează în pătura sedimentară a scoarței terestre formând acvifere. După Suess, prima apă care a apărut la suprafața terenului s-a format în acest mod.

Cu toate că, la scara timpului actual, aportul juvenil este neglijabil (câțiva km³/an) în raport cu masele de apă acumulate în marile rezervoare, dacă se ia în considerare că acest proces se produce în același mod de câteva miliarde de ani, se ajunge la volumul de apă actual.

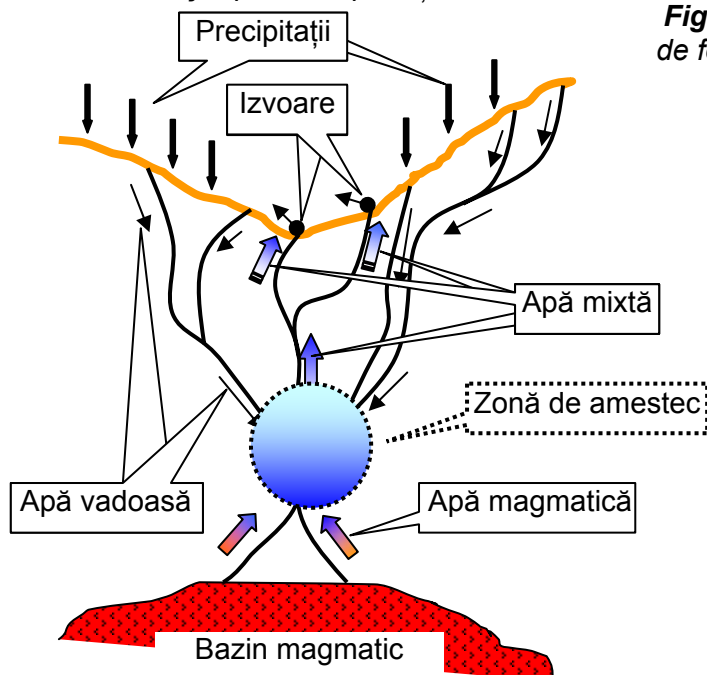


Fig. 2.4. Schematizarea condițiilor de formare a apelor geotermale de origine mixtă

O intruziune magmatică de 1000m grosime, situată în zona superioară a scoarței

terestre, cu un conținut de apă de 5% din greutate, dacă se răcește lent, poate elibera $10^6 \text{ m}^3 / (\text{an} \times \text{km}^2)$ (Castany, G., 1980).

Ipoteza originii magmatice a apelor subterane a apărut și s-a dezvoltat în legătură cu explicarea genezei apelor termominerale. Dacă la începutul secolului XX se considera că toate apele termominerale erau de origine juvenilă, în decursul timpului ponderea acestei ipoteze a scăzut în urma definirii scărilor geotermice și a unor procese biologice și chimice generatoare de ape minerale. În prezent se admite, în majoritatea situațiilor, o origine mixtă a apelor termominerale, apele de origine magmatică amestecându-se cu cele de origine vadoasă (**Fig.2.4**).

2.1.4. Teoria originii arteziene

Teoria originii arteziene a unor ape termominerale reprezintă o variantă a originii vadoase, apele subterane apărând sub formă de izvoare la suprafața terenului datorită presiunii proprii (artezianism). În condițiile marilor fracturi tectonice și a unei fisurații deschise, apele meteorice pot ajunge la mari adâncimi. În faza descendentă, apele pot câștiga o anumită termalitate și compoziție chimică. Datorită presiunii vaporilor formați și a termalității, în faza următoare se produce o circulație ascendentă rapidă, apele ajungând la suprafață în puncte cu cote mai mici în raport cu domeniul de alimentare. În contact cu rocile, datorită temperaturii și presiunii ridicate, aceste ape se îmbogățesc în elemente mineralizante.

Apele subterane care ajung la suprafață sub formă de izvoare datorită artezianismului pot avea origine **magmatică**, **vulcanică**, **vadoasă** și de cele mai multe ori sunt amestecate (origine **mixtă**).

Originea **magmatică** corespunde în general unui sistem redus de fracturi (**Fig.2.3**) în timp ce originea **mixtă** se datorează unui sistem de fisuri dezvoltat, cu un grad ridicat de interconexiuni care favorizează o alimentare bogată cu ape vadoase, la care se adaugă și un **regim pluviometric favorabil** (**Fig.2.4**). În condițiile unui aport magmatic numai de gaze (CO_2 , H_2S etc.), apele termominerale pot avea origine **vadoasă**, respectiv arteziană, aceeași concluzie fiind valabilă și în cazul fracturilor care se închid la mari adâncimi, ele formând un sistem deschis numai în raport cu suprafața terenului.

Originea **vulcanică** a apei subterane este sprijinită de faptul că în perioadele de erupție vulcanii elimină o mare cantitate de apă prin produsele expulzate, prin consolidarea lavei și prin manifestările de gaze care pot conține uneori până la 75% vapori de apă. O parte din apa expulzată de vulcani este însă de origine **vadoasă** datorită traversării de către coșurile aparatului vulcanic a numeroase acvifere (Preda, I., 1981).

2.1.5. Teoria apelor regenerate

Apele regenerate se formează pe seama unei cantități importante de apă vadoasă care, datorită proceselor geologice de la suprafața terestră, a intrat în compoziția unor minerale ca apă de constituție și de cristalizare. În urma fenomenelor de orogeneză, aceste minerale ajung în zonele de metamorfism unde datorită temperaturii și presiunii ridicate își pierd conținutul în apă care se transformă în vapori ascendenți și apoi în apă lichidă. Aceste ape sunt foarte asemănătoare din punct de vedere fizic și chimic cu cele magmatice, dar provenind în urma procesului de metamorfism au fost numite ape regenerate (Ovcinikov, A.). Tot în categoria genetică a apelor regenerate se pot include și apele eliminate prin consolidare în procesul de diageneză a sedimentelor. Se cunosc situații în care acviferele sunt alimentate cu ape rezultate prin consolidarea naturală a formațiunilor argiloase cu care vin în contact.

2.1.6. Teoria apelor fosile

Teoria **apelor fosile** a căutat să explice originea apelor asociate zăcămintelor de hidrocarburi, considerând că aceste ape cu mineralizații ridicate au aceeași vârstă cu sedimentele care au generat hidrocarburile. În felul acesta s-a ajuns la diferențierea apelor subterane după **principiul stratigrafic**.

Această apă sedimentogenă a rămas captivă în rocă după eliminarea prin procese de diagenză a unei părți importante din apa inițială a sedimentelor și a organismelor marine (vegetale și animale).

Teoria mai precizează că **presiunea de zăcământ** (a acviferelor respective) este dată de **presiunea litostatică** (și nu de cea hidrostatică) iar apele nu participă la circuitul general din natură, structurile respective fiind **închise** din punct de vedere hidrodynamic.

Forajele executate pentru petrol au furnizat însă o serie de date care nu permit generalizarea acestei teorii pentru toate apele asociate. Sunt foraje care au identificat **dinamica** unor acvifere asociate zăcămintelor de petrol. Acest lucru infirmă caracterul închis al acestor hidrostructuri.

În prezent, luându-se în considerare toate situațiile hidrogeologice, teoria apelor fosile prezintă două variante care se referă la:

- **apele fosile singenetice** denumite și **ape de zăcământ** sau **ape veterice** (denumire dată de L.Mrazec);
- **apele fosile epigenetice** cu o vârstă geologică mai recentă în raport cu roca colectoare.

Apele fosile singenetice (asociate zăcămintelor de petrol) se caracterizează prin conținuturi ridicate de iod (peste 100 mg/litru). Atât iodul din apa asociată cât și cel din petrol provin din organismele vegetale și animale care au populat Oceanul Planetar, deci au o origine organică.

Apele fosile epigenetice au fost puse în evidență în urma prospecțiunilor

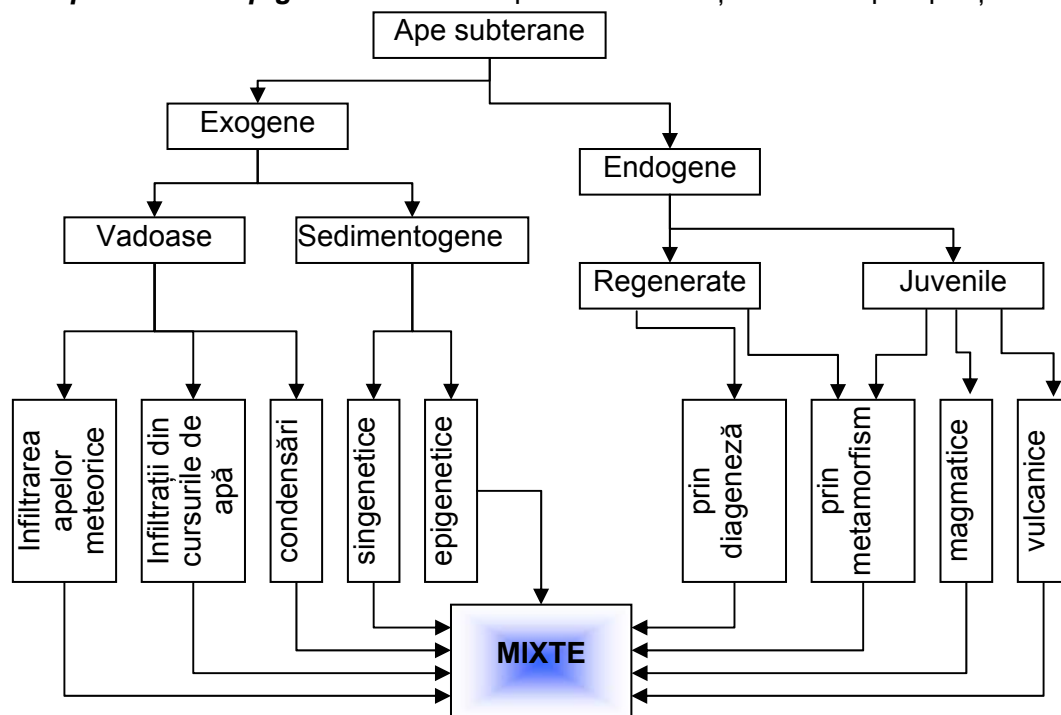


Fig.2.5. Clasificarea genetică a apelor subterane

hidrogeologice în zonele aride, lipsite de surse de alimentare actuale. În această situație se încadrează cele două acvifere din subsolul Saharei (acviferul “*continental intercalaire*”, nisipos, de vârstă antecenomaniană și acviferul “*continental terminal*” calcaros, de vârstă cenomaniană), cu extindere regională și importante rezerve exploatabile de apă. Vârsta acestor ape este de circa 35.000 ani, deci ele s-au format în timpul glaciațiunii wurmiene.

Într-o clasificare genetică (**Fig.2.5**) sunt figurate grupele (***apele endogene*** și ***exogene***), tipurile și varietățile principale de ape subterane. Această schematizare nu cuprinde toate conexiunile genetice dintre toate categoriile de ape subterane, dar poate conduce la definirea ciclurilor genetice ale apelor subterane.

Evaluarea și valorificarea acviferelor de adâncime, termominerale și geotermale sunt condiționate de cunoașterea ***originii*** și ***vârstei*** apelor subterane pentru stabilirea cărora sunt utilizați ***izotopii de mediu***.

2.2. Distribuția generală a apelor subterane

Diferitele forme de apă din scoarța terestră determină o anumită zonare a umidității pe verticală. Geneza hidrosferei și mișcarea diferitelor forme ale apei subterane în geosfere condiționează zonarea hidrogeodinamică la scară globală.

2.2.1. Forme de apă din scoarța terestră

Apa din scoarța terestră se găsește mai mult sau mai puțin legată de rocă, în diferite stări de agregare:

- *apa în stare de vapori*;
- *apa legată fizic sau apa de retenție*;
- *apa legată chimic (de cristalizare sau de constituție)*;
- *apa capilară*;
- *apa liberă sau hidrodinamic activă*;
- *apa în stare solidă*;
- *apa în stare supracritică*.

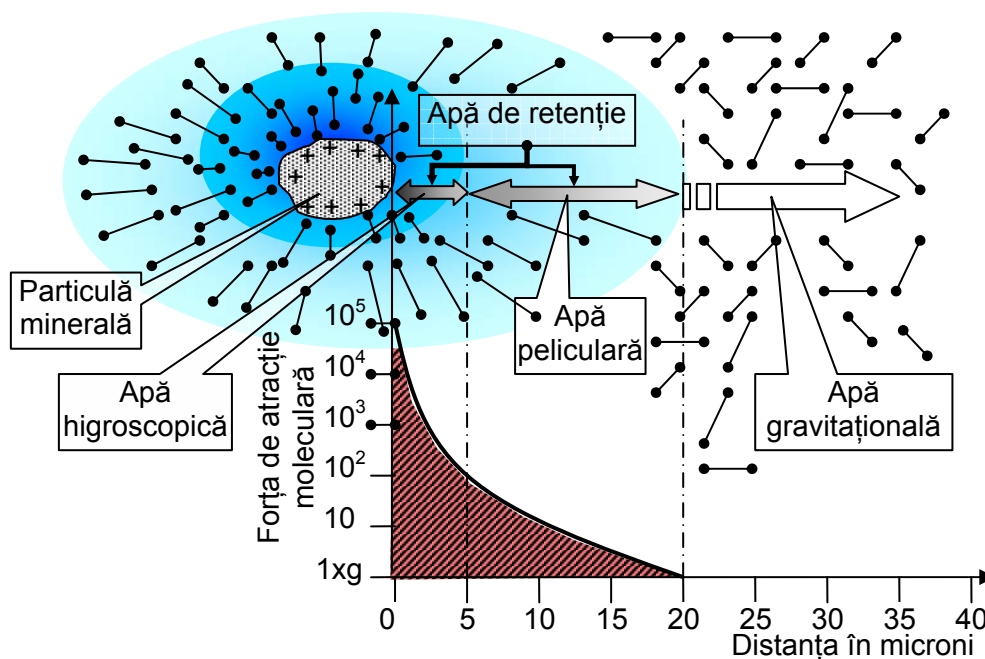


Fig.2.6. Individualizarea formelor de apă subterană în jurul particulei minerale (după Castany, G., 1980; se remarcă gradul de orientare diferit al moleculelor de apă —●— în funcție de distanța față de particula minerală)

2.2.1.1. Apa în stare de vapori

Apa în stare de vapori (vaporii de apă) se găsește în terenurile nesaturate, ea fiind într-un echilibru dinamic cu celelalte forme de apă, precum și cu vaporii din atmosferă. Ca rezultat al condensării vaporilor se formează apa legată fizic și apa hidrodinamic activă. Vaporii de apă au o mare mobilitate în zona vadoasă, ei deplasându-se în diferite direcții, în funcție de distribuția presiunii vaporilor.

2.2.1.2. Apa legată fizic

Apa legată fizic (apa de retenție) este menținută în porii și microfisurile unui teren saturat sau nesaturat de către forțele de atracție moleculară (de natură electrostatică), care acționează la contactul particulelor cu moleculele de apă. Aceste forțe descresc rapid cu distanța, astfel încât moleculele de apă își pierd orientarea și pot fi antrenate gravitațional (**Fig.2.6**).

În funcție de nivelul energetic, apa de retenție se poate separa în **apă higroscopică** și **apă peliculară**.

Apa higroscopică este fixată la suprafața particulelor uscate, prin adsorbție, dintr-o atmosferă umedă, deci prin transfer de vapori. Higroscopicitatea maximă se realizează la o umiditate relativă a aerului de 100%.

Apa peliculară corespunde unui nivel energetic mai redus și se poate deplasa sub formă lichidă, de la o particulă cu peliculă mai groasă către o particulă cu pelicula de apă mai subțire (**Fig.2.7**). Acest proces de migrație a apei peliculare, între particulele vecine, are loc până când grosimea apei peliculare la cele două particule ajunge la aceeași valoare.

Cazul particulei **e** din **figura 2.7**, este un exemplu tipic de trecere a unei forme de apă în alta, datorită schimbărilor fizico-chimice și hidraulice din teren. În cazul respectiv, apa peliculară aferentă particulei fiind în exces, o parte din ea se transformă în **apă gravitațională**.

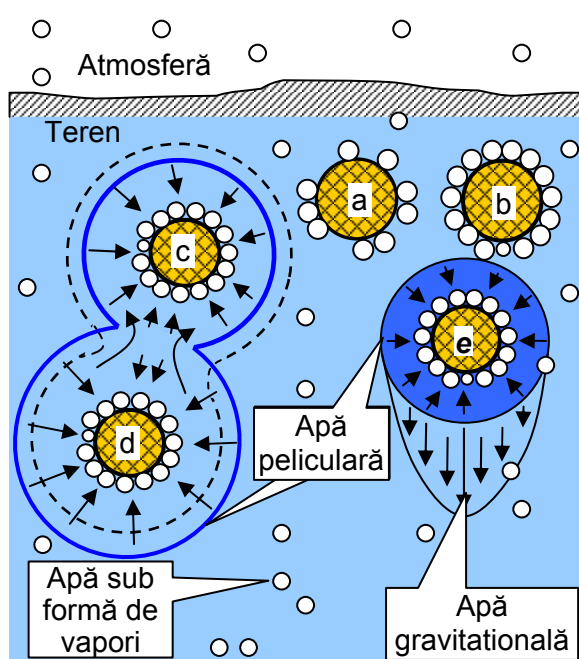


Fig.2.7. Diferitele forme de apă din teren (după A.F.Lebedev): a-granulă minerală cu higroscopicitate parțială; b-granulă minerală cu higroscopicitate maximă; c+d- granule cu apă peliculară ce se deplasează de la d la c; e- granulă minerală cu apă peliculară în exces care trece în apă gravitațională.

2.2.1.3. Apa legată chimic

Apa legată chimic se comportă diferit, în funcție de prezența moleculei de H_2O (apă de cristalizare) sau a grupării hidroxil (OH^-) (apa de constituție).

Mineralele hidratate cedează apa de cristalizare la temperaturi nu mai mari de $300-400^{\circ}C$, în timp ce mineralele hidroxilice se deshidratează la temperaturi mari, variind între 400 și $1300^{\circ}C$, când are loc distrugerea completă a moleculei. În aceste condiții se poate aprecia că apa de cristalizare se poate transforma în apă liberă

chiar în interiorul *scoarței terestre*, în timp ce apa de constituție poate trece în stare liberă numai în cadrul *mantalei*.

2.2.1.4. Apa capilară

Apa capilară este menținută în porii și fisurile terenurilor sub acțiunea forțelor de capilaritate, fiind supusă unei presiuni mai mici decât presiunea atmosferică. După poziția în raport cu suprafața piezometrică a acviferului freatic și starea de umiditate a terenului, se pot defini patru forme de apă capilară:

- **apa capilară suspendată** care poate forma mici acumulări de apă în zona vadoasă;
- **apa capilară mobilă**, localizată la baza zonei de ascensiune capilară, ocupă practic tot spațiul poros-capilar (gradul de saturație, $S_r=1$); ea este supusă acțiunii gravitației, deci se comportă ca o apă liberă (**Fig.2.9**);
- **apa capilară discontinuă**, localizată la partea superioară a zonei de ascensiune capilară, generează un grad de saturație subunitar ($S_r<1$) terenurilor respective;
- **apa capilară legată (de contact)**, localizată în zonele de contact unghiular al particulelor, se comportă practic ca o apă de retenție.

2.2.1.5. Apa liberă

Apa liberă (numită și apă hidrodinamic activă) cuprinde **apa gravitațională** (sau gravifică) și **apa capilară mobilă**, ea saturând spațiul poros al terenurilor, rămas liber. Apa liberă este forma de apă care generează acvifere și poate fi extrasă din teren prin procedee tehnice, practic utilizabile, deci reprezintă partea activă a *apelor subterane*. Noțiunea de **apă subterană** (înțeleasă în sens practic) cuprinde toate formele de apă definite mai sus, cu excepția apei legată chimic.

2.2.1.6. Apa în stare solidă

Apa în stare solidă (gheața subterană) are un caracter sezonier în regiunile temperate, ea formându-se în limitele zonei de îngheț (care în țara noastră este în medie de 1,0m).

La temperaturi negative, procesul de înghețare a apei subterane începe cu apa gravitațională și se continuă cu apa capilară și cu cea peliculară. Procesul de înghețare determină o migrație pe orizontală și pe verticală a apei subterane din zonele neînghețate spre zona de îngheț, situație care face ca umiditatea rocilor după îngheț să fie mai mare decât cea anterioară înghețului.

2.2.1.7. Apa în stare supracritică

Apa în stare supracritică este generată de temperaturi și presiuni supracritice. La valori superioare celor critice (pentru apă curată acestea sunt: $P_c=218\text{at}$; $T_c=374^\circ\text{C}$), diferența dintre cele două stări, gazoasă și lichidă, dispare, iar fluidul este constituit dintr-un amestec de substanțe foarte mobile, care în afară de H_2O mai cuprinde și alte produse rezultate din degazeificarea mantalei.

Sub presiunea și temperatura critică (**Fig.2.8**) domeniile celor trei stări de agregare sunt bine definite. Pe traseul curbelor **TA**, **TB** și **TC** se realizează un echilibru între două stări de agregare, iar în punctul **T** între toate cele trei stări de agregare ale apei. În starea supracritică, datorită legăturilor foarte slabe, unele molecule de apă se pot descompune în H^+ și $(OH)^{-1}$, iar vâscozitatea foarte redusă mărește capacitatea de migrație a apei. Creșterea temperaturii și presiunii determină o capacitate de dizolvare mărită, care depinde și de concentrația soluției.

Parametrii diagramei de stare depind de concentrația soluției; de exemplu, pentru o soluție de NaCl, cu mineralizația de 50 g/l, parametrii critici cresc la 450°C și 340at. Starea supracritică este caracteristică pentru apele din bazinele magmatice, magmele având un conținut de apă ce variază între 4-10%. În scoarța terestră, trecerea apei din stare supracritică în stare de vapori sau lichidă se produce treptat, fiind însoțită de o creștere a volumului apei (1,5-2 ori) și de eliminarea din soluție a unor componente.

Se apreciază că apa în stare supracritică se poate găsi la izoterma de 700°C și presiuni de $p=50 \times 10^3$ at. În conformitate cu unele date experimentale, apa își poate păstra proprietățile sale individuale până la presiuni de $p=250 \times 10^3$ at. În aceste condiții, se presupune că apa în stare supracritică se poate afla și în mantaua superioară.

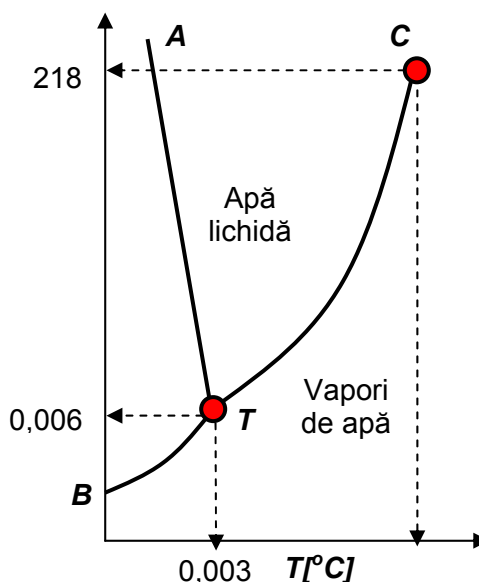


Fig.2.8. Diagrama de stare pentru apa pură

2.2.2. Zonarea umidității pe verticală

În cazul unei litologii cu permeabilitate omogenă ridicată, distribuția umidității pe verticală, este separată în: **zona nesaturată**, **zona de ascensiune capilară** și **zona de saturație** (**Fig.2.9**).

Zona nesaturată sau **zona de aerare** este cuprinsă între suprafața terenului și suprafața acviferului freatic, terenurile respective având de regulă $S_r < 1$. Dinamica umidității este controlată în principal de forțe fizico-chimice și capilare, fapt care determină ca presiunea apelor subterane să fie mai mică decât presiunea atmosferică. În acest domeniu se mai separă o zonă de evapotranspirație, o alta de retenție și partea nesaturată a zonei de ascensiune capilară:

- **zona de evapotranspirație** are regimul de umiditate determinat în mare măsură și de pierderea apei prin evaporare fizică și biologică, corespunde practic cu profilul de **sol** iar în condițiile climatului temperat grosimea acestei zone variază între 1 și 3m și are un conținut important de vapori de apă;
- **zona de retenție (tranzitie)** se caracterizează prin valori neglijabile ale evapotranspirației precum și prin transferuri predominant descendente ale apei infiltrate, grosimea acestei zone fiind foarte variabilă (de la zero până la zeci de metri), fiind în funcție de poziția nivelului piezometric.

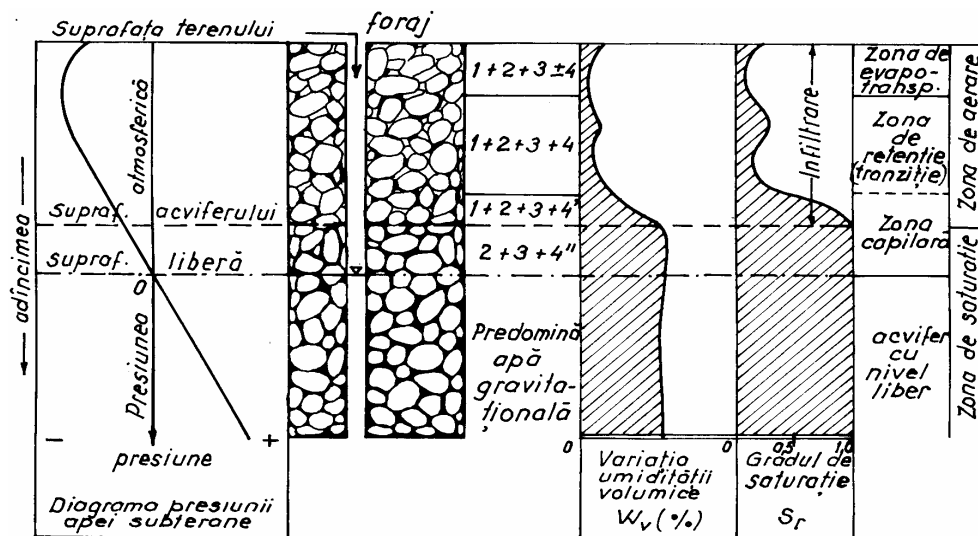


Fig. 2.9. Schematizarea zonelor de umiditate

1-vapori de apă; 2-apa higroscopică; 3-apa peliculară; 4-apa capilară suspendată; 4'-apa capilară discontinuă; 4'' – apa capilară mobilă.

Zona de ascensiune capilară este generată de suprafața piezometrică a unui acvifer cu nivel liber. În funcție de gradul de saturație, se pot separa: partea inferioară a zonei de ascensiune capilară, saturată cu apă capilară mobilă, și partea ei superioară, nesaturată, cu apă capilară discontinuă. Grosimea acestei zone este invers proporțională cu granulozitatea, respectiv cu gradul de permeabilitate:

- **valori minime** (câțiva centimetri), pentru terenuri foarte permeabile (pietrișuri);
- **valori maxime** (până la 30m pentru argile).

Zona de saturație corespunde terenurilor situate sub suprafața primului acvifer (freatic). La acviferele sub presiune, această suprafață coincide cu acoperișul impermeabil al acviferului. Toți porii, toate fisurile și golurile acestei zone sunt saturate cu apă lichidă.

Zona saturată are o dezvoltare mare în adâncime fiind constituită din formațiuni mai mult sau mai puțin permeabile. În cazul terenurilor cu permeabilitate ridicată va predomină apa gravitațională care va genera acviferele.

Terenurile cu **permeabilitate foarte redusă** vor fi saturate cu formele de apă higroscopică, peliculară și capilară. Terenurile cu **permeabilitate medie** vor conține toate formele de apă.

În adâncime, datorită alternării acviferelor cu formațiuni compacte impermeabile și cu formațiuni slab permeabile, cele trei diagrame (presiunea apei, w_v

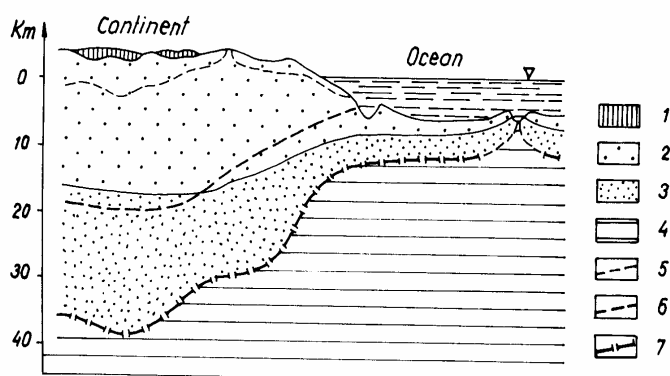


Fig. 2.10. Zonalitatea verticală a hidrosferei subterane (după Obsciaia ghidrogheologia, 1980)

1-zona de îngheț; 2-zona de saturație; 3-zona cu apă în stare supracritică; 4-mantaua superioară; 5-limita dintre pătura sedimentară și cea granitică; 6-suprafața Conrad (limita dintre pătura granitică și cea bazaltică); 7-suprafața Mohorovicic.

și S_r) vor prezenta discontinuități și variații mari.

Limita inferioară a zonei de saturație corespunde adâncimii temperaturilor critice (374-459°C), sub care se găsește apă în stare supracritică. Această adâncime variază între 12-20km în domeniul continental și 2-3 km în regiunile cu vulcanism actual. Începând de la 1,5 -2 km adâncime, sub acțiunea temperaturii și presiunii, apa legată fizic trece în stare liberă. Se consideră că apa în stare supracritică se poate găsi până la baza scoarței terestre (suprafața Mohorovicic; **Fig.2.10**). Această suprafață are un regim geotermic diferențiat, de la 250°C în structurile precambriene, până la 1100°C și mai mult în regiunile cu vulcanism terțiar (Pavlov, A.N., 1977). Pe de altă parte, la temperaturi mai mari de 450°C are loc o activitate chimică de deshidratare a mineralelor, formându-se curenți ascendenți care, între izotermele de 374 și 450°C (domeniul temperaturilor critice), determină o circulație permanentă după schema vaporii-soluție. Această zonă termobarică poate fi considerată ca învelișul de drenaj al Pământului.

2.2.3. Geneza hidrosferei

Mantaua Pământului poate fi considerată ca generatorul principal al apelor naturale. Din cantitatea inițială de 20×10^{18} tone de apă (aflată în diferite stări de agregare) din manta, în scoarța terestră și în Oceanul planetar au migrat aproximativ $3,4 \times 10^{18}$ tone, adică 17%. Celelalte două surse ale hidrosferei, meteoriții din spațiul cosmic și straturile

înalte ale atmosferei, au furnizat o cantitate de apă foarte redusă. O cantitate importantă de apă (circa 1×10^{18} tone) a fost pierdută de Pământ în spațiul cosmic.

Dacă se raportează cantitatea de apă pierdută de manta ($3,4 \times 10^{18}$ tone) la greutatea scoarței terestre (47×10^{18} tone) rezultă un aport juvenil de 7%, care practic coincide cu conținutul mediu în vaporii de apă al erupțiilor vulcanice.

Pirolitul, amestecul de piroxen și olivină din manta, care a participat la formarea scoarței terestre și a hidrosferei, are o umiditate de 7% (Vinogradov A.P.). Această umiditate (conținutul de H_2O , exprimat ca raport între greutatea apei și greutatea mantalei) este specifică, probabil, materiei din astenosferă aflată într-o stare de plasticitate avansată.

Rocile din litosfera inferioară au un conținut de apă redus (0,2-1,0%; **Fig.2.11**) datorită deshidratării care a condus la formarea **hidrosferei**. Hidrosfera este considerată ca fiind rezultatul a două procese:

- diferențierea timpurie a mantalei Pământului (se apreciază că în arhaic s-a format masa principală de apă; Sidorenko, 1978);

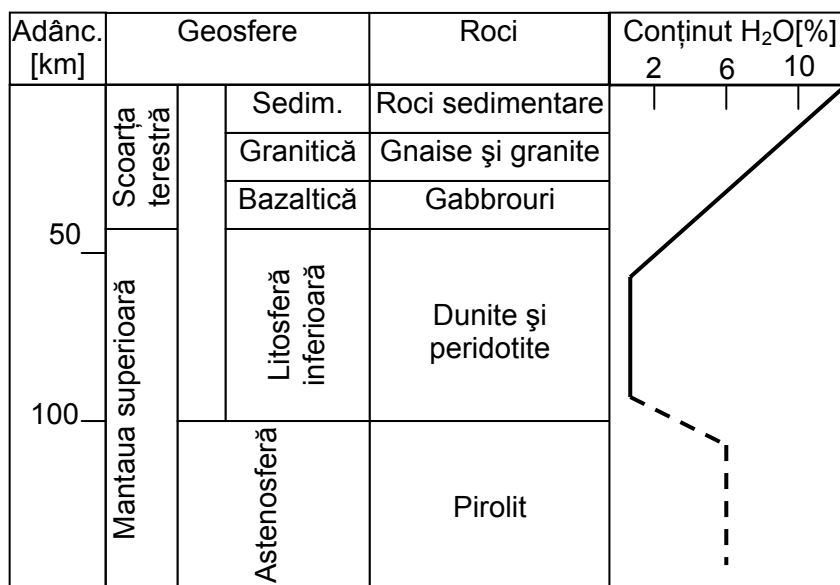


Fig.2.11. Variația conținutului de H_2O în scoarța terestră și mantaua superioară

- degazeificarea și deshidratarea lentă a mantalei, care a avut loc în toată istoria geologică a Pământului.

În domeniul temperaturilor și presiunilor foarte mari se poate considera un grad ridicat de discretizare a hidrosferei subterane datorită prezenței apei sub formă de molecule disociate. Schimbul de apă, în acest context, trebuie înțeles ca un transfer de masă molecular în condițiile unor interacțiuni structurale complicate între apă și minerale.

Aceste considerații justifică punctul de vedere (Pavlov, A.N., 1977) conform căruia **hidrosfera este un sistem geologic**, iar circuitul general al apei reprezintă numeroase conexiuni, a căror cunoaștere ajută la înțelegerea multor procese geologice, printre care și formarea apelor subterane.

Prin gruparea tuturor componentelor și conexiunilor între ciclul **hidrologic (climatic)** și cel **geologic** rezultă un model complet al circuitului apei din scoarța terestră (Fig.2.12):

- **ciclul hidrologic** controlează procesele de deplasare a umidității din ocean, prin atmosferă, pe continent, asigurând totodată refacerea continuă a rezervelor de ape subterane.
- **ciclul geologic** produce eliminarea apei din sedimente și participarea acesteia la procesele geologice până în fazele de metamorfism, în diferite zone termodinamice ale scoarței terestre.

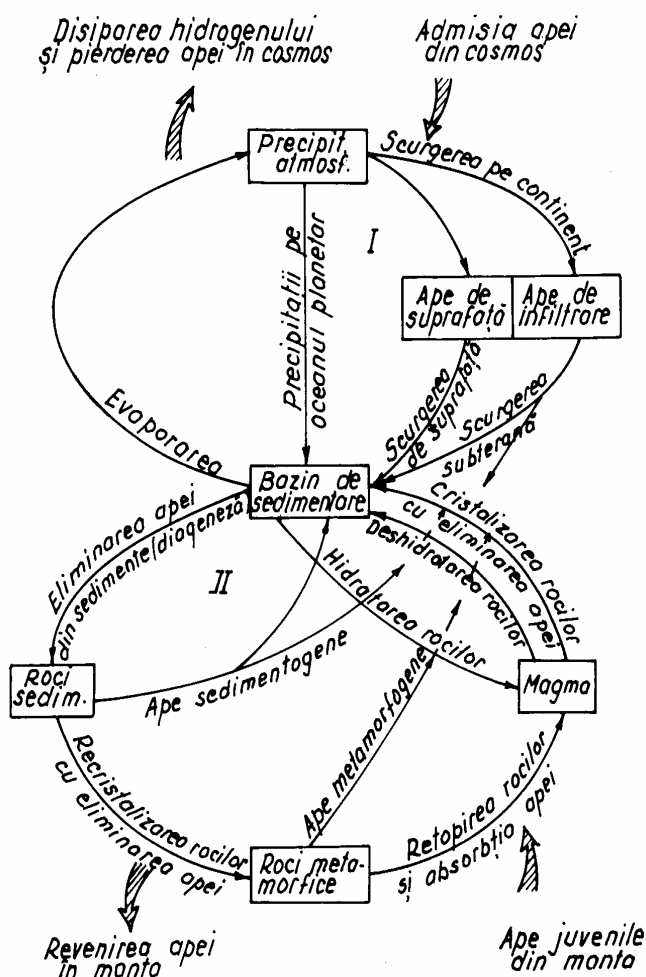


Fig.2.12. Conexiuni între ciclul hidrologic (I) și cel geologic (II) al apei din scoarța terestră.

2.2.4. Mișcarea apei în geosfere

Formele de mișcare a apei în geosferele Pământului sunt foarte diferite, dar în ansamblu ele se caracterizează prin unitate și interdependență. Apa legată fizic se poate transforma în apă liberă, faza lichidă în vapori, apa higroscopică în peliculară etc. În acest sens se poate vorbi de **forma geologică de mișcare a apei**, care reprezintă o componentă principală a formei geologice de mișcare a materiei. Această mișcare are o natură complexă legată de deplasarea apelor atât prin roci cât și împreună cu materia scoarței terestre, începând de la suprafața Pământului și terminând cu zonele de metamorfism și magmatism de adâncime.

Ținând seama de condițiile termodinamice și de forțele care controlează mișcarea apei subterane, se pot deosebi trei tipuri de **forme geologice de mișcare a apei**:

- **mișcarea meteogenă** a apei subterane este localizată în partea superioară a scoarței terestre (adâncimi de 0,5-1,0, mai rar 3km, iar în condiții favorabile se dezvoltă până la 5 km) în care presiunea de strat a apelor subterane nu depășește presiunea hidrostatică și unde predomină mișcarea hidraulică propriu-zisă (filtrarea liberă) cu manifestarea în secundar și a altor forme de mișcare a apei (capilară, difuzie etc.).
- **mișcarea litogenă** a apei subterane se produce în cadrul proceselor de diageneză a complexelor sedimentare, este specifică domeniului submarin și orizonturilor inferioare ale bazinelor sedimentare, la adâncimi mai mari de 1-3 km, unde apele regenerate pot crea presiuni de strat superioare celor hidrostatice;
- **mișcarea magmatogenă** a apei subterane este caracteristică pentru domeniile de adâncime ale hidrosferei subterane unde la temperaturi și presiuni ridicate se produce separarea apei din bazinele magmatice sau din rocile metamorfozate, cu un important conținut de gaze, formându-se de regulă sisteme hidrominerale.

În legătură cu formele geologice de mișcare a apelor subterane sunt interesante concluziile lui W.Galloway referitoare la *regimul* și geochimia apelor subterane în cadrul unui bazin sedimentar din Texas (S.U.A). Modelul general de evoluție într-un astfel de bazin cuprinde două faze principale, cea de **sedimentare** și cea de **subsidență**, a căror desfășurare este influențată de :

- **regimul meteoric** (de infiltrare) localizat în zonele marginale ale bazinului, caracterizat prin manifestarea presiunilor hidrostatice care pot persista până la adâncimi de 3-4 km;
- **regimul de compactare**, caracterizat prin expulzarea ascendentă și descendentă a apei interstițiale, cauzată de compactarea sedimentelor prin presiune litostatică sau tectonică și declanșarea procesului de **geopresurizare**, dacă drenajul nu este satisfăcător datorită orizonturilor groase cu permeabilitate redusă, (presiunea de strat a apelor subterane depășește pe cea hidrostatică, Fig.2.13);
- **regimul termobaric**, (de adâncime) care include zonele adânci ale bazinului subsident, unde permeabilitatea este substanțial redusă prin compactare și cimentare, iar presiunile și temperaturile ridicate generează reacții de deshratare a mineralelor, cu eliminarea unui volum mare de apă.

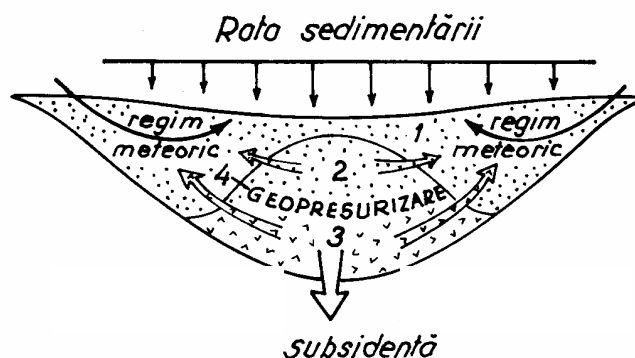


Fig.2.13. Regimul apelor subterane într-un bazin sedimentar, aflat în faza de sedimentare și subsidență.

1-regim hidrostatic; 2-regim de compactare; 3-regim termobaric; 4-geopresurizare.

Serpentinizarea, circulația apelor juvenile prin **zonele de rift**, amestecul apelor juvenile cu cele vadoase sunt procese asociate dinamicii apei din mantaua terestră.

Serpentinizarea

(hidratarea) crustei oceanice este rezultatul acțiunii fluidelor juvenile și nu a apei oceanice, așa cum se susține în modelele circuitului geologic al apei pentru că pătura de serpentinite nici nu vine în contact nemijlocit cu apa oceanică.

Zonele de rift continental și oceanic sunt căi de pătrundere și descărcare nemijlocită a fluidelor juvenile (împreună cu substanțele fluide din manta). În zonele de rift continental, care au de regulă un grad de deschidere mai redus, apa poate avea o origine mixtă, datorită îmbogățirii fluidelor juvenile în timpul migrației ascendente prin scoarța terestră. Datele experimentale au arătat că în **rifturile continentale** conținutul de apă este de câteva ori mai mare decât în **rifturile oceanice**. Fluidele rifturilor oceanice se caracterizează printr-un conținut mai mare de apă juvenilă datorită perioadei de migrație reduse.

Apa juvenilă, legată de serpentinitele din crusta oceanică, unde crusta de tip oceanic se scufundă sub cea de tip continental, retopindu-se, în faza migrației ascendente se amestecă cu apele vadoase. După evaluările cele mai optimiste, componenta juvenilă a apelor geotermale din regiunile vulcanice are valori reduse, de 5-10% și în cazuri rare 25% (White, 1969).

Căile de drenaj și de curgere în adâncime care favorizează amestecul celor două tipuri genetice de ape (juvenile și vadoase) sunt reprezentate de :

- **zonele de minimă rezistență** (corpurile magmatice și faliile adânci deschise) care drenează mantaua și pot asigura pătrunderea apelor gazoase la adâncimi mari;
- **rifturile oceanice și continentale**, de-a lungul cărora poate avea loc migrația ascendentă sau descendentă (a componentei vadoase) a apei subterane.

La scara timpului geologic apele de origine vadoasă pot atinge adâncimi de 5-6 km. Mișcarea apei până la aceste adâncimi este asigurată nu numai de presiunea hidrostatică dar și de diferența de densitate dintre apele infiltrate reci și apele migrate din adâncime, cu densitate mai redusă. Apele reci infiltrate au o circulație descendentă sub acțiunea hidrostatică dar în același timp, datorită diferenței de densitate, deplasează ascendent apele geotermale. Acest mecanism explică formarea și descărcarea la suprafața terenului a hidrostructurilor geotermale (**Fig.2.12**). Se poate în acest fel aprecia că apele vadoase pot circula pe zonele slăbite tectonic până la partea superioară a păturii granitice.

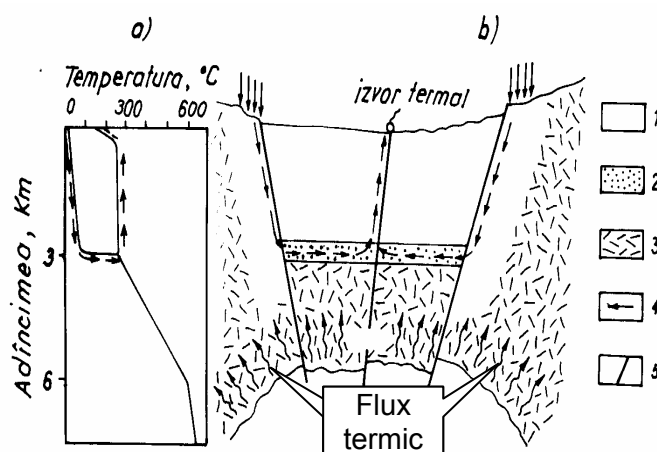


Fig.2.14. Schema de formare și descărcare a hidrostructurilor geotermale de origine vadoasă (după White, 1967).

1-roci sedimentare impermeabile; 2-orizont permeabil; 3-roci cristaline(impermeabile); 4-direcția de curgere a apei; 5-fracturi adânci deschise

2.2.5. Zonalitatea hidrogeodinamică

Zonalitatea hidrogeodinamică pe verticală a apelor subterane (în stare liberă) din bazinele sedimentare arată o tendință de reducere a dinamicii acestora în adâncime (reducerea vitezei și duratei schimbului de apă).

Noțiunea de **durată a schimbului de apă** se referă numai la forma meteogenă și litogenă de mișcare a apei. În domeniul temperaturilor și presiunilor foarte mari, unde hidrosfera subterană are un grad de discretizare ridicat, iar apa se găsește sub formă de molecule disociate, se poate vorbi de **intensitatea transferului de masă moleculară**.

În cadrul marilor bazine hidrogeologice se pot separa, de sus în jos, trei zone hidrogeodinamice:

- **zona schimbului activ;**
- **zona schimbului lent;**
- **zona schimbului pasiv.**

Zona schimbului activ este cea care drenează rețeaua hidrografică și se găsește sub influența factorilor climatici sezonieri. Ea se dezvoltă până la **baza locală de eroziune**, apele sunt dulci, cu o mineralizație totală sub 1gram/litru iar durata schimbului de apă este de ordinul lunilor și a anilor, ajungându-se la adâncimi mai mari și la sute de ani.

Zona schimbului lent de ape este slab influențată de rețeaua hidrografică iar factorii climatici se manifestă numai prin ciclurile de variație de lungă durată. Această zonă se dezvoltă sub baza locală de eroziune, mineralizația apelor este cuprinsă între 1 și 35 g/litru (deci apele sunt sărate), iar durata schimbului de apă ajunge la mii sau chiar zeci de mii de ani.

Zona schimbului pasiv de ape, cu regim practic stagnant, prezintă mineralizații mai mari de 35 grame/litru (saramuri) și durate ale schimbului de apă de ordinul milioanele de ani.

Descreșterea vitezei de migrare a apei în adâncime este drastică, astfel că, în zona schimbului pasiv de ape, valorile foarte reduse ale acesteia (se ajunge la ordinul 0,1mm/zi) nu pot fi măsurate cu mijloacele tehnice actuale. Influența dinamicii asupra formării compoziției chimice a apelor subterane determină formarea zonelor hidrogeochimice, corespunzătoare celor hidrogeodinamice. O sinteză a **zonării verticale directe** este prezentată în **tabelul 2.2**.

În afară de zonarea verticală normală (scăderea dinamicii și creșterea mineralizației în adâncime), se mai pot întâlni, datorită complexității condițiilor litologice, structurale și tectonice, **inversiuni (anomalii) hidrogeodinamice și hidrogeochimice** (dinamica crește și mineralizația scade cu creșterea adâncimii). Astfel de anomalii pot fi explicate cu ajutorul gradului de deschidere (sau închidere) hidrogeologică a structurii. Din punct de vedere hidrogeologic, structurile sau elementele de structuri se împart în:

- **structuri hidrogeologice deschise**, care sunt localizate deasupra bazei locale de eroziune, aflorează pe suprafețe mari sau sunt acoperite cu depozite superficiale permeabile;
- **structuri hidrogeologice parțial deschise**, care sunt localizate între baza de eroziune locală și baza de eroziune regională, prezintă deranjamente tectonice neetanșe și se pot găsi atât în zona schimbului activ cât și a celui lent;
- **structurile hidrogeologice închise**, care sunt acoperite de depozite impermeabile groase și nu sunt afectate de deranjamente neetanșe.

În bazinele sedimentare arteziene, zona schimbului activ de ape, cu ape dulci, este localizată în părțile marginale ale bazinului, zona schimbului lent de ape (ape sărate) în interiorul bazinului, iar partea centrală și profundă corespunde schimbului pasiv de ape (saramuri).

Tabelul 2.2. Schema zonalității hidrogeodinamice pe verticală a apelor subterane.

Zone geochimice	Zone geohidro dinamice	Structura geologică și structura batimetrică	Tipul genetic și caracterul rezervelor	Zone hidrochimice		Importanța economică
				Procese caracteristice	Tipul chimic de apă	
Zonă de hipergeneză	Zona schimbului de ape activ: apele subterane participă intens la schimbul cu apele de suprafață	Structuri deschise și puternic erodate, aflate în zona de influență a drenajului rețelei hidrografice; adâncimi < 300m	Apele actuale de origine atmosferică. Rezervele dinamice predomină față de cele statice.	Dizolvare intensă a clorurilor și sulfatilor al căror conținut crește către zonele depresionare și în direcția climatului arid.	Ape hidrocarbonatate, iar în regiunile aride, ape sulfatate și sulfato-clorurate. Compoziția apei depinde în mică măsură de constituția rocilor.	Ape dulci folosite de regulă în scopuri potabile. În acest grup intră toate apele freatice.
	Zona schimbului de ape lent: circulația apelor subterane este încetinită	Zonele adânci ale structurilor deschise. Pe platforme până la 500-600m iar în regiunile cutate, cu dislocații tectonice până la 1000-2000 m ad.	Ape vechi care se reînnoiesc lent. Rezervele statice predomină față de cele dinamice.	Spălare lentă a mineralelor din complexele acvifere.	Apele au compoziții chimice diferite, adeseori cu un conținut ridicat de gaze și de elemente rare. Tipul chimic al apei depinde de constituția rocilor.	Se includ majoritatea apelor drenate din exploatarea subterane, precum și apele termominerale și geotermale.
Zonă de catageneză	Zonele apelor cu regim practic stagnant: la scara timpului geologic are loc un schimb de ape foarte lent.	Structuri închise, slab erodate și zonele adânci ale depresiunilor.	Ape foarte vechi, parțial fosile, cu rezerve statice foarte mari.	Procese geochimice (difuzie, osmoză etc.) cu formare de saramuri.	Apele au conținuturi ridicate de Na ⁺ , Cl ⁻ , Ca ⁺⁺ , când sunt acumulate în roci sedimentare și caracter hidrocarbonato-sodic în roci cristaline.	Saramuri din care se pot extrage Br, F, Ra. Ca ape fosile, pot contura zăcămintele de petrol și gaze.

În cazul marilor bazine sedimentare, datorită variației condițiilor geologice, este necesar ca analiza hidrogeologică să se facă atât pe elemente structurale, delimitate în plan, cât și în secțiune. Existența unor formațiuni impermeabile (**Fig.2.15**), cu grosimi mari, în partea superioară a secțiunii, dă structurii, în ansamblu, un caracter închis. Local, datorită prezenței unui sistem de falii, care afectează întreaga secvență, structura închisă devine parțial deschisă, apele din depozitele cuaternare putând circula de-a lungul faliilor, până în stratele de cărbune.

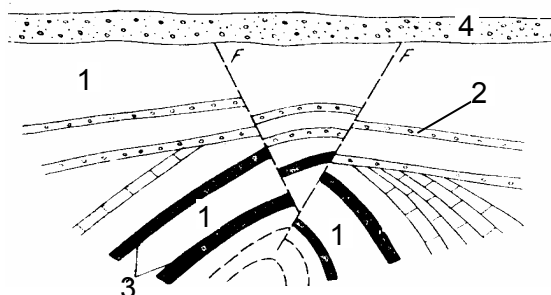


Fig.2.15. Structură deschisă prin falii locale
1-formațiuni impermeabile; 2-formațiuni permeabile (gresii); 3-strate de cărbuni; 4-formațiuni permeabile (pietrișuri); F-falii permeabile

2.3. Originea și vârsta izotopică a apelor subterane

În studiul apelor subterane se utilizează în special categoria izotopilor denumiți **“izotopi de mediu”**, de proveniență naturală sau artificială dar care se găsesc în mediul natural fără posibilitate de a fi controlați de om.

Raporturile izotopice din apele subterane furnizează informații din istoria geologică și istoria recentă a hidrostructurilor pe baza cărora se pot evalua:

- **vârsta relativă** a apelor subterane;
- **sursele primare** ale apelor subterane.

Compoziția izotopică actuală a apelor subterane este rezultatul:

- compoziției izotopice originare a apei de alimentare;
- unui anumit traseu parcurs de apele subterane într-un anumit **interval de timp**, început o dată cu formarea apei și încheiat în momentul recoltării probei de apă pentru care se determină, prin spectrometrie de masă, raportul izotopic caracteristic;
- **amestecului** apelor subterane, provenite din diferite surse și parcurgând trasee diferite prin roci de diferite tipuri și în variate condiții de temperatură.

Decodificarea corectă a informației cuprinse în compoziția izotopică a apelor subterane permite separarea surselor primare ale apelor subterane și a intervalelor de timp necesare definitivării compoziției ionice actuale pe baza:

- alegerii izotopilor adecvați stabilirii vârstei și originii apelor subterane;
- determinării corecte a compoziției izotopice a apelor subterane;
- interpretării compoziției izotopice în contextul hidrostructurilor.

Dificultățile pe care trebuie să le surmonteze interpretarea compoziției izotopice a apelor subterane sunt amplificate de multitudinea surselor de elemente care definitivează compoziția izotopică a apelor subterane.

Interpretarea compoziției izotopice a apelor subterane se concretizează sub forma unei **“origini izotopice”** a apei subterane și a unei **“vârste izotopice”** a apei subterane care dacă sunt rezultatul unei **interpretări corecte** în contextul

hidrostructurilor reale, reprezintă **originea reală** și **vârsta reală** a apelor subterane.

2.3.1. Izotopi de mediu utilizați pentru studiul apelor subterane

Izotopii unui element chimic au același număr atomic dar mase atomice diferite datorită numărului diferit de neutroni. Izotopii pot fi separați în două categorii:

- **izotopi stabili** care nu sunt implicați în procese de dezintegrare radioactivă;
- **izotopi instabili/radioactivi** care produc în mod spontan, prin dezintegrare, alte elemente chimice sau alți izotopi.

Deși speciile izotopice sunt foarte numeroase, în studiul apelor subterane se utilizează frecvent:

- **izotopii stabili** : ^2H (deuteriu), ^{18}O , ^{13}C , ^{34}S , ^{15}N pentru stabilirea sursei de proveniență a apelor subterane sau a unor compuși vehiculați de aceasta;
- **izotopii instabili (radioactivi)**: ^3H (tritiu), ^{14}C (radiocarbon), ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^{32}Si pentru stabilirea vârstei apelor subterane.

Izotopii radioactivi/instabili pot fi introduși și în mod intenționat în apele subterane pentru a fi utilizați ca trasori în determinarea vitezelor și direcțiilor de curgere ale acestora.

2.3.2. Evaluarea originii apelor subterane

Evaluarea originii apelor subterane, a surselor de proveniență și a fenomenelor care le-au influențat pe parcurs se bazează și pe diferența de masă a moleculelor ce conțin izotopi ușori și grei (în principal deuteriu, oxigen 18 și seleniu).

Proporțiile în care sunt prezenți diferiții izotopi reflectă **fracționarea** produsă în diferite proporții în timpul unor procese cinetice de tipul **evaporării** sau **condensării**.

Fracționarea relativă a izotopilor stabili se exprimă prin unități convenționale (δ) care redau deviația, în părți la mie (‰), de la raportul izotopic al unui compus standard (apă, calcar, etc.) și se calculează cu relația:

$$\delta = \frac{R_{\text{esantion}} - R_{\text{s tan dard}}}{R_{\text{s tan dard}}} \times 1000 \quad (2.1)$$

în care

R_{esantion} - **raportul izotopic**, adică raportul de abundență izotopică a moleculelor grele și ușoare în compusul considerat (de ex. H_2O , CO_2 etc.), determinat prin **spectrometrie de masă**;

$R_{\text{s tan dard}}$ - **raport izotopic standard** specific pentru fiecare izotop:

- pentru izotopii stabili grei ai **hidrogenului** și **oxigenului** din apă (^2H , ^{18}O) raportul izotopic standard este ales cel din **apa oceanului planetar**, notat prescurtat **smow** (acronim provenit de la: **Standard Mean Ocean Water**);
- pentru izotopul stabil greu al **carbonului** (^{13}C) raportul izotopic standard este cel din **belemniti marini** din formațiunea Pee Dee din Carolina de Sud (**Pee Dee Belemnite**= **PDB**; Fetter, 1993);
- pentru izotopul **sulfurului** (^{34}S) raportul izotopic standard este cel al **troilitului** (FeS) din meteoritul Canyon Diablo găsit în craterul meteoritic Arizona;

- pentru izotopul greu al **azotului** (^{15}N) din compușii organici sau anorganici dizolvați în apă raportul izotopic standard este cel din **atmosfera** terestră.

Dacă valoarea fracționării relative este **pozitivă** rezultă că eșantionul de apă analizat este **îmbogățit în izotop greu** în raport cu standardul ales, iar dacă fracționarea relativă este **negativă** rezultă că **predomină izotopul ușor**.

Pentru apă există **nouă** combinații stabile diferite ale izotopilor hidrogenului și oxigenului cu mase atomice cuprinse între 18 și 22. Cea mai abundentă este cea mai ușoară moleculă de apă ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$) iar cea mai puțin prezentă este molecula de apă cu masa atomică cea mai mare ($^2\text{H}_2^{18}\text{O}$). Apa care se evaporă din ocean este izotopic mai ușoară decât cea care rămâne în stare lichidă și în consecință și precipitațiile sunt izotopic mai ușoare decât standardul.

Compararea
raportului izotopic (R)
pentru hidrogen și oxigen
dintr-o probă de apă din
precipitații cu **raportul**
izotopic standard al apei din
oceanul planetar (R_{standard})
de face prin **parametrul**
fracționării relative (δ)
exprimat în formă generală prin ec. (2.1):

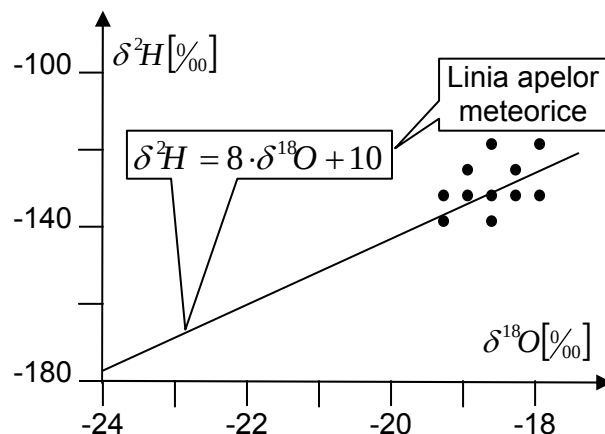


Fig.2.16. Corelația parametrilor fracționării relative a izotopilor grei ai apei dintr-un izvor din zona Meade, sud-estul statului Idaho, S.U.A. (după A.L.Mayo, PhD.thesis, University of Idaho, 1982, din Fetter, 1993)

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{esantion}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{apa_ocean_planetar}}} - 1 \right] \cdot 10^3 \quad (2.2)$$

$$\delta^2\text{H}(\text{‰}) = \left[\frac{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}} \right)_{\text{esantion}}}{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}} \right)_{\text{apa_ocean_planetar}}} - 1 \right] \cdot 10^3 \quad (2.3)$$

Corelația acestor doi izotopi în precipitațiile globale de pe întregul mapamond respectă o ecuație lineară de forma:

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (2.4)$$

care poate fi denumită **linia apelor meteorice** sau așa cum este găsită în multe studii: GMWL (Global Meteoric Water Line). Această ecuație este foarte importantă deoarece este o dreaptă de referință, ea fiind valabilă pentru majoritatea apelor naturale.

Multe analize izotopice, așa cum este cazul și pentru apele izvoarelor din zona Meade (**Fig.2.16**; Mayo, Muller & Ralston, 1985), respectă această legitate generală dar există și unele particularități regionale sau locale care reflectă existența unor condiții speciale de formare a precipitațiilor (climat, umiditate relativă, altitudine,

continentalitate etc). Uneori se constată chiar abateri mari de la această ecuație de regresie, explicabile prin condiții termodinamice specifice (re-evaporări etc).

În cursul proceselor de evaporare dintr-un corp de apă de suprafață se produce o fracționare izotopică:

- vaporii formați sunt mai săraci în 2H și ^{18}O decât apa de origine;
- fracțiunea remanentă are o concentrație din ce în ce mai mare în izotopi grei cu cât procesul de evaporare avansează.

Deoarece sursa principală de realimentare a apelor subterane o constituie apele meteorice infiltrate este normal să regăsim legătura corelativă arătată mai sus și în cazul lor atâta timp cât nu intervin amestecuri sau procese geochimice de natură a altera compoziția inițială. Acest aparent inconvenient este în fond o cale excelentă de a descifra natura acestor procese la care altfel nu avem acces direct.

Carbonul din apele subterane poate proveni din mai multe surse dintre care cităm: dioxidul de carbon din atmosferă, dioxidul de carbon generat de organismele vegetale și animale din sol și din dizolvarea sau descompunerea materialelor carbonatice. Parametrul **fracționării relative** a izotopului ^{13}C ($\delta^{13}C$) este:

- în jur de 0‰ PDB în **apa oceanului** și în rocile carbonatice de origine marină ($+0,30\text{‰}$ PDB în calcarele din Wasatch Range din Utah, $-1,85\text{‰} \pm 1,85\text{‰}$ PDB în calcarele roșii din Arizona, Fetter, 1993);
- -20‰ PDB în **sol**;
- -7‰ PDB în **atmosferă**.

Pentru **apele subterane**, $\delta^{13}C$ rezultă, de regulă, în **cantități aproximativ egale** din sol și din rocile carbonatice și este în jur de -10‰ PDB. Dacă într-o apă $\delta^{13}C < -10\text{‰}$ PDB rezultă o contribuție prin dizolvarea rocilor carbonatice sau a unor aporturi de CO_2 mofetic.

Sulfur din apele subterane provine din atmosferă și din dizolvarea mineralelor ca gipsul și pirita. **Dizolvarea gipsului** determină o îmbogățire în ^{34}S și în consecință o creștere a fracționării relative raportată la troilit iar **oxidarea sulfului** conduce la o îmbogățire în ^{32}S și o descreștere a fracționării relative la troilit ($\delta^{34}S$).

Azotul din apele subterane, reprezentat prin izotopii stabili ^{14}N și ^{15}N , este unul dintre cei mai periculoși și frecvenți contaminanți (provenit din fertilizatori sau depozite de deșeuri menajere și industriale) iar sursa lui este identificată pe baza comparării cu raportul izotopic standard din atmosferă.

Stabilirea **originii apelor subterane** rezultă din identificarea **surselor de proveniență a izotopilor dizolvați** în aceste ape. Identificarea corectă a raporturilor izotopice din sursele de proveniență a elementelor este cheia descifrării istoriei chimice a apelor subterane.

2.3.3. Evaluarea vârstei izotopice a apelor subterane

Evaluarea vârstei izotopice a apelor subterane se bazează pe proprietatea naturală a izotopilor radioactivi de a se dezintegra conform unei relații de tipul:

$$A_R = A_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} \quad (2.4)$$

în care

A_R - activitatea izotopului radioactiv la un moment dat (momentul analizării);

A_0 - activitatea la momentul inițial (începutul dezintegrării), adică momentul de izolare a apei de sursa de producere a izotopului radioactiv);

λ - constanta de dezintegrare, specifică fiecărui radioizotop ($\lambda = \ln 2 / T_R$ cu T_R perioada de înjumătățire a izotopului radioactiv);

t - timpul scurs între momentele A_0 și A_R (vârsta radiometrică a apei).

Evaluarea corectă a **vârstei izotopice** în hidrogeologie, adică a intervalului de timp scurs de la izolarea apei de sursa de producere a radioizotopului, presupune să fie cunoscute cu exactitate:

- sursa izotopului radioactiv și funcția sa de intrare (input function);
- **perioada de înjumătățire** a izotopului radioactiv (T_R - intervalul de timp după care, prin dezintegrare radioactivă, izotopul radioactiv își reduce masa la jumătate);
- determinarea activității radioizotopului la momentul experimentului (A_R);
- activitatea la momentul începerii dezintegrării (A_0);
- gradul de diluție a izotopului radioactiv cu componenta inactivă, cuantificat prin coeficientul de corecție (Q) în cazul radiocarbonului sau modelul curgerii subterane în cazul tritiului.

Eroarea cu care este calculată **vârsta izotopică** este determinată de imprecizia cu care sunt estimați parametrii A_0 și Q din relația (2.4) sau de gradul de aproximare a modelului de curgere.

Evaluarea vârstei apelor subterane se realizează în mod curent cu ajutorul **tritiului** și **radiocarbonului**, la care pentru condiții speciale se adaugă și alți izotopi radioactivi (^{36}Cl , ^{85}K , ^{81}K , ^{39}Ar , ^{32}Si).

Tritiul (^3H), cu timp de înjumătățire de $T_{3\text{H}} = 12,43\text{ani}$, se găsește în **atmosferă** sub forma moleculară H^3HO și ajunge în apa subterană prin intermediul precipitațiilor.

Înainte de 1953 concentrația din atmosferă a tritiului era $< 10\text{TU}$ (Tritium Units) dar datorită testelor nucleare efectuate în atmosferă a depășit, în emisfera nordică, 6000 TU în anul 1963.

Utilizarea tritiului în studiul apelor subterane are o largă răspândire chiar și astăzi când concentrațiile actuale de tritiu au scăzut aproape de fondul natural.

Dacă ne interesează numai vârsta strict radiometrică a unei ape, adică aceea datorată scăderii concentrațiilor în **tritiu** (t_T), conform legii dezintegrării se poate aplica formula simplificată:

$$t_T = 17,75 \cdot \ln \frac{A_0}{A} \quad (2.5)$$

În practica hidrogeologică, tritiul se folosește în contextul unor modele conceptuale care țin seama de:

- structura geologică;
- tipul de curgere.

Pentru astfel de modele sunt necesare date de referință multianuale ale **AIEA** constituite din măsurători lunare în precipitații (**input function**) și o serie de modele matematice de tip "black box" care conceptualizează situația zonală din punct de vedere hidrogeologic.

Agenția Internațională pentru Energie Atomică (AIEA) cu sediul în Viena este o organizație independentă din sistemul ONU care se ocupă cu supravegherea și promovarea activităților nucleare în scopuri pașnice.

Primele determinări sistematice de izotopi de mediu - în special privind tritiul - în apele meteorice s-au făcut începând cu 1953 în Canada (stația Ottawa), urmate în Europa de stația Viena, din 1961. După o pregătire de trei ani a unui program la scară planetară AIEA, prin Secția sa de Hidrologie Izotopică și în colaborare cu World Meteorological Organization (WMO), a pus la punct urmărirea sistematică, în apele meteorice, a conținuturilor lunare izotopice (tritiu, deuteriu, oxigen-18) dar și a cantității totale de precipitații și a temperaturii medii a aerului. S-a început cu un număr de 122 de stații distribuite în 70 de țări iar din 1977 rețeaua GEMS – Global Environmental Monitoring System s-a redus la 65 de stații reprezentative. Rezultatele acumulate sunt accesibile tuturor celor interesați, ele fiind publicate în mai multe volume succesive dar și pe site-ul AIEA.

Chiar și după reducerea numărului oficial de stații, AIEA au rămas în funcțiune sau chiar s-au constituit după această dată și rețele naționale pentru a se obține o “input function” cât mai exactă zonal. Din astfel de considerente s-a constituit și în România (în fostul Institut de Meteorologie și Hidrologie, unde a funcționat un Laborator specializat în Izotopii de Mediu) o rețea de stații compusă din 1 - 5 puncte de măsură (Oradea, din 1970, București, din 1973, Constanța, din 1980 etc) mai dezvoltată sau mai diminuată după cum interesele de cercetare zonală o impuneau.

Un asemenea șir de date, constituit într-o “**input function**” specifică țării noastre, există și pentru România (**Fig.2.17**; Țenu et al., 1989) iar rezolvări concrete prin această tehnică izotopică acoperă toate tipurile de ape subterane, de la potabile la minerale și geotermale (Țenu, 1981; Țenu & Davidescu, 1998).

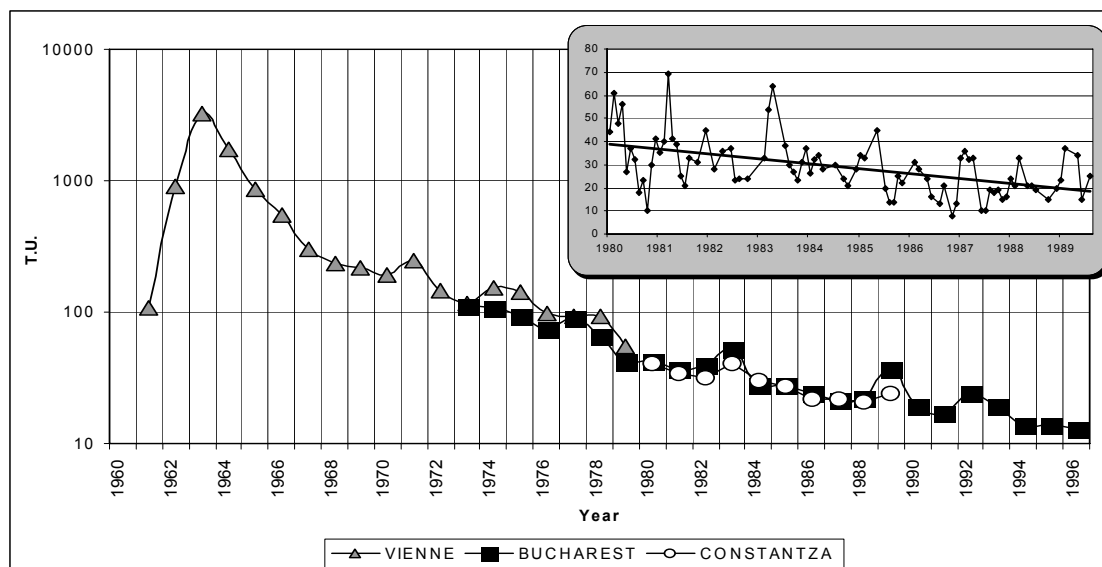


Fig.2.17. Valori medii anuale ale tritiului (TU) măsurate în apele meteorice la stațiile Viena, București și Constanța. In medalion, exemplu cu evoluția valorilor lunare la Constanța, 1980-1989

Tritiul s-a mai utilizat și ca trasor artificial pentru studiul mișcării apelor în acvifere freatice dar din cauza unor probleme de mediu care pot apare acceptarea sa în astfel de studii a rămas mai mult teoretică; se mai poate folosi pentru studiul mișcării apei în zona nesaturată în cazul cercetării unor posibile contaminări accidentale cum ar fi cel al eventualelor infiltrații în zona unor depozite periculoase (depozite de deșeuri radioactive).

Carbonul radioactiv sau radiocarbonul (^{14}C), cu timpul de înjumătățire $T_{^{14}\text{C}} = 5730\text{ani}$, își are punctul de origine în **atmosferă** fiind rezultatul bombardării atomilor de ^{14}N prin radiațiile cosmice; odată formați, atomii de ^{14}C intră în

moleculele de bioxid de carbon atmosferic la o rată de producere constantă în timp.

Radiocarbonul este utilizat pentru determinarea vârstelor apelor subterane având până la 40.000 – 50.000 ani sau chiar mai mult în funcție de tehnica de măsură. Se utilizează relația (2.4) modificată, în care intervine în plus Q , un coeficient de corecție pentru diluția radiocarbonului prin carbon mort, inactiv:

$$A_R = Q \cdot A_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t} \quad (2.6)$$

Se poate utiliza și formula simplificată:

$$t_{14C} = 8267 \cdot Q \cdot \ln \frac{A_0}{A} \quad (2.7)$$

Precipitațiile care alimentează acviferele sunt încărcate cu dioxid de carbon având o activitate cunoscută. O dată cu traversarea solului, apa de infiltrație se îmbogățește substanțial în CO_2 produs de plante, care are însă un conținut în ^{14}C aproximativ egal cu cel din aer. În acvifer începe reducerea prin dezintegrare a activității carbonului și totodată diluția lui prin carbonul mort provenit din rocile carbonatice sau prin amestec cu apa veche din pori. Coeficientul de corecție pentru diluția cu carbon provenit din alte surse are valori în general $Q = 0,5 \div 0,9$.

Imprecizia cu care sunt determinați parametrii A_0 și Q conduc pentru vârste de 40.000 ani la erori de cca 10% din valoarea vârstei estimate.

Determinările de radiocarbon nu se fac în apă ci pe carbonații și bicarbonații dizolvați în apa subterană a căror extracție necesită o tehnică specială.

Vârstele “aparente” sau “radiometrice” măsurate pot fi corectate și prin conținutul de ^{13}C determinat în probele de carbonat dizolvat.

Clorul 36 (^{36}Cl), cu timp de înjumătățire de $T_{^{36}Cl} = 3,01 \times 10^5 ani$, poate fi utilizat pentru stabilirea vârstelor mai vechi decât cele care pot fi stabilite cu ^{14}C . Clorul inactiv, care produce diluția pentru ^{36}Cl , provine din apa oceanică și provoacă o supraestimare a vârstei apelor subterane.

Pentru estimarea **vârstei izotopice** a apelor subterane cu ajutorul izotopilor radioactivi, de o mare importanță este estimarea activității izotopului la momentul inițial (A_0) și estimarea condițiilor hidrogeologice din zona de realimentare pentru evaluarea cât mai corectă a factorului Q . Numai după depășirea acestor dificultăți “tehnice”, interpretarea **vârstelor evaluate izotopic** în contextul dezvoltării spațiale a hidrostructurii și al cunoașterii zonelor de alimentare și drenaj permite evaluarea corectă a **vârstei reale a apelor subterane**.

Evaluarea vârstei apelor subterane nu este de cele mai multe ori un scop în sine ci un instrument pentru stabilirea **originii** reale a apelor subterane, a **direcțiilor** și **vitezelor** de curgere a apelor subterane la scară regională.

3. CARACTERISTICI HIDROFIZICE ALE TERENURILOR (Daniel Scrădeanu și Alexandru Gheorghe)

Regimul special de deplasare al apei ajunse din „cer” în adâncurile Pământului este condiționat de **caracteristicile** spațiului disponibil și de prezența în acest spațiu a altor fluide.

Precizarea caracteristicilor acestui spațiu, ale fluidelor prezente și ale tuturor interacțiunilor fizico – chimice presupune definirea unor **parametri** ușor de estimat și evaluarea corectă a **distribuției spațio-temporale** a acestora.

Evaluarea **corectă a dinamicii apei subterane** într-o hidrostructură se poate face numai atunci când se cunoaște **distribuția spațio-temporală reprezentativă a parametrilor** acesteia.

Caracteristicile hidrofizice ale **terenurilor** (terenuri reprezentate prin: sol, sedimente și roci) definesc comportarea acestora în raport cu **toate formele de apă subterană** și fluidele asociate.

Termenul de **caracteristică/proprietate acviferă** are o sferă de cuprindere mai redusă și este recomandat să fie utilizat doar în cazul interacțiunii terenurilor cu formele de **apă liberă** (capilară, gravitațională) care pot genera **acvifere**.

Caracteristicile hidrofizice le includ și pe acelea proprii terenurilor **semipermeabile** și **impermeabile** care condiționează fenomenele de comunicare a acviferelor prin **drenanță** și contribuie la definitivarea echilibrelor hidrodinamice ale hidrostructurilor.

Formarea acviferelor și dinamica apelor subterane sunt condiționate în principal de proprietățile **colectoare** și **filtrante** ale **terenurilor** acvifere (sol, sediment, rocă) determinate de:

- **constituția litologică** a terenurilor acvifere;
- **cantitatea și calitatea** apelor subterane și a fluidelor asociate;
- **procesele la interfața solid-fluid și fluid-fluid**.

Constituția litologică a terenurilor acvifere determină **caracteristicile structurale ale spațiului poros** în care se colectează și prin care se deplasează apa subterană. Pentru caracterizarea structurii spațiului poros al terenurilor acvifere se apelează la doi parametri fundamentali: **porozitatea** și **permeabilitatea**.

Cantitatea și calitatea apelor subterane și a fluidelor asociate sunt responsabile de **vitezele** cu care acestea se deplasează în câmpul gravitațional:

- **cantitatea** fluidelor prezente în porii terenurilor acvifere este exprimată prin intermediu **umidității** și **gradului de saturație**;
- **calitatea** fluidelor prezente în spațiul poros al terenurilor acvifere este descrisă prin intermediul parametrilor **fizici** (temperatură, densitate, vâscozitate etc.) și **chimici** (concentrația în elemente anorganice sau organice).

Caracteristicile **litologice** ale terenurilor acvifere și cele ale **apelor subterane** sunt sintetizate în doi parametri globali ai acviferelor care exprimă **interacțiunea** dintre terenul permeabil și apa subterană:

- **coeficientul de înmagazinare absolută** prin care se evaluează capacitatea **colectoare** a acviferelor;
- **conductivitatea hidraulică** utilizată pentru evaluarea caracteristicilor **filtrante** ale acviferelor (viteza de curgere a apelor subterane).

Procesele la interfața solid-fluid și fluid-fluid (ex.:capilaritatea, advecția, difuzia, sorbția etc.), de o mare complexitate și diversitate în **zona nesaturată** a acviferelor și în cazul asocierii apelor subterane cu **fluide miscibile sau imiscibile**,

sunt descrise tot prin intermediul unor caracteristici hidrofizice a căror cunoaștere este esențială pentru corecta evaluare a curgerii apelor subterane.

Pentru **zona nesaturată**, sediul unor complexe procese de poluare a acviferelor, modelarea corelației între **presiunea capilară** și **umiditate** este esențială pentru evaluarea curgerii, presiunea capilară fiind componenta potențialului curgerii alături de potențialul gravitațional.

Deplasarea fluidelor **miscibile** sau **imiscibile** asociate cu apele subterane în **zona nesaturată/saturată** a acviferelor freatice/sub presiune este guvernată de procese fizice și biochimice ale căror caracteristici (coeficient de difuzie, de dispersie, număr Peclet, izoterma de sorbție etc.) sunt determinate experimental și caracterizează particularitățile curgerii pentru fiecare tip de acvifer.

Diversitatea caracteristicilor hidrofizice ale terenurilor este prezentată în următoarea succesiune:

- (1) caracteristici ale **matricei minerale** a terenurilor;
 - o granulozitatea
 - o porozitatea
 - o permeabilitatea
- (2) caracteristici fizice ale **apelor subterane** ;
 - o greutatea specifică
 - o compresibilitatea
 - o vâscozitatea
- (3) caracteristici ale **interacțiunii terenurilor cu apa subterană**;
 - o umiditatea
 - grad de saturație
 - deficit de saturație
 - o tensiunea interfacială
 - o fenomene de capilaritate
 - presiunea capilară
 - parametri van Genuchten
 - parametri Brooks & Corey
 - înălțimea de ascensiune capilară
 - o capacitatea de înmagazinare a acviferelor
 - coeficient de înmagazinare al acviferelor cu nivel liber;
 - coeficient de înmagazinare al acviferelor sub presiune;
 - o conductivitate hidrolică
 - conductanță
 - transmisivitate
 - factor de drenanță
 - o coeficient de piezoconductivitate
- (4) caracteristici ale **interacțiunii apei subterane cu fluide asociate**
 - o parametri ai migrației fluidelor miscibile;
 - parametri ai difuziei;
 - parametri ai advecției;
 - parametri ai proceselor chimice și biochimice
 - o parametri ai migrației fluidelor imiscibile
 - parametri ai fluidelor mai ușoare decât apa
 - parametri ai fluidelor mai grele decât apa.

Toate caracteristicile hidrofizice ale terenurilor sunt implicate în evaluarea dinamicii apei subterane și a proceselor de transport din acvifere. Stabilirea valorilor reprezentative ale acestor caracteristici este o necesitate a corectitudinii evaluării curgerii apelor subterane realizată pe baza modelelor matematice.

3.1. Caracteristici ale matricei minerale

Caracteristicile **matricei minerale** se sintetizează în valoarea **coeficientului de permeabilitate** pentru a cărei evaluare este necesară parametrizarea caracteristicilor spațiului **poros**, caracteristici determinate de **granulozitatea** terenurilor.

3.1.1. Granulozitate

Granulozitatea terenurilor este reprezentată de variabilitatea geometrică a granulelor componente exprimată prin dimensiunea acestora și ponderea lor procentuală.

Tehnicile de laborator și metodologia generală de prelucrare a datelor de granulozitate constituie obiectul *Mecanicii rocilor* (Florea M., 1983). Pentru rocile nisipoase analiza de granulozitate se face prin metoda **cernerii**, iar la rocile argiloase se folosește metoda prin **sedimentare**.

Rezultatele se reprezintă grafic în **histograme** și **curba de granulație** (curba cumulativă), care exprimă distribuția procentuală a granulelor în funcție de dimensiunea acestora (**Fig.3.1**). Curba de granulație este utilizată pentru calculul **parametrilor** necesari estimării proprietăților **filtrante** și **colectoare** ale formațiunilor reale. Acești parametri sunt: **coeficientul de neuniformitate (U)**, **coeficientul de sortare (S_o)**, **diametrul efectiv (d_{ef})**, **suprafața specifică (S)**.

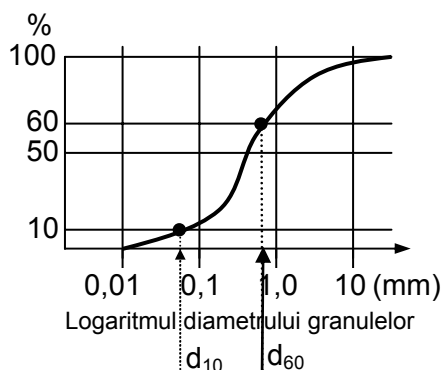


Fig.3.1 Curba de granulație (curba cumulativă)

3.1.1.1. Coeficient de neuniformitate

Coeficientul de neuniformitate (U) este calculat cu expresia:

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (3.1)$$

în care

d_{60} - diametrul corespunzător fracțiunii de 60%;

d_{10} - diametrul corespunzător fracțiunii de 10%.

Coeficientul de neuniformitate indică gradul de răspândire al dimensiunii granulelor și pe baza valorilor sale se realizează o separare a rocilor în trei categorii:

- roci foarte uniforme cu $U < 5$
- roci uniforme cu $5 < U \leq 15$
- roci neuniforme cu $U > 15$

Gradul de neuniformitate al unui teren granular determină în mod direct capacitatea de colectare a acestuia: cu cât terenurile sunt mai uniforme capacitatea lor colectoare este mai mare.

3.1.1.2. Coeficient de sortare

Coeficientul de sortare estimează gradul de apropiere relativă a dimensiunilor granulelor și se calculează pe baza curbei de granulație (**Fig.3.1**) cu relația:

$$S_0 = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}} \quad (3.2)$$

în care,

d_{75} - diametrul corespunzător fracțiunii de 75%;

d_{25} - diametrul corespunzător fracțiunii de 25%;

Nisipurile, în funcție de coeficientul de sortare sunt clasificate în:

- nisipuri cu o bună sortare cu $S_0 < 1,5$;
- nisipuri cu sortare medie pentru $1,5 < S_0 < 2$;
- nisipuri slab sortate cu $S_0 > 2$.

În general cu cât sortarea depozitelor este mai slabă porozitatea este mai mică. Sortarea slabă este reflectată și de abaterea distribuției diametrelor granulelor de la distribuția normală (gaussiană). Pentru majoritatea nisipurilor distribuțiile sunt lognormale, indicând lipsa de sortare a formațiunilor și în consecință porozități reduse.

3.1.1.3. Diametru efectiv

Diametrul efectiv (d_{ef}) este un parametru utilizat pentru evaluarea cantitativă, prin formule empirice, a proprietăților filtrante și colectoare ale formațiunilor reale. Diametrul efectiv este egal cu diametrul granulelor din care este constituită o formațiune **fictivă** uniformă (constituită din particule de aceeași dimensiune), hidrodinamic echivalentă cu formațiunea granulară **reală**. Evaluarea diametrului efectiv pentru formațiunile granulare reale se realizează în două variante distincte:

- pentru formațiuni foarte uniforme ($U \leq 5$; Haazen);(**Fig.3.1**):

$$d_{ef} = d_{10} \quad (3.3)$$

- pentru formațiuni uniforme ($5 < U \leq 15$) sau neuniforme ($U > 15$) diametrul efectiv se calculează ca o medie armonică (Kozeny):

$$d_e = \frac{100}{\sum_{i=2}^{i=n} \frac{\Delta g_i}{d_i} + \frac{3}{2} \cdot \frac{\Delta g_1}{d_1}} \quad (3.4)$$

unde:

Δg_i - ponderea procentuală a fiecărei fracțiuni granulometrice cu diametrul mediu d_i .

d_1 - diametrul mediu al ultimei fracțiuni granulometrice (g_1 cu ponderea Δg_1) care se ia în calcul, cu o pondere mai mare ($3/2=1,5$), numai dacă $d_1 < 0,0025\text{mm}$. Această situație este justificată prin faptul că fracțiunile foarte fine au o pondere mai mare în reducerea diametrului efectiv și implicit a permeabilității.

d_i - diametrul mediu al fiecărei fracțiuni care se calculează ca o medie armonică simplă între diametrele limită ale fracțiunii "i" (d_i' și d_i''):

$$d_i = \frac{3}{\frac{1}{d_i'} + \frac{2}{d_i' + d_i''} + \frac{1}{d_i''}} \quad (3.5)$$

Diametrul efectiv este utilizat în relațiile empirice pentru estimarea conductivității hidraulice a terenurilor permeabile granulare.

3.1.1.4. Curbă granulometrică medie și domeniu granulometric

În cazul unui volum mare de date, de o mare utilitate pentru caracterizarea formațiunilor granulare sunt **curba granulometrică medie** și **domeniul granulometric** definite pe baza tuturor curbelor granulometrice, ca o măsură a variabilității granulozității (Gheorghe A., 1973).

Curba granulometrică medie se obține prin calculul mediei aritmetice a tuturor fracțiunilor granulometrice ale probelor recoltate dintr-un acvifer sau orizont acvifer. Ea este utilă pentru estimarea tendinței granulozității pe domeniul de dezvoltare a acviferelor. Astfel, sinteza datelor granulometrice din complexul nisipos acvifer explorat în cariera Peșteana Nord (bazinul Rovinari) și dezvoltat între stratele de cărbune V -VI-VII, indică o importantă variație a granulozității (**Fig.3.2**).

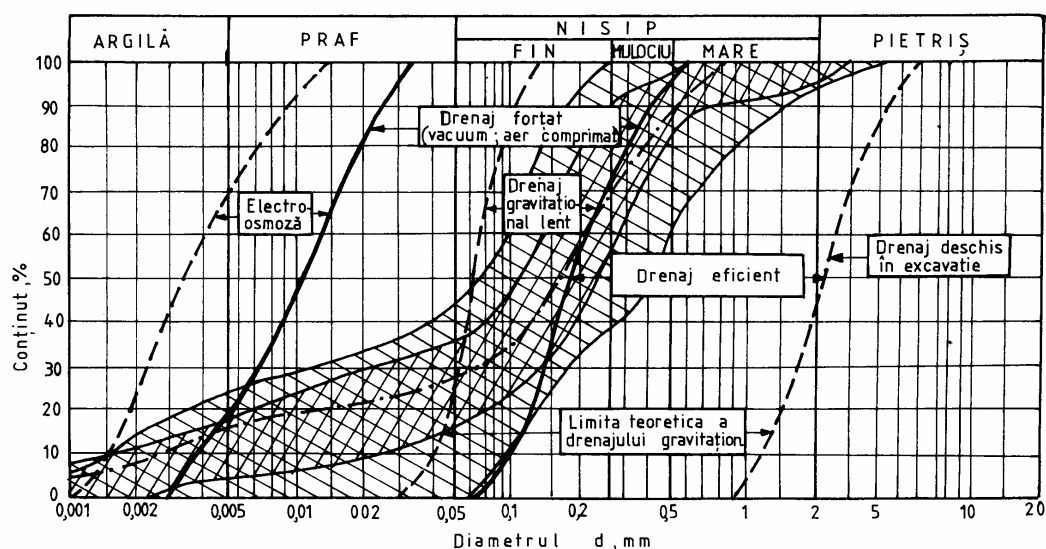


Fig. 3.2. Sinteza analizelor granulometrice din complexul nisipos al stratelor de cărbune V-VI-VII din cariera Peșteana-Nord (Bazinul Rovinari) și clasificarea sistemelor de drenaj



Domeniul granulometric caracteristic, $p=90\%$;



Domeniile granulometrice extreme, $p=5\%$

Domeniul granulometric este cel care determină alegerea procedurii de drenaj. Structura domeniului granulometric (peste 30% corespunde prafului și argilei) determină valorile vitezelor de drenaj reduse iar drenajul aplicabil este cel gravitațional lent și forțat. Variația importantă a granulozității necesită detalierea

distribuției spațiale a acestora prin metode geostatistice. Reducerea variabilității prin eliminarea domeniilor granulometrice extreme se realizează progresiv până la maximum 10% din volumul selecției de date.

3.1.1.5. Suprafața specifică

Suprafața specifică reprezintă suprafața cumulată a tuturor particulelor minerale, dintr-o unitate de volum a terenului. Ea variază foarte mult de la un mediu la altul și are o mare influență atât asupra porozității cât și a fenomenelor de la interfața fluid-schelet mineral.

Pentru o rocă granulară formată din **particule sferice de același diametru** (d), se pot calcula următorii parametri:

- **numărul de particule/granule** (N) dintr-o unitate de volum cu porozitatea n :

$$N = \frac{1-n}{\frac{\pi \cdot d^3}{6}} \quad (3.6)$$

- **suprafața totală** a particulelor din volumul unitar (**suprafața specifică**; S):

$$S = N \cdot a = \frac{1-n}{\frac{\pi \cdot d^3}{6}} \cdot \pi \cdot d^2 = \frac{6(1-n)}{d} \quad (3.7)$$

în care a este aria unei particule.

O granulă de formă poliedrică are o suprafață de t ori mai mare decât a sferei de același volum ($t > 1$); ținând seamă de acest lucru, rezultatele precedente vor fi multiplicare cu **$t=1,1$** pentru **granule rotunjite** și **$t=1,3-1,5$** pentru **granule angulare**. Acest coeficient de corecție se estimează pe baza studiilor microscopice.

Pentru rocile uniforme constituite din particule minerale sferice ($t=1$) suprafața specifică este invers proporțională cu diametrul acestora (**Tabelul 3.1** și **Fig.3.3**) (după G. Manolescu și E. Soare, 1981).

Tabelul 3.1. Valori ale suprafeței specifice (exprimate în $10^4 m^2/m^3$)

$d[mm]$ \ $n[\%]$	50	40	30	20
1,00000	0,30	0,36	0,42	0,48
0,31600	0,95	1,14	1,33	1,52
0,10000	3,00	3,60	4,20	4,80
0,01316	9,50	11,40	13,30	15,20
0,01000	30,00	36,00	42,00	48,00
0,00316	94,90	113,80	132,80	151,80
0,00100	300,00	360,00	420,00	480,00

Proprietățile colectoare ale unei roci sunt influențate de suprafața specifică prin intermediul porozității și a apei de retenție, ale căror valori cresc odată cu suprafața specifică. Și în domeniul proprietăților filtrante sunt elaborate o serie de modele parametricale ale mediului poros, deosebit de simple, care iau în considerare suprafața specifică pentru evaluarea **conductivității hidraulice** (K).

În cazul unui **teren real**, nesortat, cu o granulozitate neuniformă, **suprafața specifică** a particulelor din fracțiunea $d_{i-1}-d_i$ se calculează cu relația:

$$S_i = \frac{6(1-n)}{\sqrt{d_{i-1} \cdot d_i}} \quad (3.8)$$

cu o eroare maximă de 2% dacă $d_{i-1}/d_i \leq 2$. Pentru toate fracțiunile de pe curba granulometrică rezultă:

$$S = \sum_{i=1}^{i=n} p_i \cdot S_i = 6(1-n) \sum_{i=1}^{i=n} \frac{p_i}{\sqrt{d_{i-1} \cdot d_i}} \quad (3.9)$$

unde p_i este procentul fiecărei fracțiuni granulometrice.

Domeniul de variație al suprafeței specifice pentru rocile granulare are o mare extindere:

- $1,5 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{m}^3$ pentru nisip;
- $1,5 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{m}^3$ pentru nisip fin;
- $1,5 \times 10^9 \text{ m}^2/\text{m}^3$ pentru argilă (montmorillonit).

Suprafața specifică condiționează în principal fenomenele de interfață fluid-schelet mineral, importante în cazul curgerii polifazice din zona vadoasă și din acvifere.

3.1.2. Porozitate și structura spațiului poros

Porozitatea este proprietatea fizică a terenurilor de a avea **pori**.

Denumirea de **pori** este proprie golurilor intergranulare din nisipurile neconsolidate, primele cercetate pentru capacitatea lor colectoare. Lărgirea cercetărilor și asupra capacității colectoare a **rocilor detritice consolidate** (silturi, gresii, conglomerate), a **rocilor de precipitație chimică** (calcare oolitice, calcare cristalizate), a **rocilor eruptive** și **metamorfice** (andezite, bazalte, granite, gneise, micașisturi), a extins noțiunea de por asupra tuturor tipurilor de goluri din aceste tipuri de roci.

Cantitativ, **porozitatea** unui teren este definită de proporția de **pori/goluri** pe care îi conține într-un anumit volum. Ea determină capacitatea **colectoare (de stocare)** a terenului și este exprimată sub formă de procente:

$$n = 100 \cdot \frac{V_p}{V} \quad (3.10)$$

în care:

V_p - volumul porilor dintr-o probă;

V - volumul total al probei.

Modelarea porozității pe **medii poroase fictive** (“perfect” uniforme: $U = 1$) alcătuite din sfere cu același **diametru** (d) a condus la concluzia că agregatele de sfere pot prezenta diferite modele de asamblare determinate de forma **poliedrului**

elementar (Slichter, 1953; Manolescu G. și Soare G., 1981).

Cele două situații extreme corespund aranjamentului **cubic** (Fig.3.4a), care dă o stare de **afânare maximă** și aranjamentului **romboedric** (Fig.3.4b), corespunzător unei stări de **îndesare maximă**.

În cazul rețelei cubice, **porozitatea** (n) se poate calcula luându-se ca bază cubul elementar:

$$n = \frac{V_p}{V} = \frac{V - V_s}{V} = \frac{d^3 - \frac{\pi \cdot d^3}{6}}{d^3} = 1 - \frac{\pi}{6} = 0,4764 = 47,64\% \quad (3.11)$$

în care

V - volumul total al cubului;

V_s - volumul părții solide;

V_p - volumul porilor.

Formula analitică generală, valabilă pentru orice aranjament, în funcție de unghiul poliedrului elementar (θ) este:

$$n = 1 - \frac{\pi}{6(1 - \cos \theta)\sqrt{1 + 2\cos \theta}} \quad (3.12)$$

Pentru $\theta = 90^\circ$ se obține porozitatea aranjamentului **cubic** (47,64%), iar pentru $\theta = 60^\circ$ se obține porozitatea aranjamentului **romboedric** (25,95%)

În cazul mediilor **neuniforme** formate din sfere de dimensiuni diferite porozitatea **scade** deoarece sferele mici ocupă spațiile create între cele mari. Pentru depozitele **reale**, forma neregulată a granulelor minerale solide atenuează reducerea porozității determinată de creșterea neomogenității

Capacitatea **colectoare (de stocare)** a terenurilor cu o anumită porozitate este condiționată de:

- **factorii geologici** care au determinat formarea și transformarea sedimentelor și rocilor.
- **porometrie** - structura spațială a porilor;

3.1.2.1. Factori geologici care determină porozitatea

Porozitatea mediilor permeabile fiind rezultatul sedimentării particulelor minerale în anumite condiții va fi influențată în primul rând de **litologia** formațiunilor permeabile.

Sub acțiunea fenomenelor geologice naturale **porozitatea** se formează în două etape succesive:

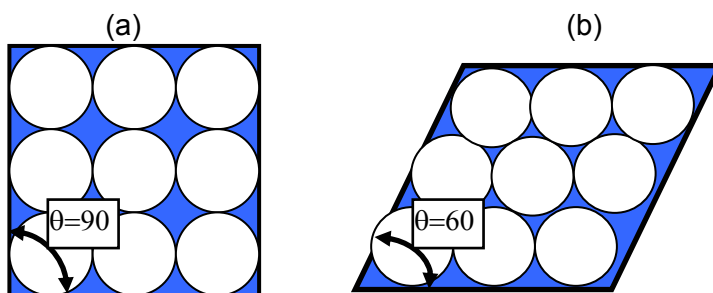


Fig.3.4. Medii poroase fictive cu aranjament cubic (a) și romboedric (b)

- acumularea fragmentelor și granulelor minerale și consolidarea lor prin **compactare** și **cimentare** (rezultă porozitatea primară, interstițială sau vacuolară);
- **dizolvarea**, **fisurarea** sau **fracturarea** sedimentelor consolidate (rezultă porozitatea secundară).

Litologia

Caracteristicile structurale ale spațiului poros se diferențiază fundamental de la un tip de rocă la altul.

Rocile sedimentare au cea mai complexă structură a spațiului poros. Modul de formare al rocilor sedimentare și procesele la care sunt supuse conduc la o varietate extraordinară a structurilor spațiului poros, care se concretizează în porozități totale cu o mare variabilitate:

- în rocile clastice de la 3% până la 40%;
- în calcare și dolomite de la 1% la 30%.

Porozitatea rocilor clastice, de tipul gresiilor, depinde de dimensiunea și gradul de sortare al materialului acumulat. Depozitele nisipoase alcătuite din granule moderat rotunjite și cu un bun grad de sortare au o porozitate primară de 30% până la 40%.

Porozitatea rocilor carbonatice este în multe privințe diferită de cea a rocilor clastice:

- în rocile clastice porozitatea are o bună continuitate în plan orizontal iar în cele carbonatice, de cele mai multe ori cu grosimi foarte mari, are o slabă continuitate atât pe verticală cât și pe orizontală;
- în rocile carbonatice deși deschiderea porilor poate fi foarte mare, porozitatea medie pe un volum mare este în general mai mică decât a rocilor detritice

Rocile magmatice și metamorfice au o foarte scăzută porozitate primară. Pentru granite prelevate de la adâncimea de 1600 m au fost determinate porozități de 1,42% (Davis 1969).

Fracturarea crește **porozitatea rocilor cristaline** până la 2% și chiar 5% (Brace et al. 1966; Davis, 1969). Asociată și cu alterarea, fisurarea poate acționa cu mare eficiență pentru creșterea porozității rocilor magmatice și metamorfice pe un domeniu cuprins între 30% și 60% (Stewart, 1964).

Rocile vulcanice (efuzive) deși au aceeași compoziție chimică cu a celor magmatice, deoarece sunt consolidate rapid (în condiții de suprafață), au porozități diferite de acestea.

Porozitatea bazaltelor, formate din magme cu conținut redus de gaze variază de la 1% la 12% (Scholler, 1962).

Piatra ponce, formată din magme cu un mare conținut de gaze poate atinge porozități totale de 87% (Davis, 1969), din care cea mai mare parte este porozitate de retenție.

Depozitele piroclastice formate în diferite condiții din material vulcanic au porozități totale relativ mari:

- **tuf**: 14% - 40% (Keller, 1960);
- **cenușă vulcanică** recentă: 50% (Davis, 1969);
- **depozite vulcanice** alterate: 60% (Davis, 1969).

Compactarea

Compactarea sedimentelor este declanșată de greutatea depozitelor acoperitoare sau de presiunile orogenice. Ea conduce la reducerea porozității.

Efectul compactării este redus pentru gresii (care au o compresibilitate foarte redusă) și mare pentru argile.

După consolidarea sedimentelor prin compactare, presiunile litostatice sau orogenice pot determina fisurarea rocilor granulare și creșterea porozității acestora. O dată cu deschiderea fisurilor se poate declanșa procesul de lărgire prin dizolvare sau de colmatare prin cimentare.

În rocile carbonatice consolidarea/compactarea și stressul tectonic conduc la apariția unor sisteme de fisuri complexe la intersecția cărora se formează zone cu porozități fisurale mari care devin căi preferențiale de curgere pentru fluidele subterane.

Cimentarea

Cimentarea are cel mai mare impact asupra porozității primare. Ea afectează *dimensiunea, forma și continuitatea* porilor prin depunerea de cuarț secundar, calcit sau dolomit, separat sau în combinații. În anumite situații și argila poate acționa ca un ciment pentru pori.

Cimentul silicios, în stadiile incipiente ale cimentării nu modifică forma porilor dar reduc dimensiunea acestora și întrerup anumite conexiuni. O dată cu avansarea cimentării sunt invadați porii cu dimensiuni mari și modificați ca formă iar în stadiul final al cimentării toți porii sunt umpluți și rezultă un cuarț impermeabil.

Cimentul carbonatic, în gresii se poate forma simultan cu nisipul sau imediat după sedimentare. Cimentarea secundară cu calcit sau dolomit este mai puțin importantă decât cea cu ciment silicios. În majoritatea cazurilor cimentul dolomitic formează structuri cristaline bine individualizate iar cel calcitic forme neregulate. Cimentul calcitic poate fi dolomitizat, rezultatul fiind o reducere suplimentară a porozității.

Cimentul argilos nu este un factor de consolidare a rocilor. Prezența particulelor argiloase reduce consistența, rocile devenind friabile. Cimentul argilos se depune în același timp cu granulele de nisip, aderă la ele, contribuind, în funcție de cantitatea în care este prezent, la reducerea mai mare sau mai mică a porozității.

Dolomitizarea

Mecanismul dezvoltării porozității rocilor carbonatice prin **dolomitizare** constă în înlocuirea calciului din calcare cu magneziu, proces care are ca efect o creștere cu 12% a volumului porilor. Dolomitizarea poate fi foarte localizată și sunt frecvente situațiile în care calcarul trece gradat la dolomit o dată cu creșterea porozității.

Calcarele, au mai multe tipuri de porozități, intergranulară, fisurală și vacuolară. Aceste multiple tipuri de porozități sunt responsabile de apariția în calcare a unor canale pe care se deplasează preferențial fluidele în timp ce în porii mici, intergranulari, fluidele stagnează.

Din punct de vedere al porozității și implicit a proprietăților colectoare calcarele pot fi separate în trei clase (Archie, 1951):

- **calcare compact-cristaline**, strălucitoare în spărtură proaspătă, numai cu porozitate primară (fără fisuri sau goluri carstice). Diametrele porilor sunt mai mici de 0,01 mm, porozitatea totală mai mică de 5% iar permeabilitatea nu depășește 0,1 milidarcy ($1 \text{ darcy} = 0,987 \times 10^{-12} \text{ m}^2$);
- **calcare cretoase**, cu aspect pământos și rare cristale individualizate datorită texturii imbricate. Porozitatea este în jur de 10% iar permeabilitatea de 0,1 milidarcy.

- **calcare granulare-zaharoide**, recunoscute după granulația grosieră și aspectul zaharoid. În această categorie sunt incluse și calcarele oolitice. Porozitatea primară și permeabilitatea sunt similare cu cele ale calcarelor compact-cristaline.

Cunoașterea litologiei și a aspectelor particulare pentru cele trei categorii de calcare permite o estimare preliminară a porozității acestora în etapa de cartare a rocilor din zonele de afloriment sau a carotelor extrase din foraje de explorare.

3.1.2.2. Porometrie

Pentru evaluarea cantitativă a colectoarelor nisipoase (și uneori chiar a celor fisurale) o importanță deosebită o are structura spațiului poros caracterizată prin **mărimea și forma porilor**, raporturile cantitative ale porilor de diferite mărimi și forme, precum și caracteristicile porilor dominanți.

Porometria este metodologia prin care pe baza cercetării detaliate a structurii spațiului poros se realizează o descriere completă a proprietăților colectoare ale unei roci. Sunt utilizate **două metode (metoda analizei optice și metoda sucțiunii)** prin care se determină diametrul porilor, diametru utilizat pentru separarea **tipurilor de pori** și **fisuri** în funcție de mobilitatea apei.

Diametrul porilor capilari este obiectivul principal al porometriei și el reprezintă o valoare medie echivalentă, deoarece de-a lungul unui canal intergranular secțiunile sunt foarte variabile. Acest lucru se poate aprecia din morfologia secțiunilor succesive de-a lungul unui astfel de canal pentru diferite aranjamente geometrice (cubice, romboedrice) în **medii poroase fictive**. Forma acestor secțiuni dă informații asupra dimensiunilor maxime și minime al canalului, element important pentru studiul rezistenței hidraulice a mediului permeabil.

În condiții reale particulele sunt nesortate, mai mult sau mai puțin angulare, introducând dificultăți în studiul structurii spațiului poros. Pentru particulele angulare suprafețele de contact reciproc sunt mai numeroase, conducând la reducerea substanțială a **porozității interstițiale**.

Metoda analizei optice

Metoda analizei optice se realizează pe **secțiuni subțiri** investigate la microscop. Ea aduce elemente suplimentare în evaluarea cantitativă a porometriei. Superioritatea acestei metode constă în faptul că noțiunea de mărime a porilor are un sens geometric precis, ea nefiind legată de un model impus sau de observarea unor fenomene fizice asociate.

Pentru realizarea în bune condițiuni a secțiunilor subțiri (**Fig.3.5**) și păstrarea structurii netulburate, terenurile nisipoase slab cimentate pot fi consolidate prin injectare cu bachelită (fluidizată cu ajutorul unor compuși organici) la o presiune de vacuum de circa 200 mmcol.H₂O, care saturează astfel toată gama de pori capilari, ce pot fi identificați prin culoarea roșie a bachelitei. Fotografiate color, și mărite până la 1000 de ori, aceste secțiuni permit măsurarea porilor și în domeniul subcapilar.

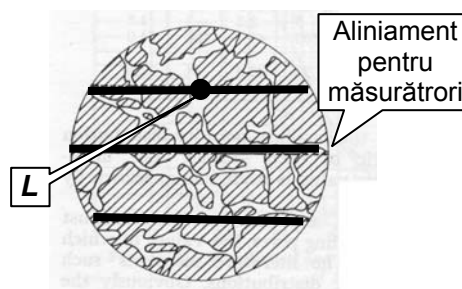


Fig.3.5 Analiza optică a secțiunilor subțiri.

Pe secțiunea subțire, la microscop se poate estima **diametrul hidraulic** al canalului de pori definit ca raport între suprafața și perimetrul udat al fiecărui por secționat. Acesta este modelul cel mai apropiat de realitate dar de multe ori lipsa unui contur clar al granulelor nu permite o planimetrare corectă. În plus volumul mare de măsurători devine prohibitiv pentru aplicarea la scară largă a procedurii.

Modelul aplicat este cel al măsurării de-a lungul unor **alinamente** paralele a distanței dintre două puncte (L) situate pe suprafața a două particule vecine (**Fig.3.5**). Deoarece dimensiunile porilor au un caracter variabil și aleator iar numărul de

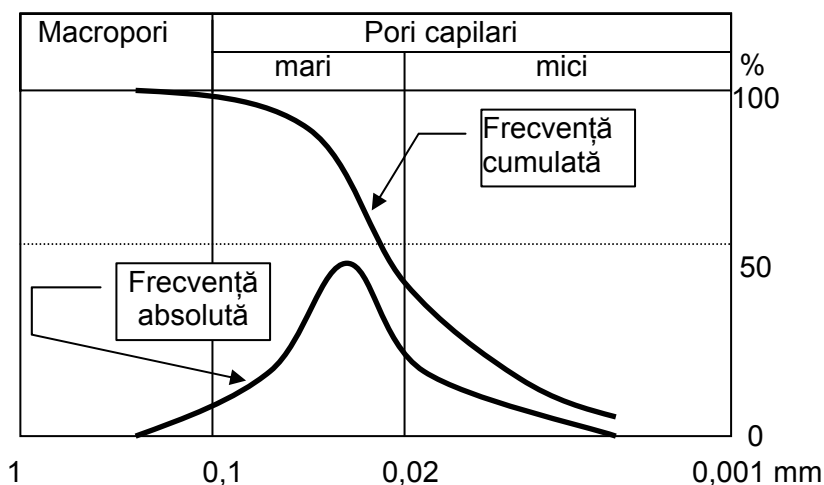


Fig.3.6 Curbele de repartiție ale porometriei (după A.Gheorghe, 1973)

măsurători este foarte mare, descrierea structurii spațiului poros se face cu ajutorul metodelor statistice sub forma curbelor de frecvență cumulată sau absolută (**Fig.3.6**).

Metoda sucțiunii

Metoda **sucțiunii** este utilizată pentru calculul repartiției porilor pe dimensiuni.

Pentru calculul **diametrului echivalent** al porilor dintr-un anumit material granular care nu prezintă variații importante de volum la modificarea umidității se utilizează fenomenul de sucțiune.

Sucțiunea este reducerea presiunii apei din pori, în raport cu presiunea atmosferică, datorită forțelor de interacțiune între apă și scheletul mineral. Rezultatul sucțiunii este formarea în jurul particulelor minerale a unei pelicule de apă a cărei grosime este în funcție de **tensiunea interfacială** și **diametrul granulelor**.

Sucțiunea este pusă în evidență prin introducerea unui vas cilindric poros, plin cu apă și legat la un manometru cu mercur, într-o masă de particule argiloase (**Fig.3.7**). Apa din cilindru este adsorbită și formează pelicule în jurul particulelor până când forțele de adsorbție sunt echilibrate de greutatea coloanei de mercur (h), coloană care exprimată în $cm_coloana_H_2O$, reprezintă valoarea **sucțiunii**.

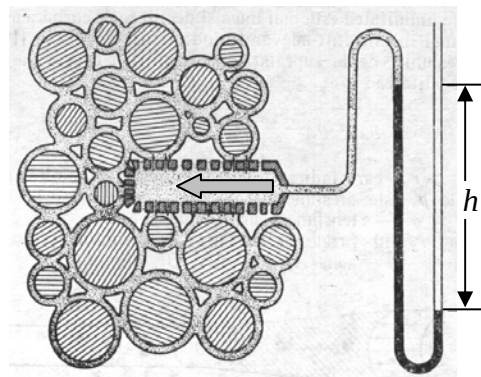


Fig.3.7. Schemă pentru punerea în evidență a sucțiunii apei din porii terenurilor nesaturate (după Silvan, A., 1967)

Deoarece gama valorilor sucțiunii este foarte întinsă (de la zero pentru formațiunile saturate până la zeci de mii de kgf/cm^2), acestea se exprimă pe o scară logaritmică denumită pF (R. K. Schofield, 1936). **Indicele** pF reprezintă logaritmul zecimal al sucțiunii exprimată în centimetri coloană de apă

$(10^3 \text{ cmH}_2\text{O}(4^0 \text{ C})) = 1 \text{ kgf} / \text{cm}^2 = 1 \text{ at} = 0,989665 \text{ bar} = 12,223 \text{ lb} / \text{sqin} = 14,223 \text{ psi}$).

Dacă sucțiunea unui teren este $h_{cm} \text{ H}_2\text{O}$, atunci:

$$pF = \lg h \quad (3.13)$$

Pentru calculul diametrului echivalent al porilor dintr-un anumit material granular se utilizează curba **sucțiune** (H) – **grad de saturație** (S_r). Fiecărei valori a sucțiunii (h) îi corespunde un anumit diametru al porilor (d).

Curba **sucțiune - grad de saturație**, este echivalentă curbei cumulative a repartiției porilor pe dimensiuni, iar valoarea gradului de saturație corespunde fracțiunii de porozitate ocupată de apă la o anumită sucțiune.

Egalând sucțiunea cu înălțimea de ascensiune capilară ($h = h_c$ în cm col.H₂O) din formula lui Laplace (3.60) și utilizând valorile parametrilor pentru temperatura fluidului $t = 20^0 \text{ C}$ (tensiunea interfacială: $\sigma = 72,53 \text{ dyn/cm}$, greutatea specifică a apei: $\gamma_{apa} = 979 \text{ dyn/cm}^3$ și unghiul de incidentă: $\alpha = 0$ la umezire completă) rezultă formula pentru calculul diametrului tubului capilar pe curba cumulativă, în funcție de sucțiunea măsurată la o anumită saturație S_r :

$$d = \frac{4 \cdot \sigma \cdot \cos \alpha}{\gamma_{apa}} = \frac{4 \cdot 72,53 \cdot \cos 0}{979} = \frac{0,30}{h} \quad [\text{cm}] \quad (3.14)$$

Estimarea distribuției dimensiunii porilor prin metoda sucțiunii este afectată de erori de până la 30%, determinate de aproximațiile și simplificările introduse de metodele indirecte bazate pe fenomenele capilare (cauza principală este variația diametrului canalelor de pori).

Tipuri de pori

Clasificarea porilor după mărimea **diametrului** determinat ia în considerare interacțiunea dintre apă și particula minerală, fenomen care determină gradul de mobilitate a apei și implicit formarea proprietăților filtrante. Toate clasificările existente admit separarea a trei tipuri de pori și fisuri, definite astfel:

- **pori supracapilari** (macropori) cu diametre $d > 0,5 \text{ mm}$ și
 - o **fisuri supracapilare** (macrofisuri) cu deschideri $b > 0,254 \text{ mm}$;
- **pori capilari** în limitele $d \in [0,5; 0,0002] \text{ mm}$ și
 - o **fisuri capilare** cu $b \in [0,254; 0,0001] \text{ mm}$, care determină microporozitatea;
- **micropori subcapilari** cu $d < 0,0002 \text{ mm}$ și
 - o **microfisuri capilare** cu $b < 0,0001 \text{ mm}$, care determină ultramicroporozitatea.

Identificarea acestor tipuri de pori și fisuri este foarte importantă pentru evaluarea condițiilor de formare a acviferelor și a condițiilor de curgere a apelor subterane. În cazul porilor și fisurilor supracapilare are loc o **curgere liberă (gravitațională)**, în cazul golurilor capilare curgerea este mai lentă din cauza forțelor capilare, iar în cazul dimensiunilor subcapilare, rocile respective sunt practic impermeabile. Se remarcă faptul că limitele de separație a fisurilor reprezintă jumătate din cele ale porilor, situație justificată de variația secțiunilor de-a lungul unui

canal interstițial, spre deosebire de secțiunile unei fisuri care au o variație mult mai mică.

În cadrul **porozității capilare** se pot separa:

- **pori capilari mari** cu $d = 20-500 \mu$;
- **pori capilari mici** cu $d = 0,2-20 \mu$.

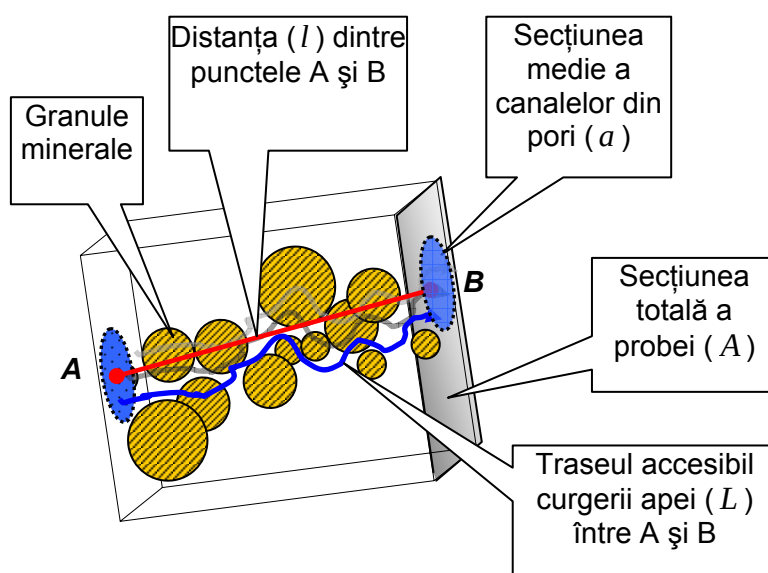
Separarea porilor capilari mari este justificată de existența secțiunilor în care nu se manifestă tensiuni superficiale. Această categorie de pori poate elibera o parte din apă, care poate fi denumită **apă capilară mobilă**. După unii cercetători, la distanțe mai mari de 0,1mm influența tensiunii superficiale practic poate fi neglijată.

Tortuozitatea

Configurația spațiului poros rezultată din dimensiunea porilor și conexiunile spațiale, condiționează traseul pe care se pot deplasa fluidele între două puncte oarecare (**Fig.3.8**).

Tortuozitatea (ω) este definită ca raport între distanța dintre două puncte (**A**, **B**) dintr-un mediu poros (l) și lungimea traseului real pe care se pot deplasa fluidele între aceste puncte (L), traseu rezultat din configurația spațiului poros:

$$\omega = \frac{l}{L} \quad (3.15)$$



Determinarea în laborator a valorii tortuozității, totdeauna subunitară, se bazează pe relația între rezistivitatea electrică a rocii și porozitatea ei. Pentru un mediu granular **ideal** constituit din granule sferice identice:

Fig.3.8. Elementele utilizate pentru definirea și determinarea tortuozității unui teren granular prin metode electrice

$$\frac{\rho_{roca}}{\rho_{apa}} = \frac{1 + 0,25 \cdot \sqrt[3]{1-n}}{1 - \sqrt[3]{(1-n)^2}} = F \quad (3.16)$$

în care

ρ_{roca} - rezistivitatea electrică a rocii în stare saturată;

ρ_{apa} - rezistivitatea electrică a apei din pori;

n - porozitatea totală a rocii;

F - factorul de rezistivitate sau de formație.

Pentru medii granulare **reale**, neomogene și neuniforme, **factorul de formație** se estimează cu o relație empirică de forma:

$$F = \frac{a_{lit}}{n^m} \quad (3.17)$$

în care:

a_{lit} - coeficient litologic cu valori cuprinse între 0,5 și 1;

m - indice de cimentare cuprins între 1,3 și 3.

În funcție de tipul formațiunii se recomandă utilizarea a două relații:

- **Humble**, pentru formațiuni nisipoase - grezoase slab și mediu cimentate:

$$F = \frac{0,62}{n^{2,15}} \quad (3.18)$$

- **Archie**, pentru formațiuni carbonatice (cu $m \geq 2$ după gradul de cimentare al rocii:

$$F = \frac{1}{n^2} \quad (3.19)$$

Relația între porozitatea mediului real și rezistivitatea rocii și a apei din pori se bazează pe definirea **rezistenței electrice** pentru:

- proba saturată cu apă:

$$R = \rho_{roca} \cdot \frac{l}{A} \quad (3.20)$$

- traseul accesibil apei, saturat cu apă:

$$R = \rho_{apa} \cdot \frac{L}{a} \quad (3.21)$$

Din relațiile (3.16), (3.20) și (3.21) rezultă:

$$F = \frac{\rho_{roca}}{\rho_{apa}} = \frac{L}{a} \cdot \frac{A}{l} = \frac{L}{l} \cdot \frac{A}{a} = \frac{1}{\omega} \cdot \frac{A}{a} \quad (3.22)$$

Relația dintre **factorului de formație** și **porozitate** se stabilește prin intermediul secțiunii probei (A), normală la distanța dintre cele două puncte și a secțiunii cumulate a canalelor prin care circulă apa (a):

$$n = \frac{V_p}{V} = \frac{L \cdot a}{l \cdot A} = \frac{1}{\omega} \cdot \frac{a}{A} \quad (3.23)$$

Din relațiile (3.22) și (3.23) rezultă relația între tortuozitate, factorul de formație și porozitatea totală:

$$\omega = \frac{1}{\sqrt{F \cdot n}} \quad (3.24)$$

în care pentru formațiunile reale $F = \frac{a_{lit}}{n^m}$

Pentru estimarea tortuozității se parcurg următoarele etape:

- măsurarea rezistivităților rocii saturate (ρ_{roca}) și a apei (ρ_{apa});
- calculul **factorului de formație** pe baza relației (3.16);
- calculul **porozității totale** (n) din formulele **Humble** (3.18) sau **Archie** (3.19) formule pentru care sunt elaborate nomograme, rezolvarea ecuațiilor (3.18) și (3.19) implicând o rezolvare numerică;
- calculul **tortuozității** cu relația (3.24)

Valorile tortuozității, totdeauna subunitare, influențează în mod direct valoarea **gradientului hidraulic** al curgerii apelor subterane și a **coeficientului de difuzie efectivă** al fluidelor miscibile cu apa.

3.1.2.2. Tipuri genetice de porozități

Din punct de vedere genetic, **porozitatea totală**, calculată pe baza volumului tuturor porilor, poate fi **primară** și **secundară**.

Variația **porozității totale** a rocilor este foarte mare chiar în cadrul aceleiași grupe genetice de roci (**Tabelul 3.2**).

Tabelul 3.2. Porozități totale

Terenuri cuaternare	n(%)	Roci sedimentare	n(%)
Turbă	80	Nisipuri	25-35
Soluri	50-80	Gresii neozoice și mezozoice	20-28
Măluri recente	80-90	Gresii paleozoice	3-12
Nisipuri	30-50	Calcare și dolomite poroase	5
Pietrișuri	20-40	Argile din regiuni de platformă	40
Loessuri	40-60	Argile din regiuni cutate	20
Luturi	20-40	Gipsuri	3-5
Argile și prafuri	35	Anhidrit	1
Tufuri calcaroase	25	Cărbuni	4
Silt algilos, silt loessoid	35-50	Cretă	10-45
Roci metamorfice		Roci magmatice	
Cuarțite, gnaise, amfibolite	2	Trahite	2-9
Șisturi argiloase și silicioase	1-4	Bazalte	1-4
Șisturi argiloase siluriene	5,2	Lave	4-11
Șisturi argiloase oligocene	21,1	Granite	1-4
Marmore	1-2	Alte roci intruzive	1

Dacă în cadrul aceleiași grupe genetice de roci nu se pot identifica legități privind variația porozității totale, studiul **statistic** al reducerii porozității rocilor cu adâncimea a condus la obținerea unor exprimări cantitative ale acestei legități.

Această legitate, valabilă pentru rocile sedimentare, trebuie pusă pe seama efectului de consolidare dat de presiunea litostatică în timpul procesului de subsidență. Porozitatea rocilor grezoase și nisipoase are un gradient general de reducere mai mic în raport cu cele argiloase.

În urma prelucrării statistice a unui volum important de date, în anumite condiții, dependența porozității de adâncimea de zăcământ poate avea un caracter exponențial de forma:

$$n = n_0 \cdot e^{-C \cdot H} \quad (3.25)$$

în care

n - porozitatea totală la adâncimea H [-];
 n_0 - porozitatea totală la suprafață ($H = 0$), [-];
 C - coeficient empiric evaluat după unii cercetători la $C=0,45$
 H - adâncimea, [km]

Legitatea generală de reducere a porozității cu adâncimea poate fi modificată de acțiunea unor factori naturali, și anume: variații singenetice, tensiuni geomecanice, acțiunea apelor subterane, vârsta rocilor, intensitatea fluxului termic etc. Acțiunea acestor factori explică rezultatele unor sonde foarte adânci (8-10km) din S.U.A. care au identificat acumulări importante de apă, petrol și gaze, colectoarele deschise caracterizându-se prin porozități mari. După unii cercetători, rocile din scoarța terestră au micropori și microfisuri până la suprafața Moho, adică pe continente până la adâncimi de 40-50 km.

Porozitate primară

Porozitatea primară se formează în timpul depunerii sedimentelor și este determinată de golurile dintre granule (care constituie **porozitatea interstițială**), spațiile dintre planele de stratificație și golurile din rocile eruptive (care constituie **porozitatea vacuolară**).

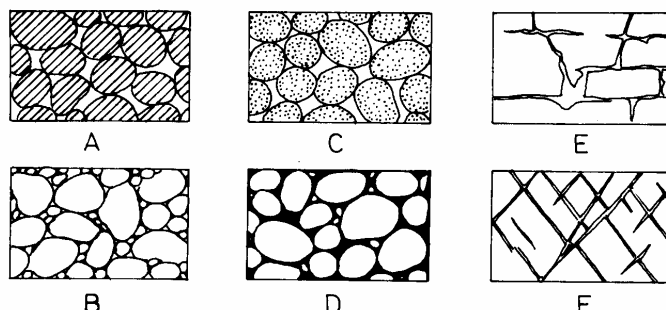


Fig.3.9. Tipuri de porozități interstițiale

Caracterele și valoarea porozității interstițiale depind de mărimea și forma granulelor (sferice, angulare etc.), gradul de neomogenitate sau de sortare granulometrică, precum și de sistemul de aranjare a particulelor (**Fig.3.9 A,B,C,D**).

Depozitele nisipoase alcătuite din granule moderat rotunjite și cu un bun grad de sortare au o porozitate primară de 30 până la 40%. În sedimentele slab sortate, granulele mici colmatează spațiile dintre granulele mari și reduc considerabil porozitatea.

Porozitatea primară totală (interstițială) este redusă prin compactare, cimentare, recristalizare și alte procese geologice naturale.

Porozitate secundară

Porozitatea secundară, formată după depunerea sedimentelor, poate fi constituită din:

- goluri rezultate în urma acțiunii de dizolvare a apei (**Fig.3.9 E**);
- pori și fisuri formate prin contractarea rocilor;
- pori și fisuri rezultate prin procese de cristalizare și deshidratare;
- fisuri formate sub influența forțelor tectonice, care ajung la adâncimi importante și au o orientare bine determinată (**Fig.3.9 F**);
- fisuri formate în urma alterării și dezagregării rocilor, care se dezvoltă la adâncimi reduse și nu au o orientare bine determinată.

Dacă în cazul **rocilor detritice** mobile, **porozitatea primară** este cea care predomină, în cazul rocilor consolidate și la cele **carbonatice** ponderea **porozității secundare** este semnificativă.

Porozitatea secundară este condiționată de structura și textura rocilor, tipurile de ciment și structura spațiului poros (Vinogradov, C., et.al.1983).

În funcție de particularitățile structurale, **porozitatea interstițială** (cunoscută și sub denumirea de **porozitate matricială**, sau **intergranulară**) poate prezenta mai multe variante:

- **porozitatea interstițială simplă**, în care granulele având dimensiuni apropiate lasă între ele goluri importante, necolmatate cu granule fine (**Fig.3.9 A**);
- **porozitatea interstițială redusă** datorită prezenței granulelor mici în interspațiile fracțiunii grosiere (**Fig.3.9 B**), sau cimentării parțiale a spațiului poros primar (**Fig.3.9 D**);
- **porozitatea interstițială dublă** în cazul când chiar granulele sunt constituite din roci poroase (**Fig.3.9 C**).
- **porozitate fisurală** care este o porozitate secundară rezultantă a proceselor de fisurare și dizolvare (**Fig. 3.9 E,F**)

Porozitate fisurală

Fisurile din masivele de roci se distribuie în general în trei sistemele ortogonale și pot fi generate de: **contractia** datorată consolidării sedimentelor care generează roca, **dilatarea** cauzată de gelifracție sau încălzire și **forțele tectonice** care acționează asupra scoarței și conduc la deformarea și dislocarea ei.

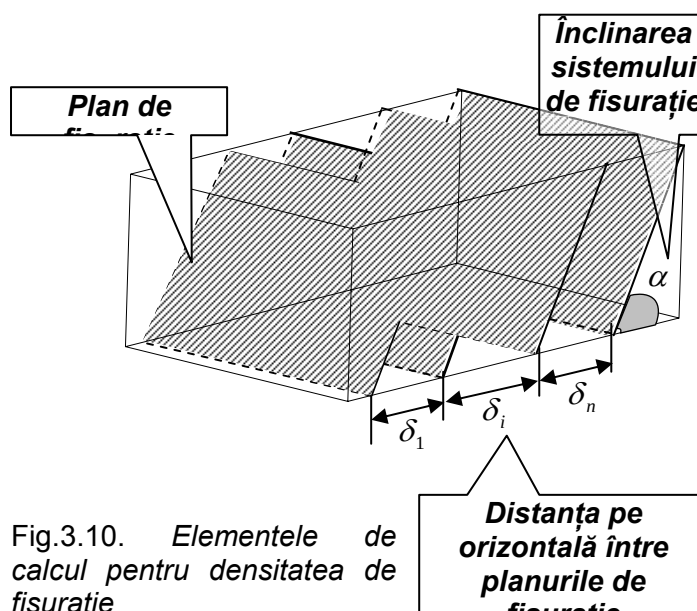


Fig.3.10. Elementele de calcul pentru densitatea de fisurație

Porozitatea fisurală (n_f), este de fapt o porozitate secundară și depinde de:

- **densitatea de fisurație** estimată pe baza **distanțării** dintre fisuri sau a **gradului de fisurație** ;
- **deschiderea** fisurilor.

Distanțarea (δ) sau pasul discontinuităților (numită și distanța medie între fisuri) reprezintă **media distanțelor** dintre suprafețele de separație măsurată pe o direcție normală la aceste suprafețe (**Fig.3.10**):

$$\delta = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} d_i \cdot \sin \alpha}{n} = \frac{1}{D} \quad (3.26)$$

în care

δ_i - distanță măsurată între două plane de fisurație consecutive;

n - numărul de măsurători.

Gradul de fisurație (D) reprezintă numărul de fisuri pe unitatea de lungime și este inversul distanțării (ec. 3.14).

Deschiderea fisurilor (d) reprezintă distanță măsurată perpendicular pe pereții discontinuității deschise, spațiul creat de discontinuitate fiind ocupat de apă, aer sau alte fluide.

În cazul unei fisurații omogene și izotrope, rezultatul a trei sisteme de fisurație ortogonale cu deschideri constante, **porozitatea fisurală** a masivului de rocă divizat în **blocuri elementare cubice** se obține printr-un calcul simplu (**Tabelul 3.3; Fig.3.11**).

Valoarea porozității fisurale crește proporțional cu reducerea dimensiunii blocului elementar și cu creșterea deschiderii fisurilor.

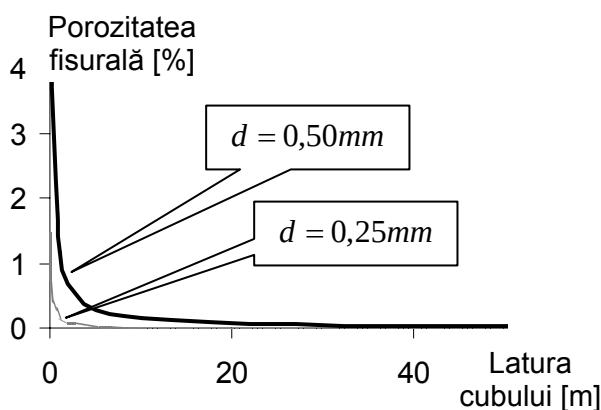


Fig.3.11. Variația porozității fisurale în funcție de latura blocului elementar și deschiderea fisurii.

Tabelul 3.3. Porozitatea fisurală într-un masiv cu blocuri elementare cubice

Latura blocului elementar[m]	Deschiderea fisurii	
	$d = 0,25mm$	$d = 0,50mm$
	Porozitate fisurală (n_f)[%]	
100,0	0,0015	0,015
10,0	0,015	0,15
1,0	0,15	1,48
0,1	1,48	14,8

În majoritatea masivelor de roci compacte densitatea, orientarea și deschiderea fisurilor au o mare variabilitate spațială. **Parametrii medii** ($\bar{\delta}, \bar{D}, \bar{d}$) ai sistemelor reale de fisuri utilizați pentru estimarea **porozității fisurale** se obțin prin prelucrarea **geostatistică** a datelor cartării aflorimentelor și carotelor extrase de forajele de explorare.

3.1.2.3. Tipuri de porozități după gradul de mobilitate a apei subterane

În studiul dinamicii apelor subterane, **porozitatea totală** (n) este separată în două componente:

- **porozitate deschisă/activă** (n_a);
- **porozitate închisă/de retenție** (n_r).

cu relația:

$$n = n_a + n_r \quad (3.27)$$

Pentru terenurile granulare, o diagramă sintetică a raporturilor dintre componentele porozității interstițiale (**Fig.3.12**) evidențiază ca valoarea maximă a porozității active (aproximativ 30%) este plasată la nivelul fracțiunilor de nisip mijlociu și nisip grosier.

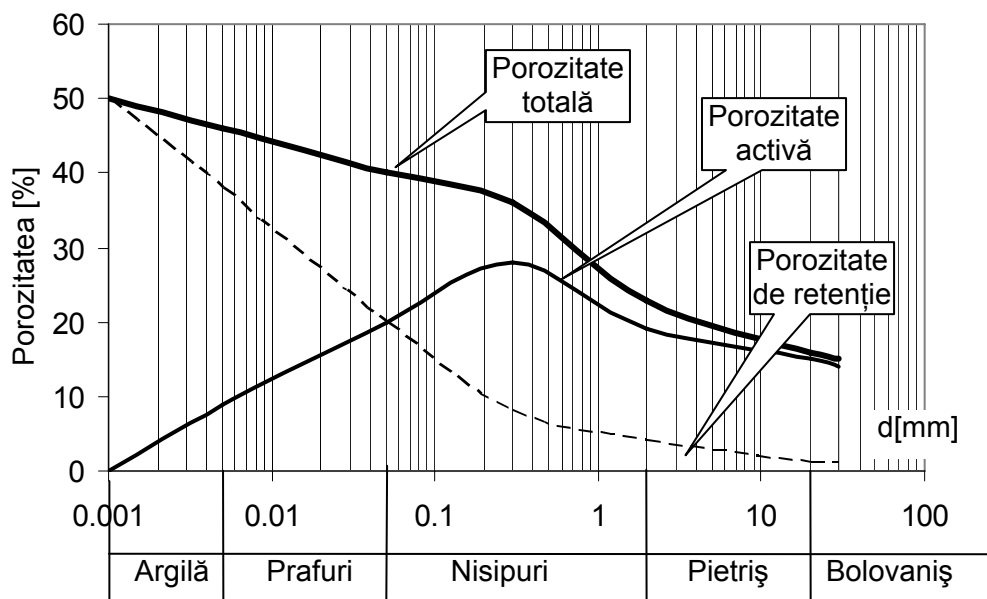


Fig.3.12. Relația între componentele porozității interstițiale: porozitatea totală, activă și de retenție pentru terenuri granulare

Terenurile argiloase și prăfoase au **porozități de retenție** de peste **20%**, în timp ce pentru nisipuri și pietrișuri porozitatea de retenție nu depășește această valoare.

Porozitate activă

Porozitatea activă (n_a) sau **eficace** (n_e) este cuantificată prin raportul dintre volumul de apă liberă pe care un mediu poros saturat îl eliberează sub efectul unui drenaj complet (drenare liberă, gravitațională, a apei din probă) și volumul său total.

În laborator, prin metodele directe utilizate în mod curent, se determină porozitatea deschisă/activă/eficace. Metodologia de determinare constă în:

- măsurarea volumului total al probei (V);
- uscarea probei la temperatura de 105°C până când, la trei măsurători succesive, realizate în trei momente diferite, greutatea probei se menține constantă.
- saturarea probei prin scufundare într-un volum cunoscut de apă (prin saturare se umple cu apă toți porii aflați în comunicare);
- calculul volumului porilor saturați ($V_{p_comunicanti}$) prin diferența dintre volumul inițial de apă și cel rămas după extragerea probei saturate din cuva de saturare;
- calculul porozității active/eficace (n_a):

$$n_a = \frac{V_{p_comunicanti}}{V} \quad (3.28)$$

Porozitatea activă (n_a) este o caracteristică finală a drenajului gravitațional, ea reprezentând diferența dintre **hidrocapacitatea de saturație** (egală cu **porozitatea totală**: n) și **hidrocapacitatea moleculară maximă** (w_{Max}):

$$n_a = n - w_{Max} \quad (3.29)$$

Deoarece drenajul acviferelor și al terenurilor în general, nu ajunge până la etapa finală, așa după cum se realizează în laborator, valoarea de calcul a porozității active este mai mică decât valoarea sa maximă.

Pentru un nisip fin argilos cu porozitatea totală de 30% și un diametru eficace de 0,47 mm, porozitatea eficace determinată în laborator este:

- 15% după o încercare de o oră;
- 24% după o încercare de nouă zile;
- 25% după o încercare de 30 luni.

Efectul duratei experimentului asupra porozității eficace crește progresiv cu reducerea diametrului efectiv. La nisipuri mai fine, cu porozitatea totală de 39% și diametrul efectiv de 0,08 mm porozitatea determinată în laborator este:

- 2% după o încercare de o oră;
- 11% după o încercare de nouă zile;
- 15% după o încercare de 30 de luni (G.Castany, 1972).

Pe aceste considerente se poate defini o **porozitate dinamică** (n_d), care se referă la acea parte din secțiunea porilor și fisurilor ocupată de apa în mișcare, adică:

$$n_d = n - w_d \quad (3.30)$$

unde

w_d - umiditatea volumică în stare dinamică.

Porozitatea dinamică, ca parametru **determinat pe teren**, reprezintă volumul de apă (V_a) obținut de pe unitatea de suprafață a acviferului la o reducere unitară a sarcinii piezometrice:

$$n_d = \frac{V_a}{\Delta h_m \omega} \quad (3.31)$$

în care

ω - suprafața pe care se reduce sarcina piezometrică;

Δh_m - reducerea medie a sarcinii piezometrice pe suprafața ω ;

Raportul dintre cele trei tipuri de porozități (**totală**, **activă** și **dinamică**) sunt diferite, în funcție de mărimea porilor și a fisurilor:

- în cazul terenurilor cu pori și fisuri **supracapilare**, valorile acestor porozități sunt practic egale:

•

$$n \cong n_a \cong n_d \quad (3.32)$$

- în cazul terenurilor cu pori și fisuri **capilare**, valorile acestor porozități descresc în ordinea:

$$n > n_a > n_d \quad (3.33)$$

- în terenurile cu pori **subcapilari**, de regulă porozitatea totală este mare, iar celelalte porozități au valori practic neglijabile.

O dată cu creșterea vitezei de curgere (și implicit a gradientului hidraulic), forțele dinamice exercitate de moleculele de apă în mișcare devin din ce în ce mai mari față de forțele de atracție ale fazei solide, determinând o reducere treptată a peliculei de apă adsorbită. În felul acesta, **porozitatea dinamică** crește proporțional cu **gradientul hidraulic**, tinzând către valoarea **porozității active** la valori foarte

mari ale acestuia. Drenajul terenurilor nisipoase uniforme și neuniforme, pentru un domeniu de variație a gradientului hidraulic de la $I=0,001$ până la $I=0,1$, reflectă elocvent această proporționalitate (Nosova O., 1962):

- $n_d = (0,7...0,9)n_a$ pentru nisipuri cu $U \leq 5$;
- $n_d = (0,6...0,8)n_a$ pentru nisipuri cu $U > 5$.

Interesul pentru **porozitatea dinamică** este mai redus în practică din cauza dificultăților de determinare, după cum s-a precizat mai sus. În aceste condiții se poate aproxima că $w_d \approx w_{Max}$, fapt care duce în final la egalitatea numerică a celor două porozități și la folosirea **porozității active** în calculele hidrogeologice.

Porozitatea activă și cea **totală**, reprezentând parametri ai proprietăților colectoare, pot fi exprimați și prin conținutul de apă (totală și liberă) înmagazinat în unitatea de volum a rocii saturate (**Tabelul 3.4**)

Tabelul 3.4. Volumul de apă înmagazinat într-un metru cub de rocă saturată (după Bodelle J. și Margat J., 1980)

Tipuri formațiuni	Total apă		Apă liberă	
	litri/m ³	n [%]	litri/m ³	n _a [%]
Nisipuri și pietrișuri	200...400	20...40	150...250	15...25
Nisipuri fine	300...350	30...35	100...150	10...15
Gresii	50...250	5...25	20...150	2...15
Cretă	100...400	10...40	10...50	1...5
Calcare fisurate	10...100	1...10	10...50	1...5
Argile	400...500	40...50	10...20	1...2
Șisturi	10...100	1...10	1...20	0,1...2
Granite fisurate	1...50	0,1...5	1...20	0,1...2

Pentru toate tipurile de roci, domeniul de variație al **porozității active** este mult mai redus în raport cu cel al **porozității totale**.

Tabel.3.5 Coeficienți de productivitate specifică (după C.W.Fetter, 1988)

Sediment granular	Coeficientul de productivitate specifică[%]		
	Minim	Mediu	Maxim
Argilă	0	2	5
Argilă nisipoasă	3	7	12
Silt	3	18	19
Nisip fin	10	21	28
Nisip mediu	15	26	32
Nisip grosier	20	27	35
Nisip și pietriș	20	25	35
Pietriș fin	21	25	35
Pietriș mediu	13	23	26
Pietriș grosier	12	22	26

În literatura anglo-saxonă pentru **porozitatea deschisă/activă/dinamică** echivalentul este **coeficientul de productivitate specifică** (S_y):

$$S_y = \frac{V_{apa_drenat}}{V} \quad (3.34)$$

V_{apa_dreant} - volumul de apă drenată gravitațional dintr-un eșantion saturat;

V - volumul eșantionului saturat.

Coeficientul de productivitate specifică este determinat de granulozitatea rocii și coeficientul de neuniformitate (**Tabelul 3.5**). Nisipurile medii și grosiere sunt cel mai bine drenate gravitațional.

Porozitate de retenție

Porozitatea închisă/retenție (n_i) este condiționată de interstițiile și golurile vacuolare care nu comunică între ele și nu participă la formarea permeabilității.

Porozitatea de retenție crește proporțional cu reducerea granulației. Pentru o argilă cu porozitatea totală de 50%, porozitatea de retenție poate ajunge până la 48%.

Porozitatea de retenție este semnificativă și în rocile vulcanice (piatra ponce) și în anumite roci carbonatice.

3.1.2.4. Porozitatea rocilor carbonatice

Porozitatea totală a rocilor carbonatice este în general **redusă**. Aparenta **contradicție** între valoarea redusă a porozității și manifestarea unor fenomene cum ar fi efectul de maree terestră din acviferele carstice (Mangin, 1975), debitele extraordinare ale izvoarelor carstice, vitezele reale de curgere ale apelor subterane determinate cu ajutorul trasorilor (**Tabelul 3.6**), **este explicată** de existența căilor preferențiale de curgere localizate pe sisteme de fisuri cu deschideri mari, din masivele carstice.

Tabelul 3.6. Porozități totale ale rocilor carbonatice (după Albu, M., 1981 și Fetter, W., 1994)

Denumirea rocii	Porozitatea totală	Sursa de informare
Calcar	8,4	Murray, 1960
Calcare și dolomite poroase	5	Fetter, 1994
Dolomit	6,3	Murray, 1960
Cretă	14,0-44,0	Castany, 1963
Cretă	32,67	Amyx și Bass, 1962
Creta cretacică	29,2	Schoeller, 1962
Cretă	10-45	Fetter, 1994
Calcar	0,5-17,0	Castany, 1963
Calcar	17,47	Amyx și Bass, 1962
Calcar oolitic	3,0-20,0	Castany, 1963
Calcar oolitic	21,6	Archie, 1952
Calcar permian	10,1	Archie, 1952
Calcar cretacic	4,6	Schoeller, 1962
Dolomit	2,9	Castany, 1963
Dolomit	27,8	Murray, 1960
Dolomit ordovician	11,9	Murray, 1960
Dolomit ordovician	0,4	Murray, 1963

Circulația apei subterane în acviferele carbonatice se face prin spațiile datorate **porozității primare** și mai ales a celei **secundare** mărită prin lărgirea fisurilor datorită solubilizării calcarului și dolomitului în apa cu aciditate medie

Porozitatea primară a rocilor carbonatice este mică la rocile carbonatice de precipitație chimică (calcare fin granulare, calcare alochemice-oolitice, peletale) și semnificativă la cele clastice (rudite calcaroase, arenite calcaroase).

O categorie aparte de roci carbonatice o constituie **creta**, care este un calcar bioacumulat (Carrozzi, 1975) de culoare albă, uneori fin dungată, poroasă și friabilă, constituită din cca 97% calcit și 1-3% substanță organică. Porozitatea totală a cretei ajunge până la 45% (**Tabelul 3.6**) fiind gazda unor acvifere cu resurse remarcabile.

Arenitele calcaroase conțin material detritic reprezentat prin toate formele de calcare autohtone, fragmente de roci, schelete, oolite etc. Acestui material i se adaugă glauconitul și cuarțul care determină aspectul grezos și porozitatea mai mare.

Gradul de carstifiere

Porozitatea secundară a rocilor carbonatice este datorată **fisurilor** și **golurilor carstice** care constituie căi preferențiale de curgere a apelor subterane.

Pentru rocile carbonatice, datorită particularităților distribuției golurilor și fisurilor precum și a conexiunilor hidrodinamice se definește **gradul de carstifiere** (G), care înglobează atât porozitatea primară cât și pe cea secundară:

$$G = \frac{\text{Volumul}_{\text{ fisurilor}_{\text{ si}_{\text{ golurilor}_{\text{ carstice}}}}}{\text{Volumul}_{\text{ total}_{\text{ al}_{\text{ masivului}}}} \cdot 100 \quad [\%] \quad (3.35)$$

O parte importantă a fisurilor și golurilor carstice sunt colmatate cu material granular sau argilos motiv pentru care se diferențiază un:

- **grad de carstifiere totală** (G_T) care vizează toate fisurile și golurile carstice din masivul de roci carbonatice sau carstificabile;
- **grad de carstifiere activă** (G_a) care se referă numai la fisurile prin care curg apele subterane.

Valorile medii ale gradului de carstifiere pentru masivele carstice sunt reduse, de ordinul procentelor (1-3%). Curgerea în aceste masive se face pe căi preferențiale care se găsesc la intersecția sistemelor de fisuri, în rest masivul fiind impermeabil.

Gradul de carstifiere se reduce cu adâncimea datorită reducerii gradului de fisurație și a dinamicii apelor subterane.

La scară regională, din analizele statistice realizate pe baza carotelor executate în principalele regiunii miniere din zonele carstice ale Rusiei, rezultă valori reduse ale gradului de carstifiere până la maximum 1,5%.

Reducere gradului de carstifiere cu adâncimea este accentuată până la adâncimi de 150m după care, până la adâncimi de 400m reducerea este mai lentă (**Tabelul 3.7** ; **Fig.3.13**).

Abateri de la această „regulă” de variație a gradului de carstifiere cu adâncimea sunt oricând posibile, motiv pentru care este periculos de generalizat. Heterogenitatea gradului de fisurație și respectiv a gradului de carstifiere este determinată de caracteristicile litologice ale formațiunilor

Tabelul 3.7. Valori ale gradului de carstifiere în câmpurile miniere din URSS (Academia de științe a URSS, 1963)

Adâncime [m]	Grad de carstifiere	
	G_T [%]	G_a [%]
0-50	1,42	1,12
50-100	0,96	0,66
100-150	0,51	0,36
150-200	0,30	0,21
200-300	0,29	0,20
300-400	0,22	0,15

calcaroase, sistemele de fisuri prezente, chimismului apei subterane și dinamicii acesteia. Evaluarea experimentală a gradului de carstifiere este soluția recomandată.

3.1.3. Permeabilitate intrinsecă a terenurilor

Permeabilitatea este o caracteristică intrinsecă a formațiunilor geologice dependentă de **dimensiunea** și **forma** golurilor prin care se pot deplasa fluidele. Cu cât este mai mare diametrul porilor (d) cu atât rezistența mediului la curgerea fluidelor este mai mică iar permeabilitatea formațiunilor geologice este mai mare.

Permeabilitatea se cuantifică prin intermediul **coeficientului de permeabilitate** (K_p) definit de expresia:

$$K_p = C \cdot d^2 \quad (3.36)$$

în care

C – coeficient determinat de forma granulelor, adimensional;

d – diametrul mediu al particulelor.

Coeficientul de permeabilitate (K_p) are dimensiuni de suprafață și se exprimă în cm^2 , m^2 sau în *darcy* ($1 \text{ darcy} = 9,87 \times 10^{-9} cm^2$).

3.1.3.1. Permeabilitatea sedimentelor neconsolidate

Sedimentele granulare neconsolidate prezintă o largă gamă de valori ale coeficientului de permeabilitate, de la 10^{-6} *darcy* pentru argile până la 10^3 *darcy* pentru pietrișuri bine sortate (**Tabelul 3.8.**)

Valoarea coeficientului de permeabilitate este în funcție de deschiderea porilor. Cu cât granulozitatea sedimentelor este mai fină și drept consecință dimensiunea porilor mai redusă, crește suprafața de contact a fluidelor cu particulele solide și rezistența la curgere, permeabilitatea reducându-se.

Sedimentele bine sortate au coeficientul de permeabilitate proporțional cu dimensiunea granulelor. Pentru depozitele **nisipoase aluvionare neconsolidate**, care intră în categoria sedimentelor cu o sortare bună, au fost observate câteva caracteristici generale (Masch & Denny, 1996):

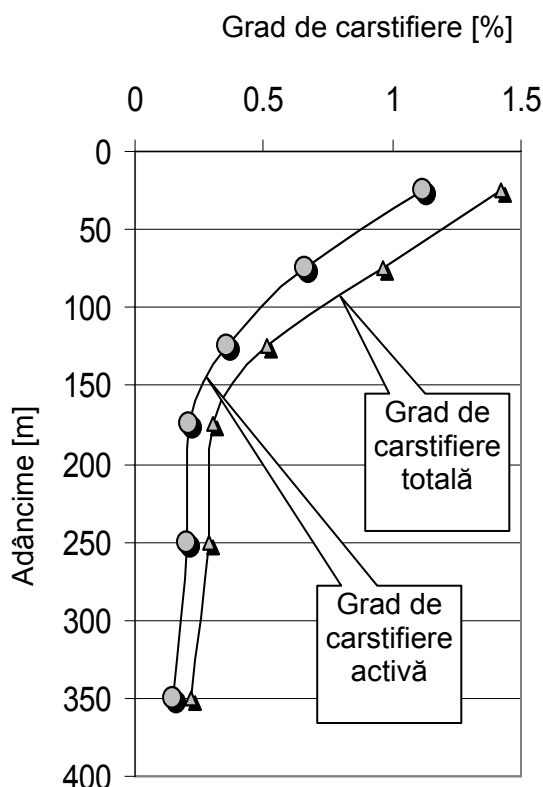


Fig.3.13. Distribuția gradului de carstifiere în adâncime în câmpurile miniere din URSS (Akademik Nauk, 1963)

Tabelul 3.8. Coeficienți de permeabilitate (după C.W. Fetter, 1994)

Sediment	K[darcy]
Argilă	
Silt, silt nisipos, argilă nisipoasă, til	$10^{-3} - 10^{-1}$
Nisip siltic, nisip fin	$10^{-1} - 1$
Nisip bine sortat	$1 - 10^2$
Pietriș bine sortat	$10 - 10^3$

- coeficientul de permeabilitate este proporțional cu **mediana** dimensiunii granulelor (*mediana* = valoarea centrală a dimensiunii granulelor);
- pentru un diametru median dat, permeabilitatea scade o dată cu creșterea **abaterii standard** a dimensiunii particulelor (acest lucru se explică prin creșterea neomogenității și umplerea porilor mari cu granule fine);
- sedimentele **grosiere** au o mai pronunțată reducere a permeabilității la creșterea **abaterii standard**.

Eșantioanele cu o **distribuție bimodală** a diametrelor granulelor au o permeabilitate mai mică decât cele cu o **distribuție unimodală** (datorită caracterului neomogen). Parametrii statistici cu care este corelată permeabilitatea fiind calculați numai pe baza **dimensiunii** granulelor (*forma* granulelor nu este luată în considerare), este puțin probabil ca aceste caracteristici să fie valabile pentru orice nisipuri aluvionare.

3.1.3.2. Permeabilitatea rocilor

Permeabilitatea rocilor este determinată de:

- dimensiunea și forma porilor formați o dată cu consolidarea sedimentelor (porozitatea primară);
- dimensiunea și forma porilor formați după consolidarea sedimentelor (porozitatea secundară) prin fisurarea rocilor și procesele de dizolvare.

Rocile sedimentare clastice au o permeabilitate primară similară cu cea a sedimentelor neconsolidate, dar puțin redusă datorită proceselor de cimentare și compactare care au loc în procesul de diagenază. Permeabilitatea primară este condiționată de structurile de sedimentare cum ar fi **stratificația** care amplifică anizotropia depozitelor.

Rocile cristaline, de origine magmatică, metamorfică sau chimică au o permeabilitate primară redusă. Porozitatea primară a acestor roci este foarte redusă, astfel că fluidele au foarte puțini pori prin care să circule. Excepție de la această regulă fac rocile efuzive cu o porozitate primară ridicată.

Permeabilitatea secundară a rocilor cristaline este datorată proceselor de fisurare. Creșterea permeabilității secundare este datorată numărului și dimensiunilor fracturilor dar și proceselor de dizolvare care se declanșează o dată cu circulația fluidelor prin fisuri.

Rocile de precipitație chimică (calcarul, dolomitul, gipsul, sarea gemă) au permeabilitate datorată în principal proceselor de dizolvare ce se produc la circulația fluidelor pe fisuri.

Procesele de alterare exogenă contribuie la creșterea permeabilității tuturor tipurilor de roci. Numărul, dimensiunea porilor, deschiderea fisurilor cresc în procesele de alterare a rocilor conducând la o creștere a permeabilității acestora.

3.2. Caracteristici fizice ale apelor subterane

Caracteristicile fizice ale apei care influențează în mod semnificativ filtrarea apelor subterane prin spațiul poros al terenurilor permeabile sunt:

- greutatea specifică;
- compresibilitatea;
- vâscozitatea.

3.2.1. Greutate specifică

Greutatea specifică a unui fluid omogen din punct de vedere al distribuției masei, având **greutatea** $\vec{G}$ și **volumul** V este:

$$\vec{\gamma} = \frac{\vec{G}}{V} = \frac{m \cdot \vec{g}}{V} = \frac{\rho \cdot V \cdot \vec{g}}{V} = \rho \cdot \vec{g} \quad (3.37)$$

în care

m - masa;

$\vec{g}$ - accelerația gravitațională;

ρ - densitatea fluidului.

Ea variază cu temperatura și presiunea la fel ca și densitatea. Greutatea specifică a apei distilate la 4°C și 1 atm este:

$$\gamma = 9810 \frac{N}{m^3} = 1000 \frac{kgf}{m^3}$$

Greutatea specifică a apei este cu atât mai mare cu cât gradul de mineralizare este mai mare. **Viteza de deplasare** a apelor subterane este direct proporțională cu greutatea volumică a apei deoarece deplasarea acesteia se face sub acțiunea gravitației.

În zona schimbului de apă activ, apele subterane sunt "dulci" și au o greutate specifică de $\gamma_a = 1000 kgf / m^3$.

3.2.2. Compresibilitate

Apa își modifică volumul sub influența presiunilor exercitate uniform, după o lege de tipul legii lui Hooke:

$$\frac{\Delta V}{V_0} \cdot \varepsilon = -\Delta p \quad (3.38)$$

în care

ΔV - variația volumului inițial V_0 ;

Δp - presiunea suplimentară care produce o **reducere** a volumului;

ε - modulul de elasticitate al apei;

Inversul modulului de elasticitate (ε) este coeficientul de compresibilitate (β):

$$\beta = \frac{1}{\varepsilon} \quad (3.39)$$

Pentru **apele slab mineralizate** coeficientul de compresibilitate variază de la $4,6 \cdot 10^{-10} m^2 / N$ la $5,0 \cdot 10^{-10} m^2 / N$ în timp ce pentru **terenurile permeabile** variază de la $0,3 \cdot 10^{-10} m^2 / N$ pentru calcare la $2,0 \cdot 10^{-10} m^2 / N$ pentru nisipuri.

Compresibilitatea apei condiționează capacitatea colectoare a acviferelor. În cazul acviferelor sub presiune și geotermale, rezervele elastice sunt datorate compresibilității apelor subterane crescută datorită gazelor dizolvate.

3.2.3. Vâscozitate

Vâscozitatea este proprietatea fluidelor de a se opune deformărilor ce nu constituie reduceri ale volumului lor, prin dezvoltarea unor eforturi unitare; cele mai specifice sunt eforturile **tangențiale** și se dezvoltă între stratele de fluid aflate în mișcare relativă conform ipotezei lui Newton:

$$\tau = \mu \frac{dv}{dn} \quad (3.40)$$

τ - efort unitar tangențial;

μ - vâscozitatea dinamică;

$\frac{dv}{dn}$ - variația vitezei perpendicular pe direcția de curgere.

3.2.3.1. Vâscozitatea dinamică

Vâscozitatea dinamică (μ) variază foarte puțin cu **presiunea** dar foarte mult cu **temperatura**. Experiența arată că la creșterea temperaturii vâscozitatea **lichidelor** scade pe când cea a **gazelor** crește. Pentru **fluide newtoniene** (categorie de fluide în care se încadrează apa, aerul și majoritatea fluidelor) se poate utiliza, practic pentru orice presiune, formula lui Gutmann și Simons:

$$\frac{\mu}{\mu_0} = e^{\frac{B}{C+T} - \frac{B}{C+T_0}} \quad (3.41)$$

unde pentru apă $B=511,6 \text{ K}$ și $C = -149,4 \text{ K}$, iar indicele zero corespunde valorilor mărimilor respective la temperatura de 0°C . T este temperatura măsurată în **kelvin** și relația cu temperatura măsurată în **grad Celsius** (θ) este:

$$T = \theta + 273,15 \quad (3.42)$$

În sistemul SI unitatea de măsură pentru vâscozitatea dinamică este $\text{N}\cdot\text{s}/\text{m}^2$. Se utilizează frecvent și unitatea CGS:

$$1P(\text{poise}) = 0,1 \frac{\text{N}\cdot\text{s}}{\text{m}^2} \quad (3.43)$$

La 0°C și 1 atm , vâscozitatea dinamică a apei este:

$$\mu = 1,791 \cdot 10^{-3} \frac{\text{N}\cdot\text{s}}{\text{m}^2} = 1,791 \cdot 10^{-2} P = 1,826 \cdot 10^{-4} \frac{\text{kgf}\cdot\text{s}}{\text{m}^2} \quad (3.44)$$

Vâscozitatea lichidelor diferă mult de la un lichid la altul, pe când cea a gazelor este de același ordin de mărime.

3.2.3.2. Vâscozitatea cinematică

Vâscozitatea cinematică este definită prin relația:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \quad (3.45)$$

În sistemele SI și MKfS, unitatea de măsură pentru *vâscozitatea cinematică* este m^2/s . Se mai întrebuițează unitatea CGS:

$$1St(stokes) = 10^{-4} \frac{m^2}{s} \quad (3.46)$$

La $0^\circ C$ și $1 atm$, vâscozitatea cinematică a apei este:

$$\nu_0 = 1,791 \cdot 10^{-6} \frac{m^2}{s} = 1,791 \cdot 10^{-2} St \quad (3.47)$$

și variază cu temperatura după relația:

$$\nu(t) = \nu_0 \cdot (1 + 0,0337 \cdot t + 0,000222 \cdot t^2)^{-1} \quad (3.48)$$

Viteza de deplasare a apelor subterane este invers proporțională cu valoarea vâscozității apei.

În hidrostructurile adânci, datorită gradientului geotermic sau anomaliilor geotermice temperatura apelor subterane crește și vâscozitatea cinematică scade, ajungând la adâncimi de 3000m în jur de $3 \times 10^{-7} m^2/sec$ (Fig.3.14).

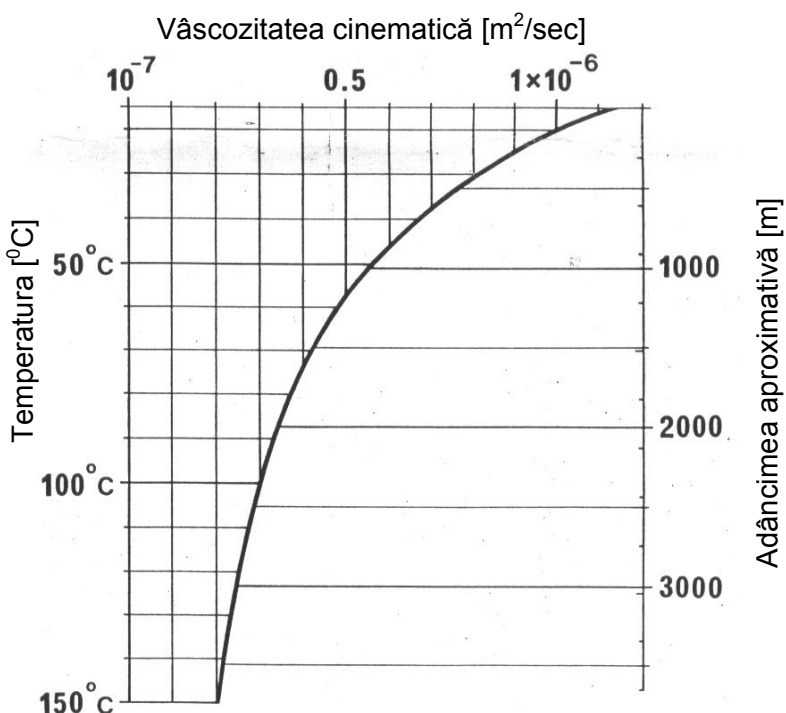


Fig.3.14. Variația cu adâncimea a vâscozității cinemateice a apelor subterane într-o zonă cu gradientul geotermic de $36^\circ C/km$ (după Gray, 1957)

3.3. Caracteristici ale interacțiunii terenurilor cu apa subterană

Mobilitatea apelor subterane în spațiul poros cu configurația structurală specifică fiecărui tip de teren permeabil este condiționată de două caracteristici elementare:

- **umiditatea** terenurilor permeabile;
- **tensiunea interfacială** la suprafața de separație fluid/aer sau fluid/rocă.

Gradul de mobilitate al apei este direct proporțional cu **umiditatea** terenurilor, mobilitatea maximă a apei subterane într-un anumit teren permeabil fiind atinsă când spațiul poros este saturat.

Tensiunea interfacială este responsabilă de toată gama de **fenomene de capilaritate** din vecinătatea suprafeței libere a acviferelor și din zona de aerare, și condiționează mobilitatea apelor subterane și a fluidelor miscibile și imiscibile prezente în acvifere.

3.3.1. Umiditatea terenurilor

Terenurile în stare naturală sau de drenaj prezintă stări de umiditate foarte diferite. În zona de aerare starea de umiditate depinde în principal de condițiile meteorologice și de infiltrare. Umiditatea maximă se înregistrează în acvifere, acolo unde formațiunile permeabile sunt saturate cu apă.

Descrierea stării de umiditate se face cu ajutorul unor indici specifici precum:

- umiditatea masică (w);
- umiditatea volumică (w_v);
- gradul de saturație (S_r).

Umiditatea masică (w) reprezintă raportul dintre greutatea apei (G_a) și greutatea rocii în stare uscată (G_s).

Umiditatea volumică (w_v) este dată de raportul dintre volumul apei (V_a) și volumul total al rocii (V) și este frecvent utilizată în studiile hidrogeologice.

Relația analitică între aceste două tipuri de umidități se face prin intermediul **greutății volumice** în stare uscată (γ_d):

$$w_v = w \cdot \gamma_d = \frac{G_a}{G_s} \cdot \frac{G_s}{V} = \frac{G_a}{V} = \frac{V_a}{V} \quad (3.49)$$

3.3.1.1. Grad de saturație

Gradul de saturație (S_r) este definit ca raport între volumul apei din pori (V_a) și volumul porilor (V_p):

$$S_r = \frac{V_a}{V_p} \quad (3.50)$$

Domeniul de variație al gradului de saturație este cuprins între zero, corespunzător unei roci uscate ($V_a = 0$; $S_r = 0$) și cel corespunzător unei roci saturate ($V_a = V_p$; $S_r = 1$). În funcție de valorile gradului de saturație, rocile se pot clasifica în patru grupe :

- roci uscate cu $S_r \leq 0,4$;
- roci umede cu $0,4 < S_r \leq 0,8$;
- roci foarte umede cu $0,8 < S_r \leq 0,9$;
- roci saturate cu $0,9 < S_r \leq 1$.

Gradul de saturație este cel mai frecvent utilizat pentru evaluarea eficienței lucrărilor de drenaj a apelor subterane.

3.3.1.2. Deficit de saturație

Deficitul de saturație (D_w) exprimă cantitatea de apă care poate fi înmagazinată suplimentar de către rocă, în condiții naturale de umiditate, până la saturare completă.

Valoarea deficitului de saturație se obține prin raportarea volumului de apă ce poate fi înmagazinat până la saturare (V_a') la volumul total al rocii (V):

$$D_w = \frac{V_a'}{V} \quad (3.51)$$

Ținând seama de parametrii definiți pentru descrierea umidității rocilor se poate defini și **umiditatea volumică la saturație** (w_{vs}):

$$w_{vs} = w_v + D_w \quad (3.52)$$

Umiditatea volumică la saturație este numeric egală cu porozitatea totală (n), deoarece volumul porilor este egal cu volumul apei care saturează porii ($V_a + V_a' = V_p$).

3.3.2. Tensiunea interfacială

Orice moleculă din **interiorul** fluidelor se găsește sub acțiunea forțelor de atracție exercitate de toate moleculele ce o înconjoară, forțe cunoscute sub denumirea de forțe van-der-Waals. Interacțiunile dintre moleculele **aceluiași fluid** se concretizează în **vâscozitatea** acestuia.

La **interfața** fluidelor forțele van-der-Waals nu se mai compensează ci au o rezultantă orientată spre interior. Energia potențială a moleculelor din interiorul fluidului este mai mică decât la suprafață și în consecință pe **suprafața liberă** este distribuită o **energie** suplimentară. Pentru a crea 1 cm² de suprafață liberă este necesar să se consume o energie egală cu **tensiunea interfacială**.

Tensiunea interfacială la suprafața unui fluid este determinată prin evaluarea forței perpendiculare pe orice segment plasat pe suprafața fluidului și raportată la lungimea acestuia. Tensiunea interfacială este cuantificată ca o forță pe unitatea de lungime, echivalentă cu energia pe unitatea de suprafață a fluidului. Ea se exprimă în **[N/m]** sau **[dyne/cm]**.

Pentru **apă** tensiunea interfacială aer/apă la temperatura de 10°C este:

$$\sigma_{apa} = 0,07418 \text{ N / m} = 74,18 \text{ dyne / cm} \quad (3.53)$$

și scade linear cu temperatura după ecuația (Rode, A.A., 1952; Andrei Silvan, 1967):

$$\sigma_{apa}(T) = 75,7(1 - 0,002 \cdot T) \quad (3.54)$$

în care

$T < 374^\circ \text{C}$ - temperatura apei exprimată în grade Celsius.

Pentru alte fluide corelația tensiune superficială - temperatură este de forma:

$$\sigma_{fluid}(T) = \sigma_{fluid_0} \left[1 - \frac{1}{T_{cr} - T_0} (T - T_0) \right] \quad (3.55)$$

în care

$\sigma_{fluid}(T)$ - tensiunea interfacială a fluidului la temperatura T ; [dyne/cm]

σ_{fluid_0} - tensiunea interfacială a fluidului la temperatura de topire T_0 ; [dyne/cm]

T - temperatura fluidului; [°C]

Determinarea tensiunii interfaciale pentru contactul dintre **faza solidă** și **fluid** necesită metode speciale. Pentru apă pe sticlă s-a stabilit $\sigma_{apa_sticla} = 300 \text{ dyne/cm}$.

Pentru interfața solid-fluid **tensiunea interfacială** condiționează în mod direct **higroscopicitatea** fluidelor, definită prin unghiul dintre suprafața unei picături de fluid în echilibru termic și o suprafață orizontală solidă (α - **unghi de udare**; **Fig.3.15**).

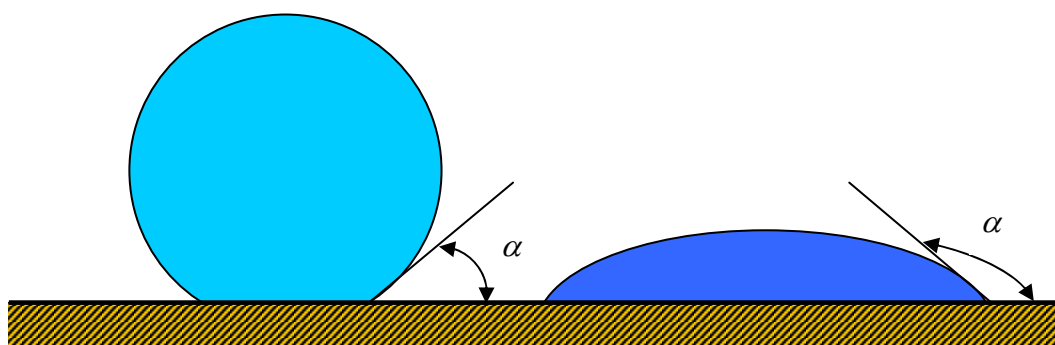


Fig.3.15. O picătură de fluid în echilibru pe o suprafață orizontală solidă. Unghiul de udare definește hidroscopicitatea: $0 \leq \alpha \leq 90 \Rightarrow$ lichidul nu udă suprafața solidă; $90 \leq \alpha \leq 180 \Rightarrow$ lichidul udă suprafața solidă

Unghiul de udare (α) este o variabilă termodinamică dependentă de tensiunile interfaciale ale suprafețelor de separație dintre faze. Dacă unghiul α este mai mare de 90° se consideră că fluidul “**udă**” suprafața solidului. Acest fenomen apare atunci când **adeziunea** dintre fluid și solid este mai mare decât atracția dintre moleculele fluidului.

Într-un **sistem trifazic** (aer-fluid-solid) în echilibru termodinamic, unghiul de udare este dat de legea lui Young (**Fig.3.16**):

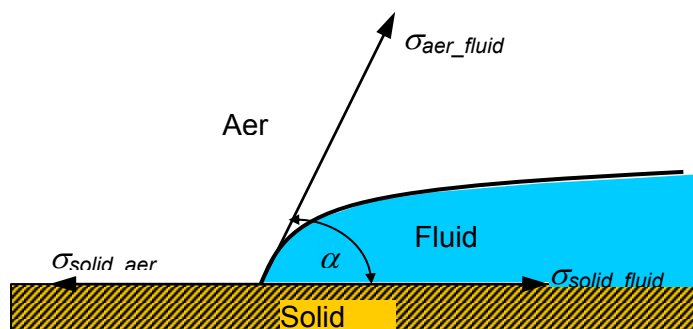


Fig.3.16 Tensiunile interfaciale într-un sistem trifazic, cu un fluid care “**udă**” faza solidă.

$$\sigma_{solid_aer} = \sigma_{solid_fluid} + \sigma_{fluid_gaz} \cdot \cos \alpha \quad (3.56)$$

Dacă există **două fluide** care concură la acoperirea suprafeței unui solid, totdeauna unul dintre fluide va domina, va “**uda**”, acea suprafață.

În cazul unui sistem trifazic **apă-petrol-aer**, **apa** este fluidul care “**udă**” preferențial suprafața granulelor minerale sau a fisurilor (Fig.3.17, a). Dacă **petrolul** este primul fluid cu care vine în contact suprafața solidă **uscată** există șansa ca el să fie fluidul care “**udă**” (Fig.3.17, b).

Acviferele, în cea mai complexă variantă sunt sisteme trifazice (aer+apă+matrice minerală) în care **apa** este fluidul care “**udă**” matricea minerală deoarece aceasta conține apă, chiar dacă numai la o **saturație remanentă**, înainte de a veni în contact cu fluide imiscibile de tipul petrolului. La saturația remanentă, apa se concentrează la contactul dintre granulele minerale formând fine pelicule care le acoperă și care nu participă la curgere.

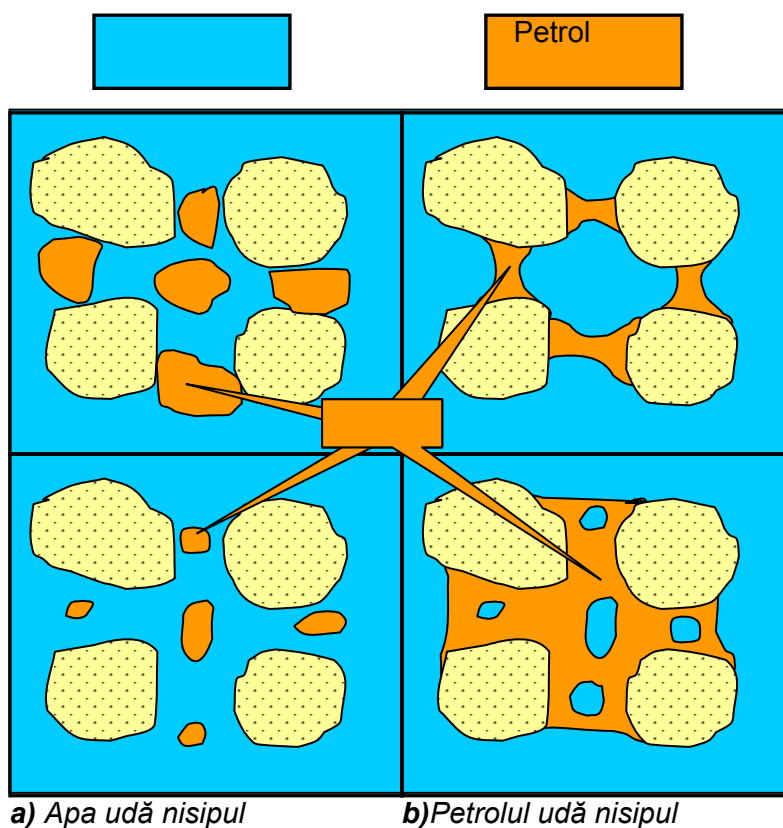


Fig.3.17. Contactul dintre apă, petrol și nisip pentru diferite grade de saturație (după C.W.Fetter, 1993)

3.3.3. Fenomene de capilaritate

Fenomenele de capilaritate din terenuri sunt determinate de existența **porilor** cu diametre sub 0,5 mm, a **fisurilor** cu deschideri mai mici de 0,25 mm și a unui **grad de saturație subunitar** ($S_r < 1$). Gradul de saturație subunitar este întâlnit de regulă în cadrul **zonei vadoase** dar el poate fi creat în mod artificial prin procesul de drenaj sau de exploatare al acviferelor.

În rețeaua capilară, formată din interstiții cu forme, secțiuni și orientări diferite în spațiu se produce migrația apei (capilare) sub efectul gradientului de potențial capilar apărut datorită **presiunii capilare**.

Această migrație poate avea diferite direcții, dar cea mai bine studiată este **ascensiunea capilară**, determinată de componenta verticală a tensiunii superficiale (σ), care se dezvoltă pe interfața apă-aer.

3.3.3.1. Presiunea capilară

Datorită tensiunii interfaciale, presiunea în **interiorul** unei picături de fluid sferice (pe suprafața concavă de rază R) depășește presiunea aerului pe suprafața

exterioară (suprafața convexă). **Energia liberă** (E_s) la suprafața picăturii sferice (cu suprafața $4 \cdot \pi \cdot R^2$) este dată de:

$$E_s = 4 \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \sigma \quad (3.57)$$

La creșterea picăturii cu dR energia liberă crește cu:

$$dE_s = 8 \cdot \pi \cdot R \cdot \sigma \cdot dR \quad (3.58)$$

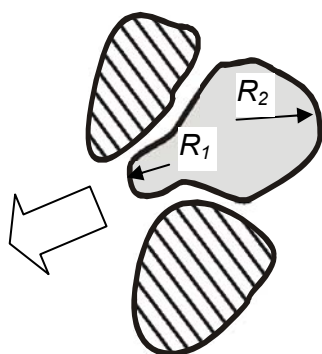


Fig.3.18. Picătură "gâtuită"

Creșterea energiei libere este compensată de **presiunea** ($\Delta p > 0$) dintre picătura de fluid și aer:

$$\Delta p \cdot 4 \cdot \pi \cdot R^2 \cdot dR = 8 \cdot \pi \cdot R \cdot \sigma \cdot dR \quad (3.59)$$

din care rezultă ecuația:

$$\Delta p = \frac{2 \cdot \sigma}{R} \quad (3.60)$$

cunoscută sub denumirea de **ecuația Young-Laplace**, care în forma generală este:

$$\Delta p = \sigma \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) \quad (3.61)$$

unde R_1 și R_2 sunt razele de curbură ale interfeței (**Fig.3.18**), care în cazul picăturii sferice sunt egale ($R_1 = R_2 = R$)

În prezența a **două fluide** imiscibile, tensiunea interfacială conduce la o creștere a **presiunii capilare** dintre cele două fluide.

Presiunea capilară (P_c) este rezultatul diferenței presiunilor din pori, a celor două fluide în vecinătatea suprafeței de separație (**Fig.3.19**):

$$P_c = P_{fluid_1} - P_{fluid_2} \quad (3.62)$$

în care:

P_{fluid_1} și P_{fluid_2} - presiunile din pori pentru cele două fluide.

La nivelul porilor **curbura interfeței** este asimilată cu **raza porilor** (R_p) iar valoarea presiunii capilare este estimată în funcție de tensiunea interfacială (σ):

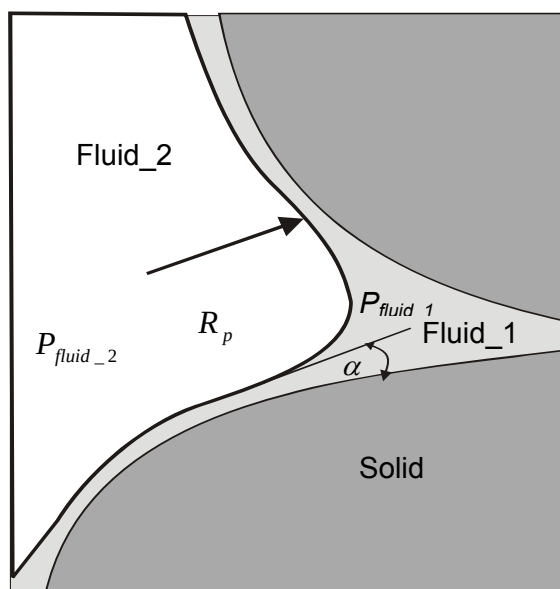


Fig.3.19. Presiunea capilară pentru un por cu raza R_p .

$$P_c = -\frac{2 \cdot \sigma}{R_p} \quad (3.63)$$

Raza de curbură a suprafeței de separație este dependentă de dimensiunile porilor și **gradul de saturație** al acestora cu diferitele fluide prezente și din acest motiv (deoarece determinarea dimensiunii porilor este dificilă) pentru estimarea presiunii capilare se recurge la corelația determinată experimental între presiunea capilară (P_c) și umiditatea volumică (w_v).

Curbele experimentale $P_c = f(w_v)$ sunt determinate pentru diferite tipuri granulometrice de formațiuni permeabile. Dispozitivul utilizat pentru construirea curbei presiune- umiditate ($P_c = f(w_v)$) este realizat dintr-o **placă poroasă** saturată, conectată printr-un **tub elastic** la o coloana de apă și o **biuretă** (Fig.3.20).

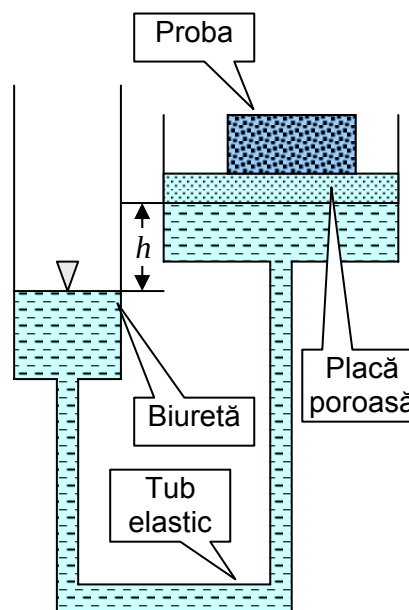


Fig.3.20. Dispozitiv pentru construcția curbei experimentale $h = f(w_v)$

Proba studiată, aflată la o saturație cunoscută, este plasată pe placa poroasă. Apa din probă este drenată la diverse presiuni/sucțiuni ($h = P_c$) stabilite prin modificarea poziției biuretei. Cu cât h este mai mare presiunea de drenaj crește.

Pentru fiecare presiune de drenaj ($h(i)$) se determină umiditatea corespunzătoare stării de echilibru ($w_v(i)$; $i = 1, 2, \dots, n$). Determinarea umidităților se face pentru aceleași presiuni pe două căi:

- la “uscarea” probei, pornindu-se de la o probă saturată prin creșterea presiunii de drenaj;
- la “îmbibarea” probei, pornindu-se de la o probă uscată, prin reducerea presiunii.

Curba medie care se obține $h = f(w_v)$ are următoarele caracteristici definitorii (Fig.3.21):

- **umiditatea de saturație** (w_{v_s}) corespunzătoare presiunii atmosferice;
- **presiunea minimă de drenaj**, suficient de **negativă** pentru a asigura declanșarea drenării apei din probă (h_d);
- **umiditate minimă ireductibilă** (w_{v_r}) sub care practic nu se mai poate reduce umiditatea probei indiferent de presiunea de

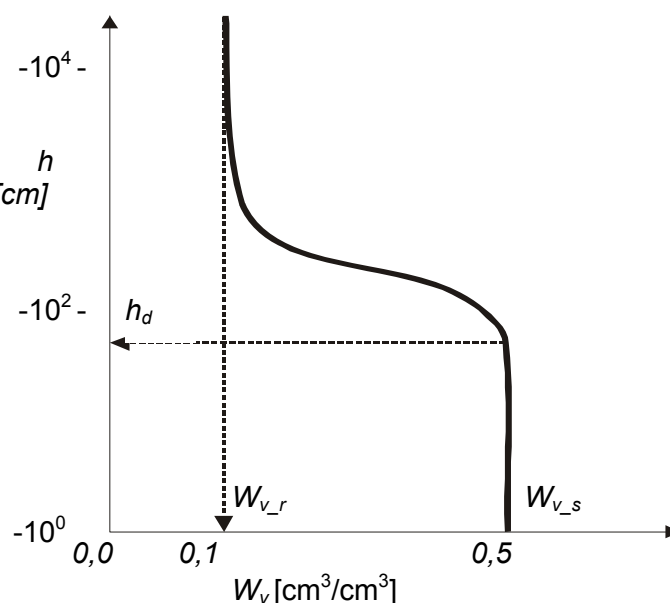


Fig.3.21. Caracteristici ale curbei experimentale presiune - umiditate

drenaj aplicată.

Forma curbei presiune-umiditate este influențată semnificativ de compoziția granulometrică a probei (**Fig.3.22**). Pentru depozitele bine sortate **domeniul de variație al presiunii capilare** pe care are loc reducerea umidității (Δh_1) este mai mic decât pentru cel al depozitelor slab sortate (Δh_2).

Acest lucru este datorat faptului că în depozitele bine sortate dimensiunile porilor sunt similare și o dată declanșat procesul de drenaj (la reducerea presiunii sub h_d) acesta se desfășoară rapid, porii având dimensiuni mari. În depozitele slab sortate dimensiunile porilor sunt variate și acest lucru mărește durata procesului de drenaj precum și amplitudinea domeniului de variație al presiunii de drenaj.

Gradul de sortare al depozitelor are efect direct și asupra **presiunii minime de drenaj**. Pentru depozitele bine sortate în care dimensiunile porilor sunt uniforme și mai mari, presiunea minimă de drenaj este mai mare decât în cazul depozitelor slab sortate în care drenajul este declanșat de dimensiunea porilor mai mici ($h_{d1} > h_{d2}$).

Fenomenul de **histeresis** complică și mai mult morfologia curbelor presiune-umiditate (**Fig.3.23**). Diferența dintre cele două curbe, cea de **uscare** și cea de **îmbibare** este explicată prin:

- **variația diametrului** porilor;
- **unghiul meniscului** la contactul fluid-solid (α);
- **conținutul de aer** din pori.

Când un por cu **diametrul variabil** este umplut până în zona cu **rază mică** (r) presiunea capilară este (**Fig.3.24**):

$$h_r = -\frac{2 \cdot \sigma}{r} \quad (3.64)$$

și el va fi **drenat** rapid, imediat ce presiunea capilară devine mai mică (mai negativă) decât aceasta. Porul nu poate fi **reumplut** cu apă până când presiunea capilară nu coboară sub această presiune. Deoarece $r < R$ și $h_r > h_R$ rezultă că pentru realizarea aceleiași umidități (w_v) este necesar un potențial capilar mai mic (mai negativ) pentru **uscarea** probei (h_r) decât cel

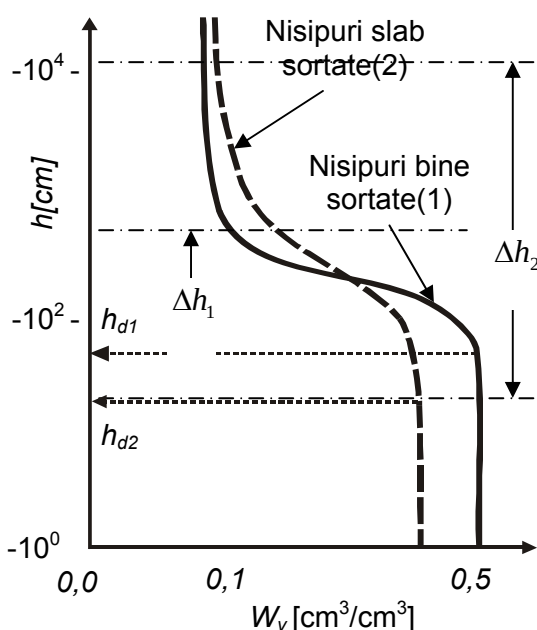


Fig. 3.22. Curbe caracteristice presiune-umiditate

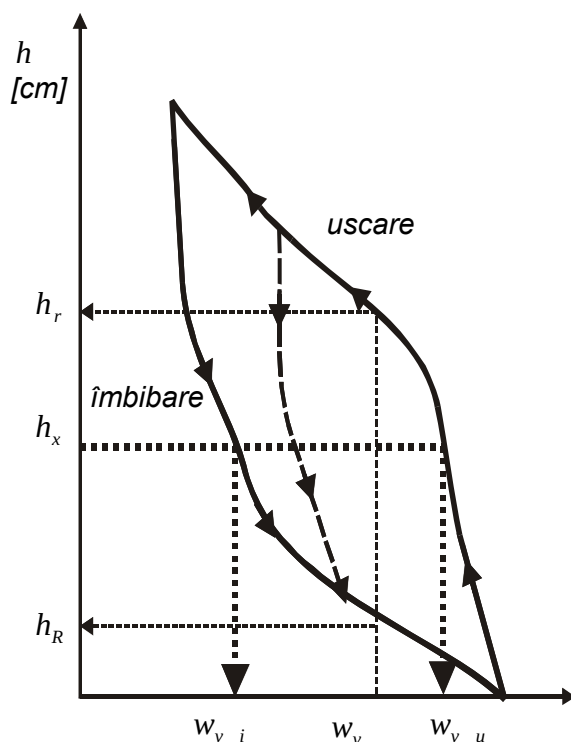


Fig.3.23. Fenomenul de histeresis la curbele presiune-umiditate

necesar pentru **udarea** acesteia (h_R) (**Fig.3.24**).

Într-un por tubular cu rază constantă (r) **unghiul meniscului** la contactul fluid-solid este mai mare pentru perioada în care fluidul avansează (α_a) decât pentru aceea în care el se retrage (α_b ; **Fig.3.25**). Pentru aceeași umiditate (w_v) este necesar un potențial capilar mai mic (mai negativ) la retragerea apei decât la avansarea ei:

$$-\frac{2 \cdot \sigma}{r} \cdot \cos \alpha_b < -\frac{2 \cdot \sigma}{r} \cdot \cos \alpha_a \quad (3.65)$$

Conținutul de aer din pori este totdeauna mai mare în perioada de îmbibare a probei decât în cea de uscare. Din cauza conținutului în aer, la același potențial (h_x), umiditatea va fi mai mică

pentru etapa de **îmbibare** (w_{v_i}) decât pentru perioada de **uscare** (w_{v_u} ; **Fig.3.16**).

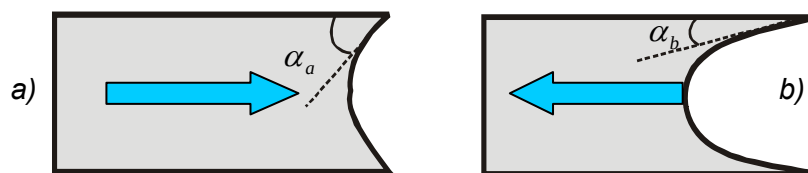


Fig.3.25. Contactul fluid-solid la avansarea (a) și retragerea (b) fluidului.

Fenomenul de histerezis poate fi accentuat și de contracția sau umflarea argilelor, variația ratei de drenaj sau îmbibare. Dacă proba nu este uscată până la **umiditate minimă ireductibilă** (w_{v_r} ; **Fig.3.23**), când începe îmbibarea ei evoluția umidității va urma o curbă intermediară cu un fenomen de histerezis mai puțin pronunțat. În funcție de presiunea de la care se începe îmbibarea probei se pot obține mai multe curbe intermediare de îmbibare.

Presiunea capilară este componenta esențială a potențialului responsabil de deplasarea fluidelor în zona nesaturată. În modelele matematice ale curgerii apei în zona nesaturată **corelația presiunii capilare cu umiditatea** formațiunilor permeabile este schematizată prin două **modele empirice** cu parametri specifici:

- modelul Brooks & Corey (1966);
- modelul van Genuchten, 1980)

Modelul Brooks & Corey

Pentru modelarea curbei experimentale **presiune-umiditate**, **modelul Brooks & Corey** (1966) propune relația:

$$w_v = w_{v_r} + (w_{v_s} - w_{v_r}) \left(\frac{h}{h_d} \right)^{-\lambda} \quad (3.66)$$

în care

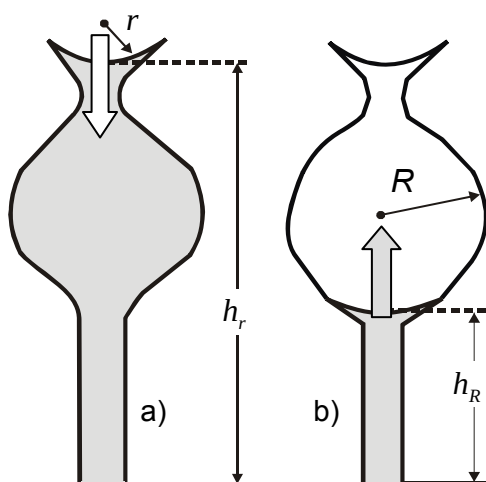


Fig.3.24. Influența variației diametrului porilor asupra echilibrului presiunii capilare la **uscare** (a) și la **îmbibare** (b) a acestora.

w_v - umiditatea volumică [L^3/L^3];

w_{v-r} - umiditatea volumică reziduală/ireductibilă [L^3/L^3];

w_{v-s} - umiditatea volumică de saturație [L^3/L^3];

h - presiunea capilară de drenaj [L col.H₂O];

h_d - presiunea minimă de drenaj [L col.H₂O];

λ - indicele de distribuție al porilor [-].

Parametrii introduși în modelul Brooks&Corey sunt:

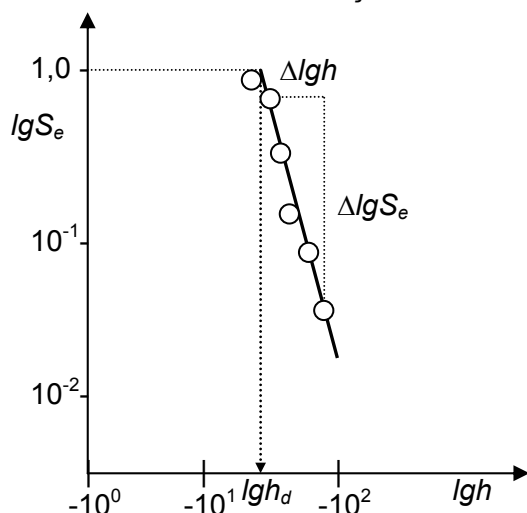


Fig.3.26. Estimarea parametrilor modelului Brooks&Corey

• **presiunea minimă de drenaj** (h_d) care sintetizează interacțiunea fluid-matrice minerală;

• **indicele de distribuție al porilor** (λ) care înglobează efectul geometriei porilor asupra relației presiune-umiditate.

Pentru calculul celor doi parametri se linarizează ecuația (3.66) într-un sistem dublu logaritmic (**Fig.3.26**):

$$\frac{w_v - w_{v-r}}{w_{v-s} - w_{v-r}} = S_e = \left(\frac{h}{h_d} \right)^{-\lambda} \quad (3.67)$$

$$\lg S_e = -\lambda (\lg h - \lg h_d) \quad (3.68)$$

$$\lg h = \lg h_d - \frac{1}{\lambda} \lg S_e \quad (3.69)$$

în care S_e –saturația efectivă.

Indicele de distribuție al porilor se calculează din panta dreptei:

$$-\frac{1}{\lambda} = \frac{\Delta \lg S_e}{\Delta \lg h} \quad (3.70)$$

iar **presiunea minimă de drenaj** (h_d) este abscisa intersecției dreptei cu $\lg S_e = 1$

Modelul van Ghenuchten

Modelul van Ghenuchten (1980) propune pentru corelația presiune-umiditate relația:

$$w_v = w_{v-r} + \frac{w_{v-s} - w_{v-r}}{\left[1 + (\alpha_G \cdot h)^n \right]^m} \quad (3.71)$$

cu parametrii n, α_G definiți cu relațiile

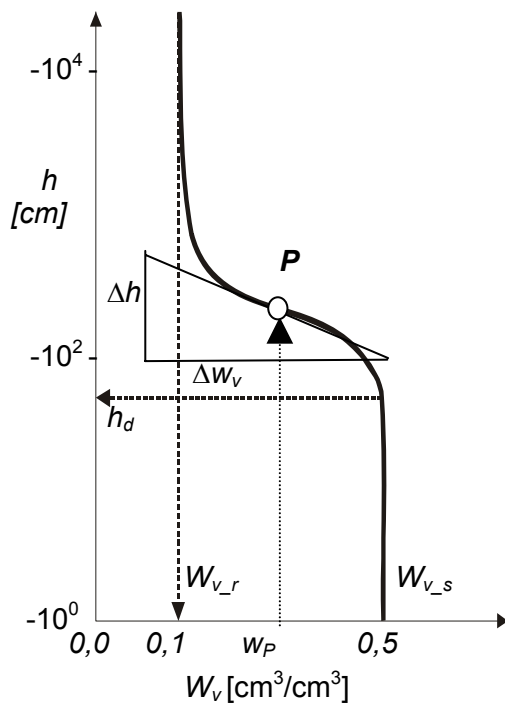


Fig.3.27. Calculul parametrului van Ghenuchten (m)

$$n = \frac{1}{1-m} \quad (3.72)$$

$$\alpha_G = \frac{1}{h_d} \left(2^{1/m} - 1 \right)^{1-m} \quad (3.73)$$

în care m este parametrul elementar estimat din curba presiune-umiditate.

Pentru estimarea **parametrului van Ghenuchten** (m) este necesară o curbă experimentală presiune-umiditate pentru presiuni cuprinse între 0 și -15000 cm col.H₂O (**Fig.3.27**).

Cu ajutorul curbei experimentale se determină succesiv:

- w_{v-s} - umiditatea volumică de saturație (pentru $h = 0$ cm);
- w_{v-r} - umiditatea volumică reziduală;
- poziția punctului **P** pe curba experimentală la umiditatea:

$$w_p = \frac{w_{v-s} + w_{v-r}}{2} \quad (3.74)$$

- panta curbei experimentale în punctul P:

$$S = \frac{\Delta h}{\Delta w_v} \quad (3.75)$$

- panta adimensională în punctul P:

$$S_p = \frac{S}{w_{v-s} - w_{v-r}} \quad (3.76)$$

- parametrul m , cu ajutorul pantei adimensionale (S_p) și relațiile:

$$m = \begin{cases} 1 - \exp(-0,8 \cdot S_p); & (0 < S_p \leq 1) \\ 1 - \frac{0,5755}{S_p} + \frac{0,1}{S_p^2} + \frac{0,025}{S_p^3}; & (S_p > 1) \end{cases} \quad (3.77)$$

Valoarea parametrului m este utilizată pentru calculul parametrilor n și α_G . Pentru calculul parametrului α_G este necesară și valoarea **presiunii minime de drenaj** (h_d) care se determină din curba presiune umiditate (**Fig.3.27**).

3.3.3.2. Înălțimea de ascensiune capilară

Înlocuind în ecuația lui Young - Laplace raza de curbură a meniscului suprafeței libere (R) cu raza tubului capilar (r) (**Fig.3.28**) dată de ecuația:

$$R = \frac{r}{\cos \alpha} \quad (3.78)$$

se obține **înălțimea de ascensiune capilară** (h_c)

$$h_c = \frac{2 \cdot \sigma \cdot \cos \alpha}{r \cdot \gamma_a} \quad (3.79)$$

în care

α este unghiul de umezire (la umezire completă $\alpha = 0$ și $R = r$).

γ_a - greutatea specifică a apei;

Presiunea la suprafața meniscului, valabilă pentru un acvifer în stare statică (**Fig.3.29**), este negativă ($P_c = -\gamma_a \cdot h_c$), ea crescând o dată cu adâncimea, până la valoarea presiunii atmosferice ($P_{at} = 0$), care corespunde suprafeței hidrostatice. Dependența lui h_c de **granulozitate** (prin intermediul diametrului efectiv: d_{ef}) și de **porozitate** (n) poate fi evaluată pentru roci nisipoase argiloase cu relația lui Kozeny:

$$h_c = 0,446 \frac{1-n}{n} \cdot \frac{1}{d_{ef}} [cm.col.H_2O] \quad (3.80)$$

Proprietățile fizice ale apei influențează mărimea tensiunii superficiale și implicit a înălțimii de ascensiune capilară:

- creșterea temperaturii determină scăderea lui h_c ;
- creșterea mineralizației apei determină creșterea lui h_c .

În cazul mediilor permeabile poroase unde porii au forme neregulate, înălțimea de ascensiune capilară are valori foarte variate și de aceea zona saturată situată întotdeauna deasupra liniei care marchează presiunea atmosferică are grosime variabilă. Variația înălțimii de ascensiune capilară este determinată de succesiunea diametrelor și continuitatea acestora (**Fig.3.30**):

- $d_1 < d_2$ atunci $h_1 > h_2$ (**Fig.3.30a** și **b**);
- $h_c = h_1$ dacă $h > h_1$ (**Fig.3.30c**);
- $h_c = h$ dacă $h_2 < h < h_1$ (**Fig.3.30d**);
- $h_c = h_2$ dacă $h < h_2$ (**Fig.3.30e**);
- $h_c = h_1$ dacă $h_2 > h$ (**Fig.3.30f**);
- $h_c = h_2$ dacă $h > h_2$ (**Fig.3.30g**);

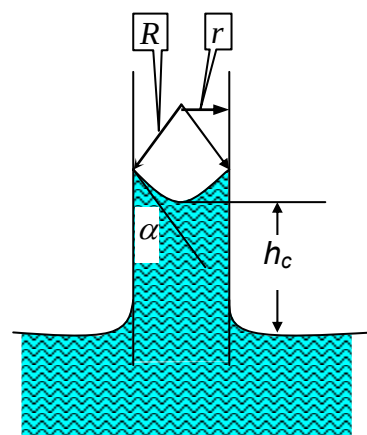


Fig. 3.28 Echilibrul într-un tub capilar

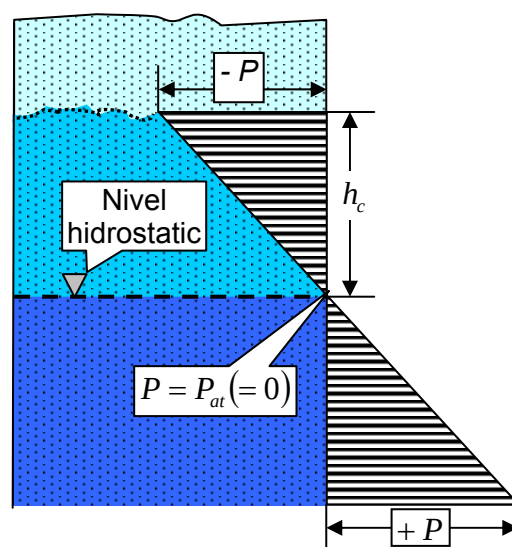


Fig.3.29. Detaliu privind ascensiunea capilară.

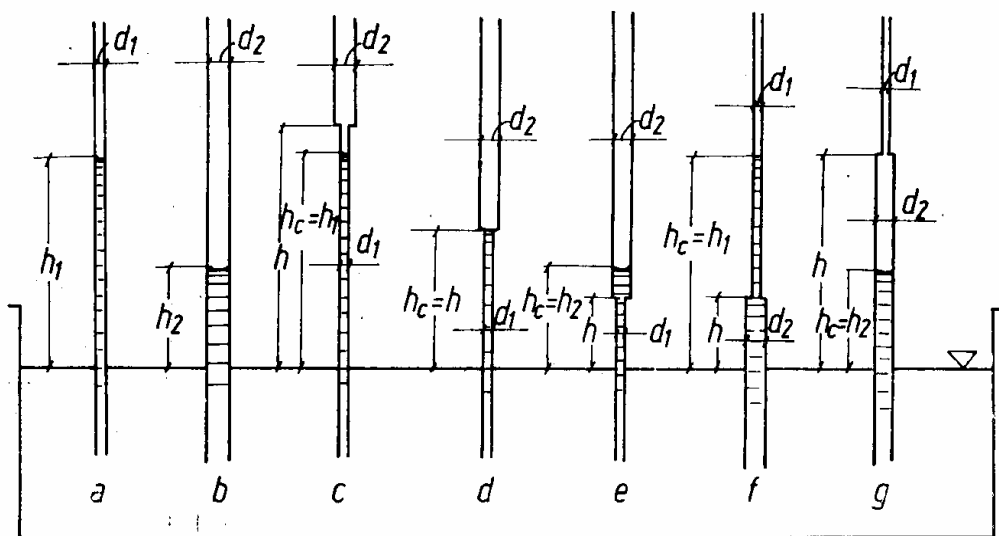


Fig.3.30. Înălțimea capilară în tuburi cu diametre variabile (după Pietraru V., 1977).

Datorită neregularității formei porilor, corelată cu oscilația nivelului piezometric, zona de saturație are două grosimi extreme:

- **maximă** dacă se stabilizează după **coborârea nivelului apelor subterane**;
- **minimă** dacă se stabilizează după **ridicarea** acestuia.

În astfel de situații, la scara dimensiunii granulelor, suprafața liberă reală a zonei capilare va fi foarte neregulată (**Fig.3.30**). La scara masivului permeabil, această suprafață este apreciată ca orizontală, deci se ia în considerare o valoare medie a înălțimii de ascensiune capilară.

Fenomenul de ascensiune capilară poate fi studiat pentru nisipuri, în laborator, cu ajutorul capilarimetrului (un tub vertical umplut cu nisip și imersat într-un vas cu apă). În afară de valoare finală h_c , se mai calculează și **viteza de ascensiune capilară** (v_c), utilizându-se legea lui Darcy:

$$v_c = K \cdot I = K \cdot \frac{h_c - z}{z} \quad (3.81)$$

unde

K - conductivitatea hidraulică a nisipului;

z - înălțimea de ascensiune capilară la diferite momente ale experimentului;

I - gradientul hidraulic.

Procedeul de calcul conduce la concluzia că viteza de ascensiune capilară este maximă la începutul experimentului, după care se reduce treptat. Timpul necesar pentru a se ajunge la înălțimea maximă de ascensiune capilară crește o dată cu reducerea granulozității.

O caracteristică importantă a zonei de ascensiune capilară este variația gradului de saturație care permite separarea ei în două zone:

- **zona capilară saturată**, unde gradul de saturare este unitar, și care poate atinge chiar un sfert din înălțimea totală a zonei de ascensiune capilară (Florea M., 1983);
- **zona capilară nesaturată** (la partea superioară a zonei de ascensiune capilară) unde $S_r < 1$.

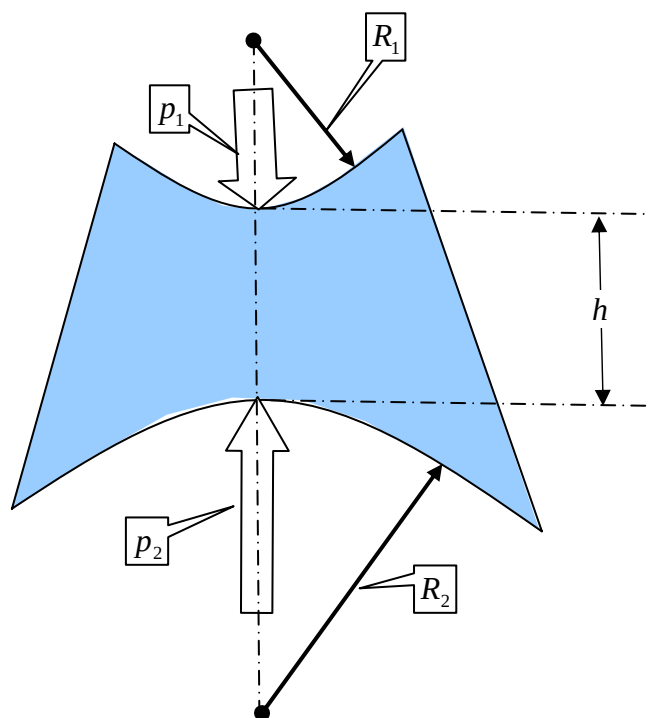
Valorile experimentale ale mărimii înălțimii de ascensiune capilară, date în literatură pentru terenurile detritice au variații importante determinate de granulozitate, gradul de neuniformitate și porozitate; dacă pentru pietrișuri h_c este de ordinul centimetrilor, pentru nisipuri fine se ajunge la valori ce depășesc un metru, iar în domeniul argilelor se pot înregistra valori de câțiva metri (**Tabelul 3.9**).

Tabelul 3.9. Valori ale înălțimii de ascensiune capilară

Roca	h_c [cm]
Nisipuri grosiere	2-12
Nisipuri mijlocii	12-35
Nisipuri fine-făinoase	35-120
Prafuri	120-300
Argile prăfoase	300-400
Argile	>400

Apa capilară suspendată

Migrația vertical-ascendentă a apei infiltrate poate forma, în zona vadoasă, în anumite condiții, mici acumulări de **apă capilară suspendată**. Asupra coloanei de apă capilară verticală acționează trei presiuni (**Fig.3.31**):



- presiunea la suprafața meniscului superior (cu raza R_1):

$$p_1 = p_{at} - \frac{2 \cdot \sigma}{R_1} \quad (3.82)$$

- presiunea la suprafața meniscului inferior (cu raza R_2):

$$p_2 = p_{at} - \frac{2 \cdot \sigma}{R_2} \quad (3.83)$$

- presiunea hidrostatică a coloanei de apă din capilar (cu înălțimea h):

$$p_h = \gamma_a \cdot h \quad (3.84)$$

Fig.3.31. Apă capilară suspendată într-un por capilar

Pentru a se realiza echilibru în coloana capilară trebuie ca :

$$p_1 - p_2 = p_h; \quad p_{at} - \frac{2 \cdot \sigma}{R_1} - p_{at} + \frac{2 \cdot \sigma}{R_2} = \gamma_a \cdot h \quad (3.85)$$

de unde rezultă că:

$$h = 2 \cdot \frac{\sigma}{\gamma_a} \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \quad (3.86)$$

Deoarece h este pozitiv, trebuie ca și termenul drept al ecuației să fie pozitiv, adică:

$$\left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) > 0 \Leftrightarrow R_1 < R_2 \quad (3.87)$$

Această condiție, ca raza meniscului superior (R_1) să fie mai mică decât cea a meniscului inferior (R_2), poate fi realizată și în cazul unui capilar cu diametrul constant în cazul unei sarcini piezometrice mari, dar mai frecvent se întâlnește la capilarele cu deschidere mai mare spre bază. Dacă alimentarea capilarului crește, coloana de apă capilară se va mări la h cu reducerea corespunzătoare a razei R_1 . În continuarea fenomenului, meniscul inferior se poate aplatiza sau deveni convex formându-se picături de apă. În cazul unei alimentări suficiente, **apa capilară suspendată** poate lua contact cu **zona de ascensiune capilară**.

Acest fenomen, descris la nivelul unui tub capilar se poate dezvolta în condiții favorabile pe **suprafețe extinse**, formându-se acumulări semnificative de **apă capilară suspendată**. Fenomenul apei capilare suspendate poate fi explicat și prin variația pe orizontală a diametrului unui capilar, respectiv a razei meniscului în cadrul aceluiasi capilar.

Deplasarea orizontală a apei capilare

Se poate defini o **deplasare pe orizontală a apei capilare** (Fig.3.32). Deoarece $R_A > R_B$, rezultă că presiunile de la suprafața meniscului în cele două zone vor respecta inegalitatea (Silvan A., 1967) care determină și sensul de migrare a apei:

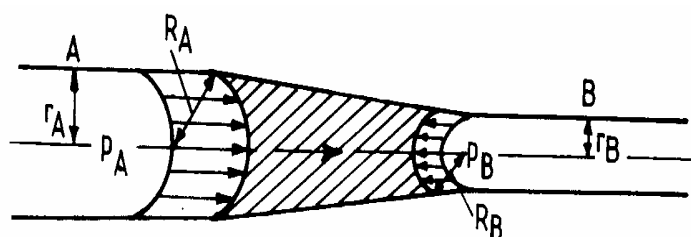


Fig.3.32. Schemă pentru explicarea circulației capilare a apei pe orizontală.

$$p_A = p_{at} - \frac{2 \cdot \sigma}{R_A} > p_{at} - \frac{2 \cdot \sigma}{R_B} = p_B \quad (3.88)$$

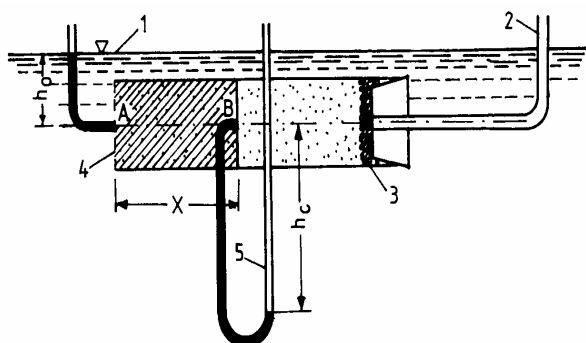


Fig.3.33. Schema aparatului pentru studiul saturației capilare pe orizontală

1-nivelul apei; 2-tubul de legătură cu atmosfera; 3-filtru de pietriș; 4-sită; 5-tubul capilar; X-parte din probă saturată cu apă capilară.

Saturația capilară, în sens orizontal, a unui teren poros-capilar trebuie pusă pe seama așa-numitului sifon capilar, care determină o viteză de absorbție capilară ce se confundă cu viteza frontului de umezire. Din **fig.3.33**, rezultă că proba de nisip uscat este în contact cu apa în secțiunea inițială A iar secțiunea finală B este în contact cu atmosfera prin intermediul unui tub. În condițiile unei saturații complete se poate aplica legea lui Darcy:

$$n \cdot v_a = K \cdot I \quad (3.89)$$

$$n \cdot \frac{dX}{dt} = K \cdot \frac{h_c + h_0}{X} \quad (3.90)$$

$$\int_{x_1}^{x_2} X dX = K \cdot \frac{h_c + h_0}{n} \cdot \int_{t_1}^{t_2} dt \quad (3.91)$$

$$X_2^2 - X_1^2 = \frac{2 \cdot K \cdot (t_2 - t_1)}{n} (h_c + h_0) \quad (3.92)$$

unde

v_a - viteza de absorbție capilară;

n - porozitatea totală;

h_0 - presiunea capilară în centrul secțiunii A.

Din relația finală se remarcă dependența de gradul doi care există între lungimea saturație capilare (X) și timp (t). Cu valorile înregistrate în timpul experimentului se construiește graficul $X^2=f(t)$ cu ajutorul căruia se poate determina conductivitatea hidraulică (K) pe baza valorilor lui h_c măsurate cu ajutorul tubului capilar.

Pentru determinarea celor două necunoscute (K și h_c), experiența se poate repeta în condiții diferite: cu două serii de valori pentru X și t , obținându-se cele două ecuații necesare. Ecuația poate fi particularizată și pentru calculul timpului necesar saturației capilare a probei:

$$t = \frac{n \cdot X^2}{2 \cdot K \cdot (h_0 + h_c)} \quad (3.93)$$

Filtrarea capilară care succede fazei de saturație capilară (Floreă M., 1983), determină tranzitul permanent al unui debit prin masivul poros-capilar, datorită aceluiași fenomen de **sifon capilar**.

Saturația și **filtrarea capilară** pot avea o influență **favorabilă** asupra dezvoltării zonei de ascensiune capilară a acviferelor cu nivel liber. Dinamica zonei

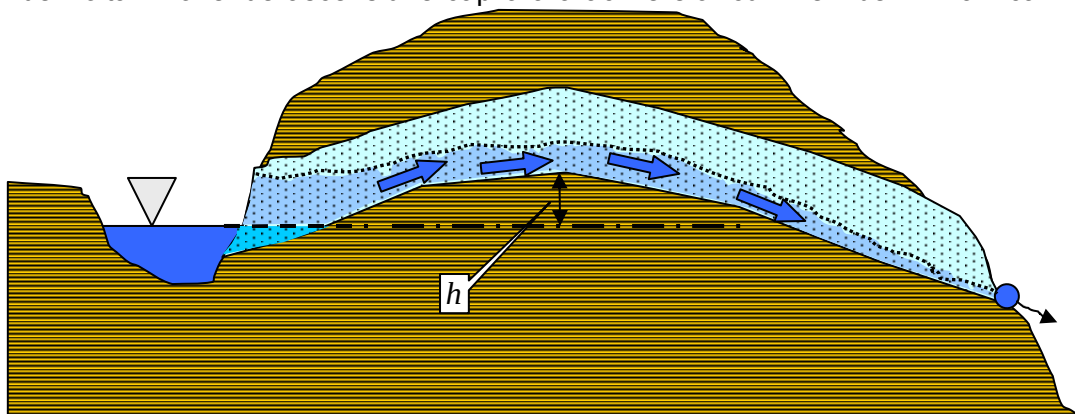


Fig.3.34. Filtrarea capilară orizontală printr-un versant al unui lac de acumulare (după Florea, M.N., 1983)

capilare conduce la sporirea debitului total al acviferului, prin sporirea grosimii acviferului cu **grosimea zonei capilare saturate** ($\alpha \cdot h_c$ unde $\alpha = 0,25-0,30$).

În alte situații influența este **nefavorabilă**, cum este cazul pierderilor prin exfiltrare din lacurile de acumulare unde fenomenul de filtrare capilară determină o pierdere permanentă de apă din lac, chiar în condiții structurale nefavorabile.

Saturația și filtrarea capilară se pot produce în cazul când ridicarea structurală maximă a anticlinalului față de nivelul apei din lac (h ; **Fig.3.34**) are o valoare mai mică în raport cu **înălțimea de ascensiune capilară**. Permanența izvoarelor pe flancul din aval al anticlinalului justifică fenomenul de filtrare capilară, având ca unică sursă de alimentare lacul de acumulare.

3.3.4. Capacitatea de înmagazinare/cedare a acviferelor

Capacitatea de înmagazinare/cedare a **acviferelor cu nivel liber** și a **acviferelor sub presiune** este rezultatul interacțiunii terenului permeabil și al apei și este determinată de caracteristicile elastice ale apei și scheletului mineral precum și de modificările de presiune.

În terenurile saturate, sarcina piezometrică creează presiune afectând aranjamentul granulelor minerale și densitatea apei din pori.

Dacă presiunea crește, scheletul mineral se destinde elastic iar dacă aceasta scade scheletul mineral se contractă. În consecință la **scăderea** sarcinii piezometrice datorită compresiunii exercitate de scheletul mineral se reduce porozitatea și apa este **cedată** iar la **creșterea** sarcinii piezometrice apa este **înmagazinată**.

Evaluarea capacității de înmagazinare/cedare a acviferelor se face prin intermediul **coeficienților de înmagazinare/cedare absolută** (S) și **eficace** (S_e) definiți prin relațiile (M.Albu, 1981; **Fig.3.35**):

$$S = \frac{\partial}{\partial p}(\gamma \cdot n \cdot h) \quad (3.94)$$

$$S_e = \frac{\partial}{\partial p}(\gamma \cdot n_e \cdot h) \quad (3.95)$$

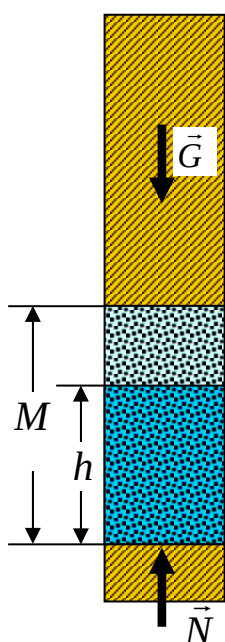


Fig.3.35. Solicitarea rocilor saturate cu apă (după M.Albu, 1981)

în care
 p - presiunea;
 γ - greutatea specifică;
 n - porozitatea totală;
 n_e - porozitate eficace/activă (n_a);
 h - grosimea saturată cu apă;
 $\vec{G}$ - forță de greutate;
 $\vec{N}$ - forță de reacțiune;
 M - grosimea stratului permeabil.

3.3.4.1. Înmagazinare în acvifere cu nivel liber

În cazul înmagazinării cu **nivel liber** ($h < M$) porozitățile n și n_e se mențin practic invariabile în raport cu presiunea p astfel încât coeficienții de înmagazinare devin:

$$S_0 = n \quad (3.96)$$

și

$$S_{e0} = n_e \quad (3.97)$$

Porozitatea eficace numită și **cedare specifică** (Theis, 1935, 1938) este totdeauna mai mică decât porozitatea totală corespunzătoare fiecărui tip de rocă. Valorile porozității eficace sunt cuprinse între 0,5% pentru nămoluri și argile și 40% pentru pietrișuri și bolovănișuri (**Tabelul 3. 10**).

Tabelul 3.10. Porozități eficace pentru diferite tipuri de roci (după M.Albu, 1981)

Denumirea rocii	Porozitatea eficace (%)	Sursa de informație
Nămoluri și argile	0,5-5,0	Castany, 1963
Crete	2,0-5,0	Castrany, 1963
Aluviuni cu fracțiuni argiloase de Buzău de Rin lipsite de fracțiuni argiloase	1,2-1,8 2,0-3,0 10,0-20,0	Constantinescu et al., 1971 Castany, 1963 Castany, 1963
Nisipuri cu fracțiuni argiloase lipsite de fracțiuni argiloase	2,0-15,0 10,0-25,0 19,3	Castany, 1963 Castany, 1963 Avramescu et. al., 1971
Pietrișuri și bolovănișuri cu fracțiuni argiloase lipsite de fracțiuni argiloase	9,8 30,0-40,0	Constantinescu et. al., 1971 Castany, 1963

În acviferele cu nivel liber volumul de apă cedat se datorează în special drenajului gravitațional și într-o mică măsură compresibilității orizontului acvifer.

Valoarea coeficientului de cedare al acviferelor nisipoase cu nivel liber are o mare variație în timp motiv pentru care s-a propus (Nosova, O.N., 1962) utilizarea mai multor parametri:

- **coeficientul de cedare finală** (n_0) a cărei valoare de calcul datorită caracterului nepermanent al drenajului este totdeauna mai mică decât valoarea sa reală:

$$n_0 = n - w_{Max} \quad (3.98)$$

în care

n - hidrocapacitatea de saturație egală cu porozitatea totală;

w_{Max} - hidrocapacitatea moleculară maximă.

- **coeficientul de cedare a zonei capilare** (n_c) caracterizează starea medie de drenaj a terenului în zona de ascensiune capilară, provocată de existența suprafeței de depresiune și este definit ca diferență între hidrocapacitatea de

saturație (n) și hidrocapacitatea capilară (w), considerată ca o valoare medie pe toată înălțimea probei:

$$n_c = n - w \quad (3.99)$$

- **coeficientul de cedare curent** (n') este dat de raportul dintre volumul de apă cedat de la începutul procesului de drenaj până la un moment dat și volumul terenului drenat și este în funcție de timp;
- **coeficientul de cedare superficială** ($n_s \cong S_{e0}$), utilizat în ecuațiile curgerii nepermanente, este definit ca un raport între volumul de apă cedat într-un interval de timp elementar și volumul terenului eliberat la coborârea suprafeței piezometrice și considerat convențional drenat

Raporturile dintre **capacitatea de cedare** a acviferelor cu nivel liber și **porozitate** sunt discutabile cel puțin sub aspectul dependenței umidității în stare statică (w_s) de gradientul hidraulic (I):

- dacă prin porozitatea efectivă sau activă se înțelege acea parte din pori ocupată de apa în mișcare (ec.3.29) în cazul terenurilor nisipoase dependența dintre w_s și gradientul hidraulic (I) este slabă astfel încât se poate considera că $w_s = w_{Max}$ astfel încât se poate accepta că $n_0 = n_a$;
- în condițiile unui regim uniform se poate estima o dependență a coeficientului de cedare superficială de valoarea vitezei de coborâre a suprafeței piezometrice concretizată prin gradientul hidraulic și care la valori ale acestuia cuprinse în intervalul (0,001 ÷ 0,2) poate fi aproximată cu relația semi-empirică (Nosova, O.N., 1962):

$$n_s = n_0 \cdot (1 - I) \quad (3.100)$$

Pentru gradienti hidraulici $I < 0,001$ coeficientul de cedare superficială se poate considera invariabil la gradientul hidraulic și egal cu coeficientul de cedare finală (n_0).

3.3.4.2. Înmagazinare în acvifere sub presiune

În cazul înmagazinării **sub presiune** ($h = M$) variația greutatei specifice, a porozității totale și efective și a grosimii acviferului datorate variației presiunii nu pot fi neglijate, expresia **coeficientului de înmagazinare** fiind (Jacob 1940, 1950; Cooper 1966):

$$S = \rho_{apa} \cdot g(\alpha + n \cdot \beta) \cdot M \quad ; [-] \quad (3.101)$$

în care

ρ_{apa} - densitatea apei [$M / L^3 : kg / m^3$];

g - accelerația gravitațională [$L / T^2 : m / s^2$];

α - compresibilitatea scheletului mineral [$1 / M / LT^2 : 1 / (N / m^2)$];

n - porozitatea totală [L^3 / L^3];

β - compresibilitatea apei [$1 / M / LT^2 : 1 / (N / m^2)$]

M - grosimea acviferului [$L : m$].

Raportat la unitatea de grosime a acviferului coeficientul de înmagazinare poartă denumirea de **coeficient specific de înmagazinare** (S_s) și reprezintă cantitatea de apă pe unitatea de volum acviferului care este înmagazinată/cedată datorită creșterii/reducerii unitare a presiunii:

$$S_s = \rho_{apa} \cdot g(\alpha + n \cdot \beta) \quad (3.102)$$

Valorile **coeficientului specific de înmagazinare** sunt exprimate în $[1/L]$ de regulă $1/\text{metru}$ și sunt cuprinse în intervalul $10^{-5} \div 10^{-3} m^{-1}$.

Coeficientul de înmagazinare/cedare (S) este util pentru evaluarea **resursei elastice** a acviferelor, importantă pentru **acvifere sub presiune cu extindere regională** și **presiuni mari**. Resursa elastică (W_e) a acestor acvifere se estimează cu relația:

$$W_e = S \cdot \Delta H \cdot V \quad (3.103)$$

în care

ΔH - reducerea medie de sarcină piezometrică $[L : m]$;

V - volumul în care se produce reducerea de sarcina piezometrică ΔH $[L^2 : m^2]$;

Relația (3.100) poate fi aplicată pentru un acvifer sub presiune, omogen din punct de vedere al caracteristicilor hidrofizice, cu grosime constantă (M) și fără dinamică inițială (nivelul piezometric orizontal în **fig. 3.36**).

Reducerea de nivel (s_0) poate fi produsă în acvifer de un foraj din care se pompează un debit constant iar reducerea medie pe zona de influență a pomparei cu raza (R) este ΔH .

Supra fața pe care se resimte reducerea sarcinii piezometrice (Ω) este în această situație aria cercului cu rază R , iar volumul (V) supus

destinderii elastice este cel al cilindrului cu baza Ω și înălțimea (M) calculat cu relația:

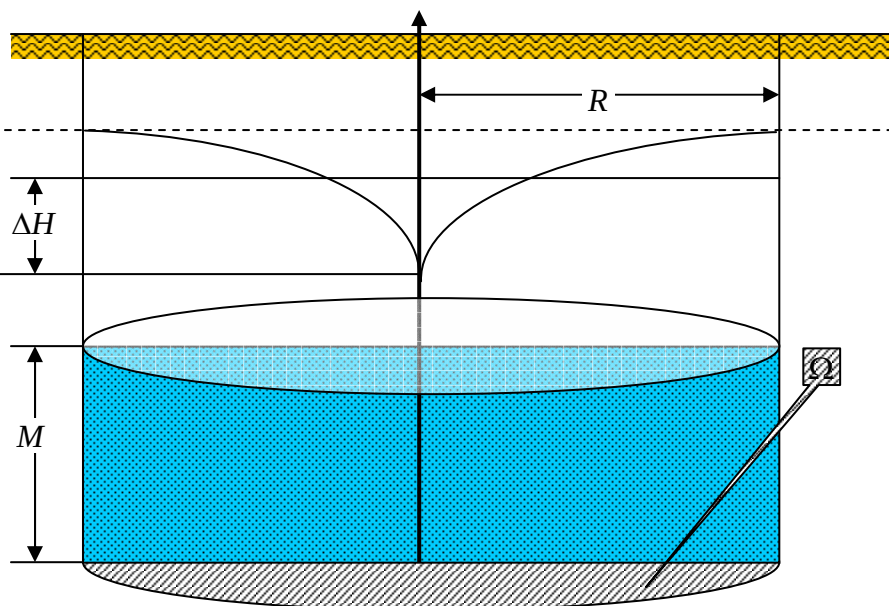


Fig.3.36. Elementele geometrice necesare estimării resursei elastice pentru zona de influență a unui foraj de pompare

$$V = \Omega \cdot M = \pi \cdot R^2 \cdot M \quad (3.104)$$

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

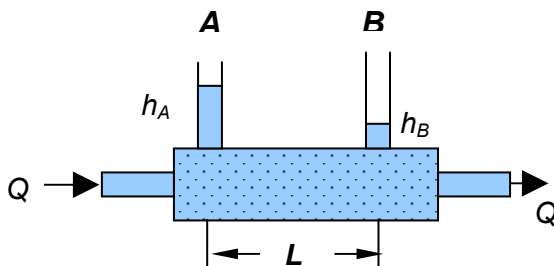


Fig.3.37. Experimentul lui Darcy

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

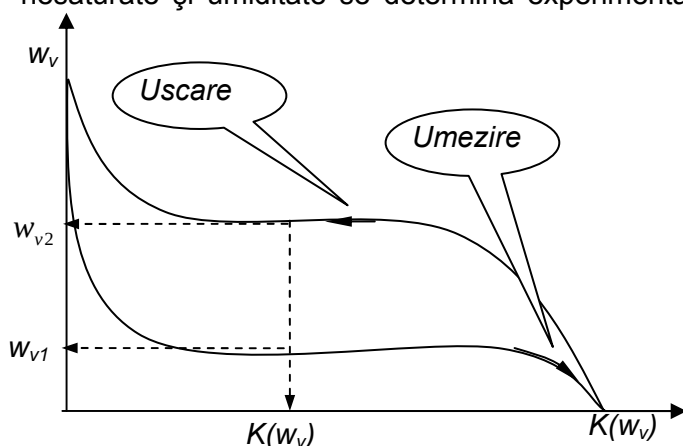


Fig.3.38. Efectul sensului de variație al umidității asupra valorii conductivității hidraulice

care se modifică umiditatea (este prezent fenomenul de "histerezis").

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.

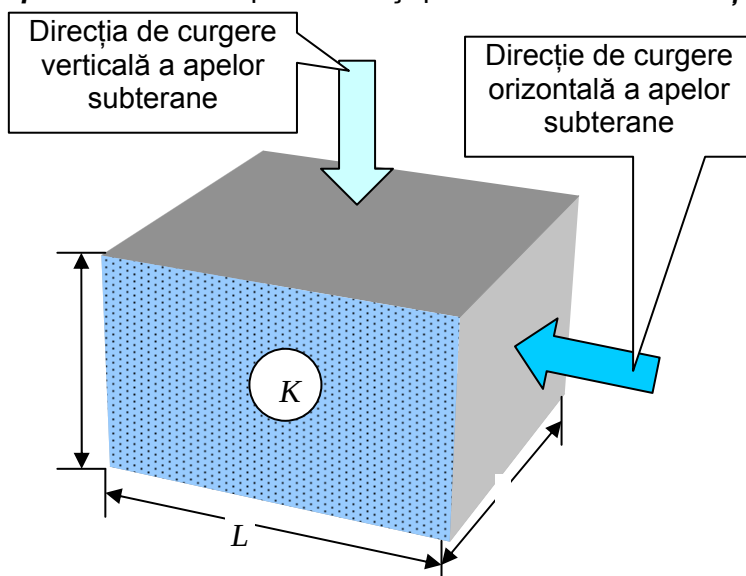


Fig.3.39. Elementele utilizate pentru definirea conductanței într-o prismă de conductivitate K

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 sunt:

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:

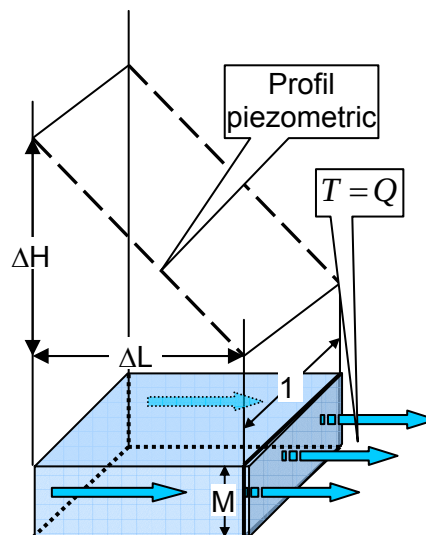


Fig. 3.40. Transmisivitatea unui acvifer sub presiune cu grosime M ($\Delta H = \Delta L$; $M \times 1$: secțiune unitară).

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

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

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

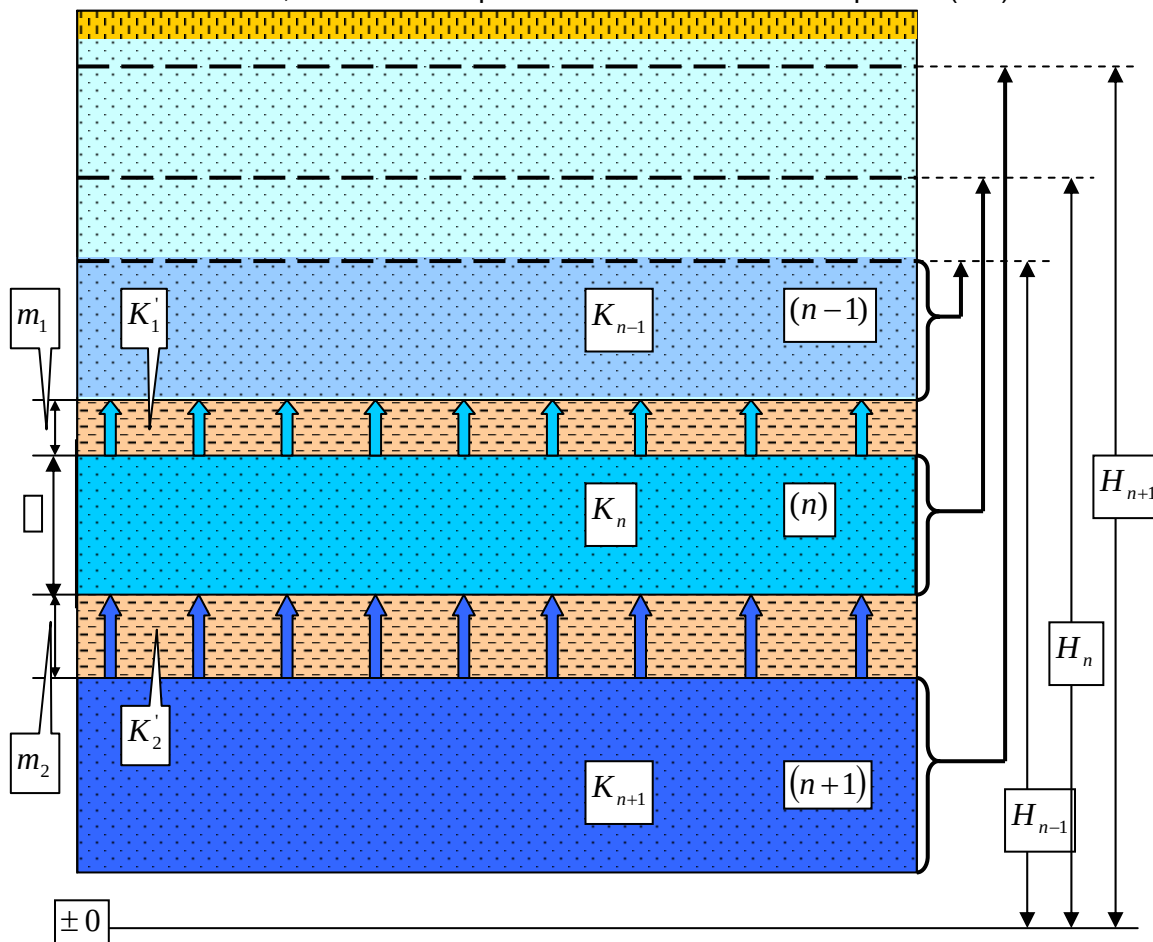


Fig.3.41. Alimentarea prin drenanță în regim natural a unui acvifer sub presiune (n) prin acoperiș, dintr-un acvifer cu nivel liber ($n-1$) și prin culcuș, dintr-un acvifer sub presiune ($n+1$).

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**).

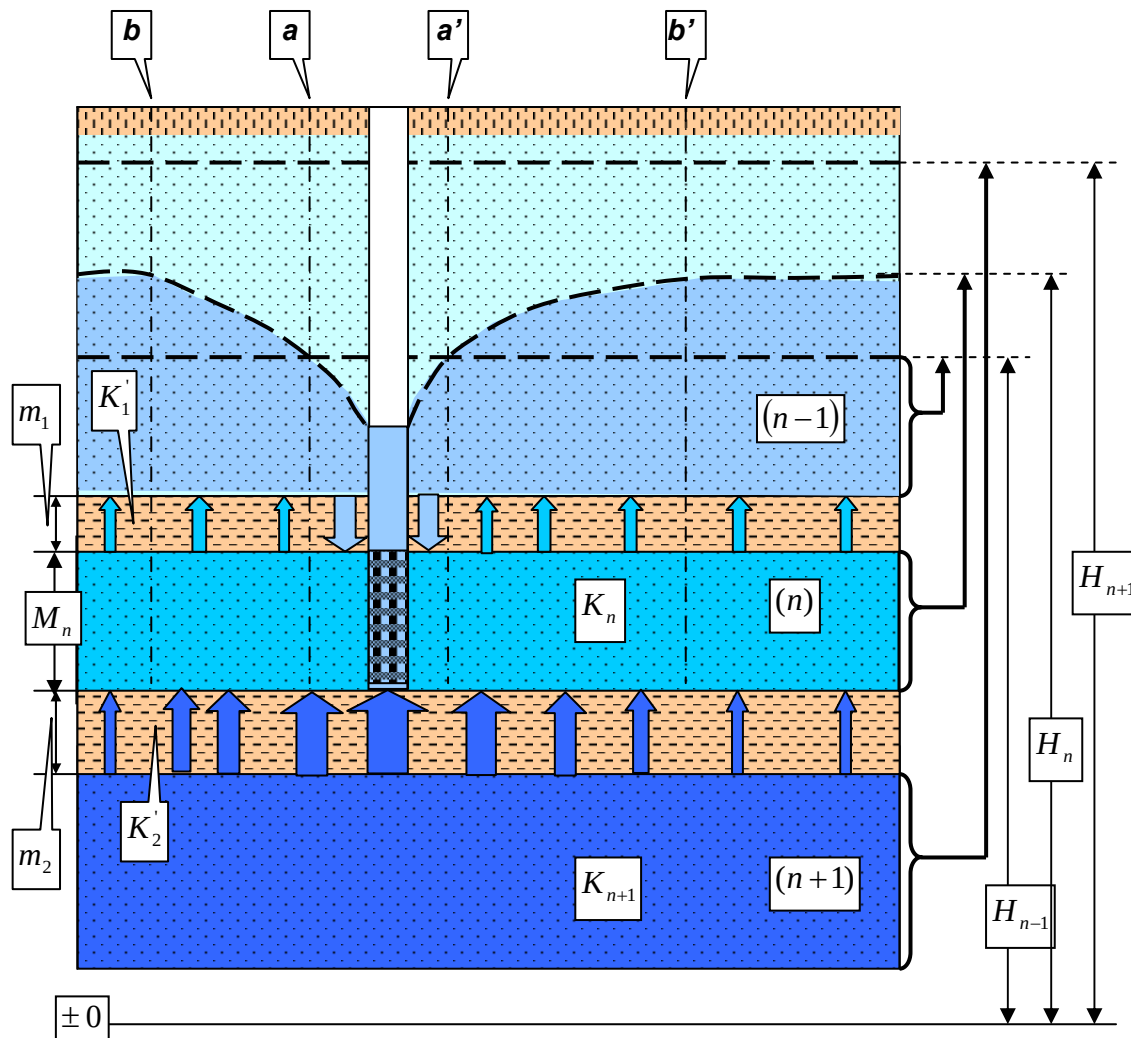


Fig.3.42. Modificarea sensului și intensității alimentării prin drenanță a unui acvifer sub presiune (n) din care se exploatează apă printr-un foraj.

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:
 - o **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');
 - o **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 :
 - o **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');
 - o **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 $B > 10000\text{m}$ 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 hidrolică se determină:

- în laborator, cu ajutorul *formulelor empirice* și a *permeametrilor*;
- in situ prin intermediul *testelor hidro dinamice*.

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 hidro dinamice realizate **in situ** permit estimarea unor valori reprezentative ale conductivității hidraulice pentru volume mari de roci, aflate în domeniul de influență al experimentelor (pompi, injectii, 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.

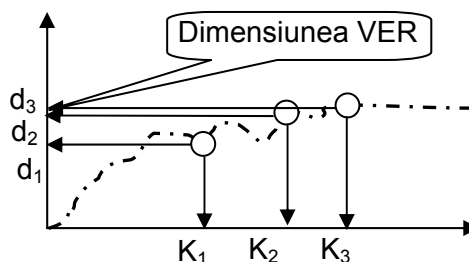


Fig.3.43. Dimensiunea volumului elementar reprezentativ

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]

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];

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

d_e – diametrul echivalent al granulelor care pentru:

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

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

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

$$d_e = \frac{\sum_{i=1}^N g_i \cdot d_i}{\sum_{i=1}^n g_i} \quad (3.123)$$

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]:

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

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 permeametrilor.

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

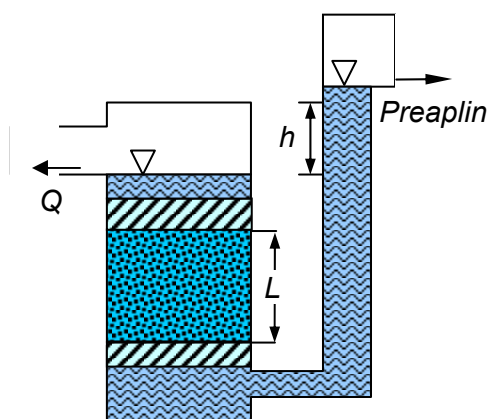
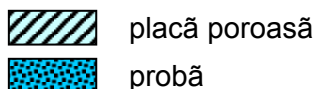


Fig.3.44. Permeamtru cu sarcină piezometrică constantă



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):

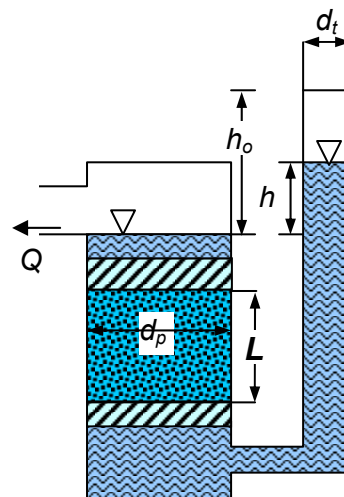
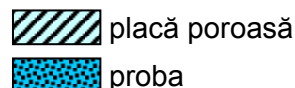


Fig.3.45. Permeamtru cu sarcină piezometrică variabilă



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

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 **volume 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 nestaționar);
- **distribuției în spațiu** a nivelului piezometric în zona de influență a pompării (efect măsurat în forajul central și forajele de observație pentru regimul de curgere staționar).

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

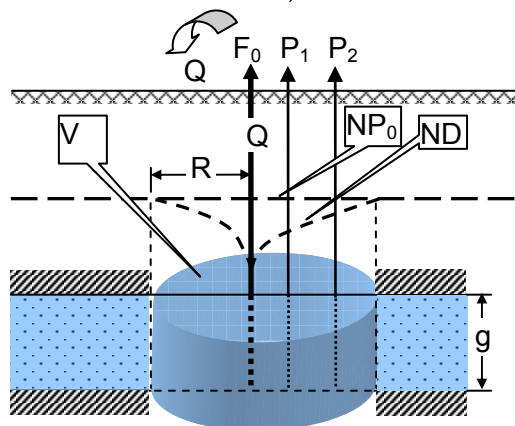


Fig.3.46 Schița unui grup experimental pentru testarea prin pompare a unui acvifer sub presiune cu grosime constantă (g):

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

- pompare (în regim nestaționar și staționar);
- încercări punctuale prin:
 - o absorbție: metoda Lefranc;
 - o 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

fundamentale care condiționează studiul curgerii apelor subterane și a transportului poluanților în regim staționar și nestaționar.

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			Praful nisipos
	mare	mijlociu	fin	
$a[m^2 / zi]$	-	1000000	5000...1000000	1000
$a^*[m^2 / zi]$	1000...3000	500...2000	50...500	20...10

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 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.

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

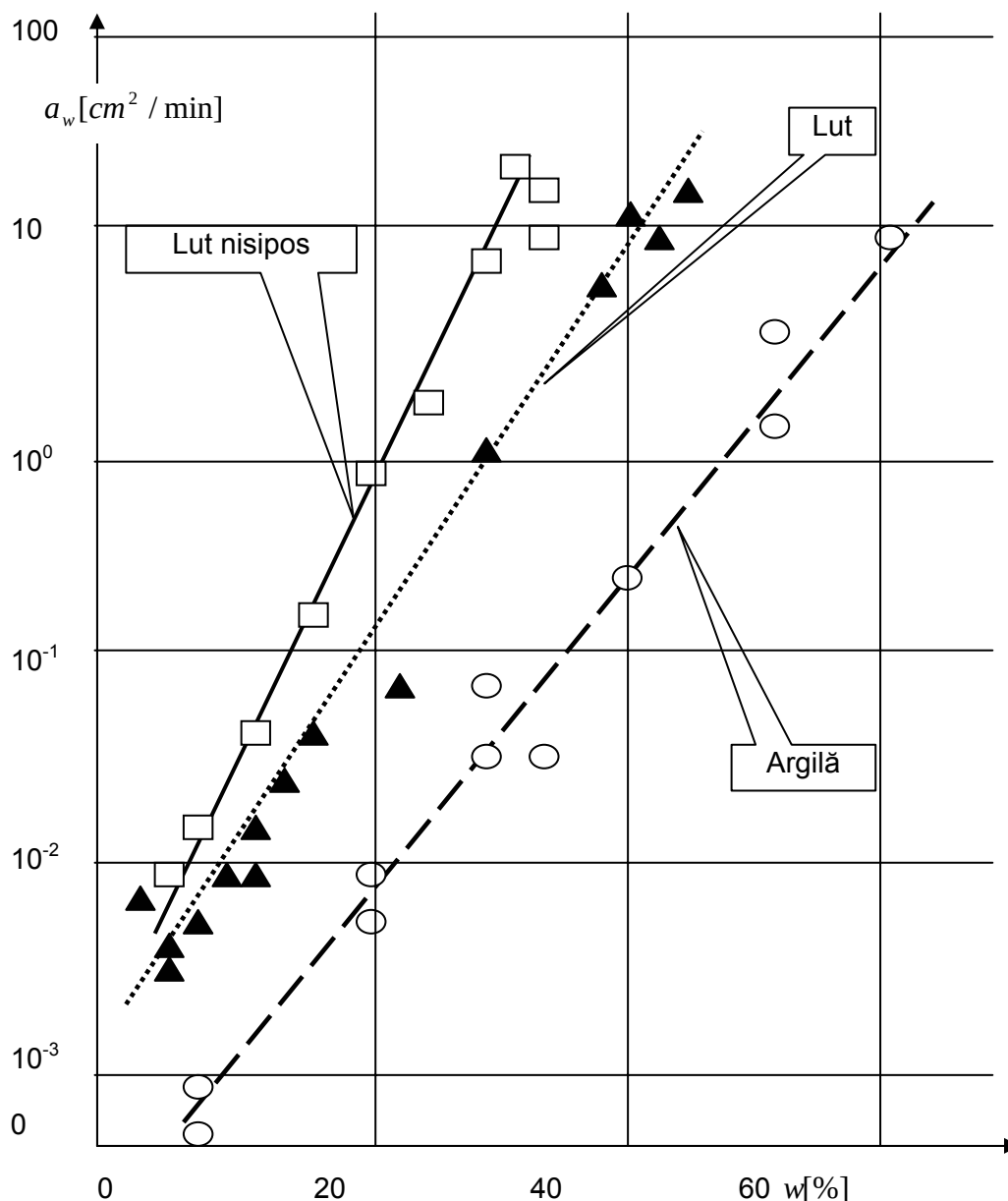


Fig.3.47. Relațiile între hidrodifuzivitate și umiditate pentru argilă, lut și lut nisipos (după Silvan, 1967)

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:

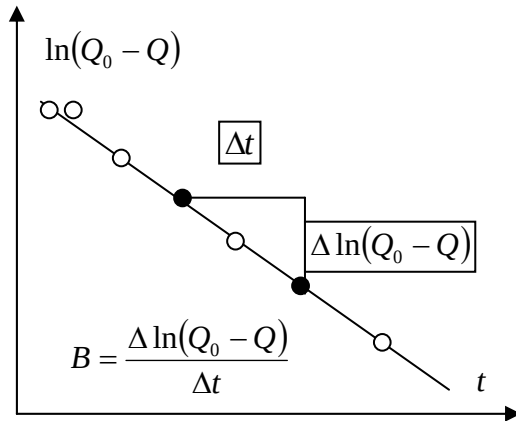
$$Q(t) = Q_0 \left[1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{1}{n^2} \exp(-\alpha^2 \cdot a_w \cdot t) \right] \quad (3.139)$$

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

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

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:

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

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

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.

3.4. Caracteristici ale interacțiunii apei subterane cu fluide asociate

Asocierea apei subterane cu alte fluide complică procesul de migrare al acestora. Fluidele asociate apelor subterane pot fi separate în două categorii distincte, în funcție de tipul de relație cu apa:

- **fluide imiscibile;**
- **fluide miscibile.**

Prezența fluidelor asociate poate favoriza deplasarea apei subterane sau o poate întârzia. Modificările caracteristicilor dinamicii apelor subterane determinate de prezența fluidelor asociate precum și deplasarea acestor fluide în asociere cu apa subterană sunt în centrul preocupărilor legate de studiul **poluării apelor subterane**.

3.4.1. Parametri ai migrării fluidelor miscibile în acvifere

Fluidele și alte substanțe dizolvate în apele subterane (**fluide miscibile/solubile**) sunt supuse unor **proces**e complexe care au ca rezultat final **eliminarea** lor din acvifere.

Procesele complexe care conduc la eliminarea fluidelor dizolvate în apele subterane se desfășoară în ambianța curgerii apelor subterane care determină deplasarea continuă a fluidelor dizolvate (prin **advecție**) și continua lor dispersie (prin **difuzie**). Aceste procese sunt reprezentate de **sorbție, dezintegrare radioactivă, precipitare chimică, degradare biologică** etc.

Evaluarea modificării distribuției în timp și spațiu a concentrației fluidelor dizolvate în apă se bazează pe modele matematice care **cuplează** procesele de advecție, difuziune, sorbție, dezintegrare radioactivă precipitare chimică și degradare biologică prin intermediul parametrilor ce caracterizează:

- **mediul** prin care ale loc curgerea (porozitatea efectivă, tortuozitatea etc.);
- **fluidul** care este vehiculul de transport (vâscozitatea, compoziția chimică, conținutul în microorganisme, conținutul de suspensii solide etc.);
- **interacțiunea** fluidului miscibil cu apa subterană (difuzia, advecția, sorbția, retardarea etc.).

Într-o variantă **unidimensională**, un model utilizat pentru evaluarea variabilității spațio-temporale a concentrației fluidelor miscibile este (ec. Miller & Weber, 1984):

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D^* \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \alpha_L \cdot v_x \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \cdot \frac{\partial C}{\partial x} - \frac{\rho_{acv}}{w_v} \cdot \frac{\partial C^*}{\partial t} + \left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_{bio_chim} \quad (3.145)$$

în care

C - concentrația fluidului miscibil;

t - timpul;

D^* - coeficientul de difuzie efectivă;

α_L - dispersivitatea longitudinală;

v_x - componenta vitezei medii a apelor subterane, orientată paralel cu direcția x ;

ρ_{acv} - densitatea acviferului;

w_v - umiditatea volumică a zonei nesaturate/porozitatea totală pentru zona saturată;

C^* - masa de fluid miscibil fixat pe unitatea de masă uscată de substrat solid;

$()_{bio_chim}$ - reacții biochimice de transformare a fluidelor miscibile, altele decât sorbția.

Cei cinci termeni ai ecuației (3.141) reprezintă efectul a cinci procese care determină modificarea în timp, de-a lungul unei direcții, a concentrației unui fluid miscibil:

- difuzia moleculară (difuzia);
- dispersia;
- advecția;
- sorbția;
- reacțiile biochimice.

Evaluarea corectă a migrării fluidelor miscibile în acvifere cu ajutorul acestui model matematic este condiționată de **reprezentativitatea** parametrilor utilizați pentru caracterizarea condițiilor particulare ale fiecărui acvifer.

3.4.1.1. Parametri ai difuziei

Procesul de difuzie (difuzie moleculară) a fluidelor miscibile/solubile este declanșat de variația concentrației din apele subterane. Masa de fluid difuzat este proporțională cu gradientul concentrației și poate fi exprimat prin legea lui Fick:

$$F = -D_d \cdot \frac{dC}{dx} \quad (3.146)$$

în care

F - masa de fluid raportată la unitatea de suprafață și la unitatea de timp;

D_d - coeficientul de difuzie [L^2/T];

C - concentrația fluidului dizolvat;

$\frac{dC}{dx}$ - gradientul de concentrație.

Coeficient de difuzie

Coeficientul de difuzie cuantifică **suprafața** pe care se difuzează într-un fluid un contaminant în unitatea de **timp** și este influențat direct de **temperatura** acestuia.

Coeficientul de difuzie (D_d) are valori cuprinse între 1×10^{-9} și $2 \times 10^{-9} m^2/sec$ la $t=25^\circ C$. Pentru $t=5^\circ C$ valorile lui se reduc cu 50% față de cele de la $t = 25^\circ C$.

Concentrația contaminantului influențează nesemnificativ valoarea coeficientului de difuzie, factorul determinant al procesului de difuzie fiind **gradientul de concentrație**.

Coeficient de difuzie efectivă

În **mediile poroase** difuzia este încetinită deoarece ionii trebuie să parcurgă traseul complicat determinat de **tortuozitate**. Pentru a cuantifica efectul tortuozității se utilizează **coeficientul de difuzie efectivă** (D^*), definit prin relația:

$$D^* = \omega \cdot D_d \quad (3.147)$$

în care

ω - coeficient de **tortuozitate**.

Valoarea lui ω este totdeauna mai mică decât 1 și poate fi determinată experimental. Pentru formațiunile geologice de tipul nisipurilor medii și nisipurilor fine valorile lui sunt cuprinse între 0,5 și 0,01 (Freeze și Cherry, 1979)

Difuzia unui contaminant se produce într-un mediu poros chiar dacă apa **nu curge**, dar există un gradient de concentrație. În această situație distribuția concentrației respectă o lege normală (gaussiană) (**Fig.3.49**; t_0 momentul la care se introduce contaminantul cu concentrația C_0 ; C este concentrația contaminantului la momentul t ; x – distanța pe care se difuzează contaminantul) care poate fi descrisă prin doi parametri:

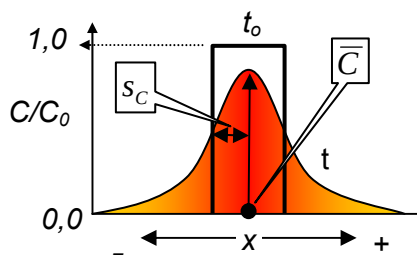


Fig. 3.49. Distribuția concentrației datorată difuziei.

- **media concentrației** ($\bar{C}$);
- **dispersia concentrației** (s_C^2).

Utilizând acești parametri, **coeficientul de difuzie efectivă** (D^*) poate fi definit (De Josselin De Jong, 1958) și prin relația:

$$D^* = \frac{s_C^2}{2 \cdot t} \quad (3.148)$$

în care t este momentul la care se cunoaște distribuția contaminantului.

Procesul de difuzie este complicat de procesele chimice care obligă la menținerea neutralității electrice a ionilor care difuzează.

3.4.1.2. Parametri ai advecției

Contaminanții dizolvați sunt transportați datorită antrenării lor de curgerea apelor subterane. Acest proces este denumit **advecție** sau **convecție** iar cantitatea de contaminat transportată este în funcție de:

- concentrația fluidului miscibil;
- viteza de filtrare a apei subterane;
- porozitatea efectivă a acviferului.

Datorită eterogenității terenurilor permeabile forma frontului de deplasare a contaminantului este neregulată. Procesul de **dispersie** a frontului de deplasare a contaminantului este cuantificat prin doi parametri: **dispersia mecanică** și **dispersia hidrodinamică**.

Dispersie mecanică

Deplasarea apei în mediile poroase se face cu viteze diferite de-a lungul diferitelor linii de curent. Cauzele acestui fenomen sunt:

- **frecarea** dintre moleculele de apă și scheletul mineral solid: apa se deplasează mai repede în zona centrală a porilor decât în imediata vecinătate a pereților acestora (**Fig. 3.50 a**);
- **eterogenitatea** compoziției

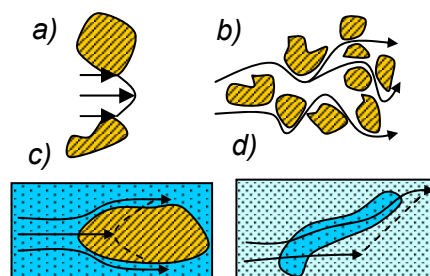


Fig.3.50. Cauzele dispersiei mecanice

granulometrice sau a distribuției fisurilor prin care se deplasează apa: traseul pe care se deplasează apa între două secțiuni are lungimi și forme diferite (**Fig. 3.50b**);

- **variația** conductivității hidraulice materializată prin prezența lentilelor cu conductivitate mai mică (**Fig. 3.50c**) sau mai mare (**Fig. 3.50d**)

Dispersia hidrodinamică

Procesul de **advecție** nu poate fi separat de cel de **difuzie moleculară** a contaminantului motiv pentru care este definit **coeficientul dispersiei hidrodinamice** (D) care le cuantifică pe ambele.

Coeficientul de dispersie hidrodinamică exprimă **suprafața** pe care se “împrăștie” contaminantul în unitatea de **timp** sub efectul **difuziei** și **dispersiei**. Coeficientul dispersiei hidrodinamice are două componente:

- coeficientul dispersiei hidrodinamice longitudinale (D_L):

$$D_L = \alpha_L \cdot v_i + D^* \quad (3.149)$$

- coeficientul dispersiei hidrodinamice transversale (D_T):

$$D_T = \alpha_T \cdot v_i + D^* \quad (3.150)$$

în care

α_L - **dispersivitatea dinamică longitudinală** care cuantifică influența proprietăților acvifere asupra neregularităților frontului de deplasare a fluidului miscibil de-a lungul (paralel) direcției de curgere. Reprezintă configurația microscopică a fluidului în mediul poros iar pentru un mediu complet saturat este de ordinul de mărime al dimensiunii porilor [L].

α_T - **dispersivitatea dinamică transversală** care cuantifică influența proprietăților acvifere asupra neregularităților frontului de deplasare a fluidului miscibil, perpendicular pe direcția de curgere. Experimentele de laborator (Bera, 1961) și considerațiile teoretice (de Josselin de Jong, 1958) au arătat că α_T este de 8 până la 24 de ori mai mic decât α_L [L];

v_i - viteza de deplasare a fluidului care transportă contaminantul [L/T];

D^* - coeficientul de difuziune efectivă [L²/T];

Dispersivitatea poate fi **determinată în laborator** utilizând coloane cilindrice (L - lungimea coloanei; A – suprafața transversală a coloanei) cu materialul filtrant (n - porozitatea totală a materialului) prin care se filtrează fluidul de concentrație dată (C_0).

Pentru evaluarea dispersivității este necesară măsurarea concentrației soluției filtrate (C) la diferite viteze de filtrare (v_i). Pentru calcul se linearizează ecuația dispersiei unidimensionale (*Brigham, 1974*):

$$\frac{C}{C_0} = 0,5 \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{1-U}{2(U \cdot D_L / v_i \cdot L)^{1/2}} \right) \right] \quad (3.151)$$

în care

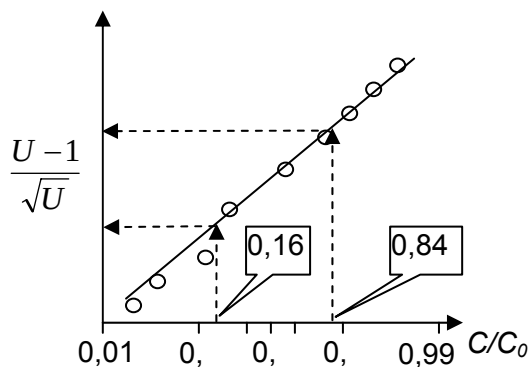


Fig.3.51. Reprezentarea datelor pentru calculul dispersivității longitudinale

în care

$$J_{0,84} = \left[\frac{U-1}{\sqrt{U}} \right] \text{ pentru } \frac{C}{C_0} = 0,84 \quad (3.154)$$

și

$$J_{0,16} = \left[\frac{U-1}{\sqrt{U}} \right] \text{ pentru } \frac{C}{C_0} = 0,16 \quad (3.155)$$

Dispersivitatea longitudinală (α_L) se calculează din relația sa cu **dispersia hidrodynamică longitudinală** (D_L):

$$\alpha_L = \frac{D_L - D^*}{v_i} \quad (3.156)$$

Dispersivitatea poate fi determinată și **in situ** prin două metode:

- modelarea matematică a **distribuției în spațiu** a unui contaminant la un moment dat, distribuție cunoscută pe baza monitorizării prin foraje (dezavantajul metodei este necunoașterea volumului și concentrației poluantului care a determinat distribuția cunoscută);
- **injectarea** unui **trasor conservativ** într-un acvifer prin intermediul unui foraj, urmată de măsurarea variației în timp a concentrației contaminatului în piezometre situate în aval.

Procesul de **dispersie hidrodynamică** conduce la deplasarea (prin **advecție**) a masei de fluid miscibil și la uniformizarea distribuției concentrației (pentru reducerea gradientului de concentrație) prin împrăștierea fluidului miscibil într-un volum mai mare de apă (prin **difuzie**).

O masă de fluid injectată la momentul t_0 , pe un interval $x = 0 + a$ este transportată prin advecție în sensul direcției de curgere a apelor subterane și datorită dispersării concentrația scade la momentele t_1 , respectiv t_2 când fluidul a ajuns până la distanțele x_1 , respectiv x_2 (**Fig.3.52**).

Dacă modelul dispersional este de tip **Gaussian** coeficienții **dispersiei hidro dinamice** sunt definiți cu relațiile:

- **coeficientul dispersiei hidro dinamice longitudinale** (D_L):

$$U = \frac{v_i \cdot n \cdot A \cdot t}{A \cdot L \cdot n} = \frac{v_i \cdot t}{L} \quad (3.152)$$

Într-o diagramă de probabilitate normală (C/C_0 , $[(U-1)/U^{1/2}]$) în care punctele se colinearizează, se obține dispersia hidrodynamică longitudinală (D_L) din panta dreptei experimentale (**Fig.3.51**):

$$D_L = \left(\frac{v_i \cdot L}{8} \right) (J_{0,84} - J_{0,16})^2 \quad (3.153)$$

$$D_L = \frac{\sigma_L^2}{2 \cdot t} \quad (3.157)$$

- coeficientul dispersiei hidrodinamice transversale (D_T):

$$D_T = \frac{\sigma_T^2}{2 \cdot t} \quad (3.158)$$

în care

t - timpul;

σ_L^2 - dispersia longitudinală a fluidului;

σ_T^2 - dispersia transversala a fluidului.

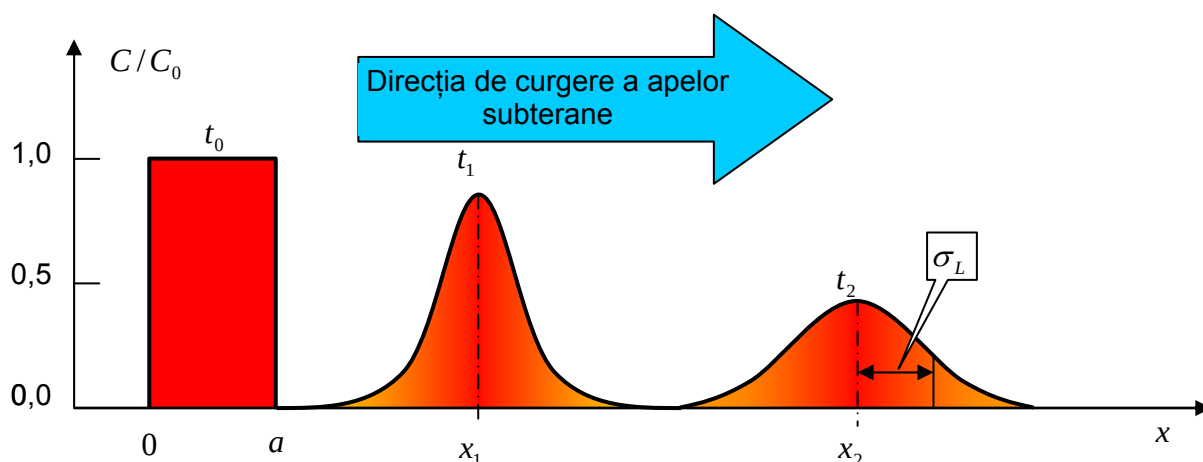


Fig.3.52. Transportul și dispersia unui fluid solubil injectat la momentul t_0 , pe intervalul $x = 0 + a$, datorită advecției și dispersiei.

Număr Peclet

Pentru evaluarea contribuției **dispersiei mecanice** și a **difuziei** în transportul fluidelor miscibile se utilizează un coeficient adimensional care exprimă raportul dintre masa de contaminant transportată prin **advecție** și cea transportată prin **difuzie**, numit **număr Peclet** (P) și definit prin relațiile:

$$P = \frac{v_x \cdot d}{D_d} \quad (3.159)$$

sau

$$P = \frac{v_x \cdot L}{D_L} \quad (3.160)$$

în care

v_x - viteza de advecție;

D_d - coeficientul de difuzie;

d - diametrul mediu al granulelor;

D_L - coeficientul dispersiei hidrodinamice longitudinale.

Valorile numărului Peclet au semnificații diferite în funcție de direcția pe care se analizează dispersia fluidului miscibil: **paralel** sau **perpendicular** pe direcția de curgere a apelor subterane.

Paralel cu direcția de curgere a apelor subterane, la viteză de curgere nulă, D_L este egal cu D^* (rezultă din ecuația 3.148). La viteze reduse, raportul D_L/D^* este constant și egal cu **0,7**, valoare egală cu **coeficientul de tortuozitate** (ω) determinat experimental pentru **nisip uniform**. Pentru astfel de situații numărul Peclet este cuprins între **0,001** și **0,01**, transportul contaminanților fiind în principal controlat de **difuzie**.

Valorile numărului Peclet cuprinse între **0,4** și **6**, pentru același **nisip uniform**, indică o **zonă de tranziție** în care difuzia și advecția au contribuții egale în transportul contaminanților. Transportul contaminanților este controlat de **advecție** în totalitate pentru valori ale numărului Peclet mai mari de **6**.

Perpendicular pe direcția de curgere a apelor subterane difuzia are controlul preponderent asupra transportului contaminanților pentru valori ale numărului Peclet cuprinse între **0,1** și **1** (de 100 de ori mai mari decât în cazul dispersiei longitudinale). **Zona de tranziție** corespunde valorilor numărului Peclet cuprinse între **1** și **100**, iar **advecția** este predominantă la valori mai mari de **100**.

Toate valorile numărului Peclet au fost stabilite experimental, în laborator, pentru nisipuri uniforme (**Tabelul 3.16**).

Tabelul 3.16. Valori ale numărului Peclet determinate experimental în nisipuri fine (după Fetter, 1993)

Proces predominant	Număr Peclet	
	Paralel cu direcția de curgere	Perpendicular pe direcția de curgere
Difuzie	0,001-0,01	0,1-1,0
Zona de tranziție	0,4-0,6	1-100
Advecție	>6	>100

3.4.1.3. Parametri ai proceselor chimice și biochimice

Substanțele dizolvate în apă sunt supuse unui mare număr de procese care au ca efect îndepărtarea lor din apă. Ele pot fi fixate prin **sorbție** de granulele minerale ale terenurilor în care sunt acumulate acviferele, **fixate** de carbonul organic din apă, **precipitate** în reacție cu diverși compuși din apă, **degradate** biotic sau abiotic.

Efectul proceselor chimice asupra transportului contaminantului este determinat de compoziția chimică a apelor subterane, de condițiile de presiune și temperatură și au ca efect reducerea concentrației fluidului miscibil (contaminantului) sau degradarea lui până la dispariție

Procesele biochimice sunt de o mare importanță în degradarea moleculelor organice dizolvate în apele subterane, mecanismele lor fiind condiționate în principal de **viteza de filtrare** a apelor subterane și de **factorul de retardare** al contaminațiilor

Procesele de **sorbție** includ **adsorbția**, **chemosorbția** și **absorbția** care au ca efect:

- **îndepărtarea** din soluție a fluidului miscibil prin partiționarea lui între faza **solidă** de care rămâne fixat și cea **lichidă** cu care continuă deplasarea;
- **încetinirea** (retardarea) deplasării fluidului miscibil.

Procesele de sorbție pot fi de două tipuri:

- **staționare** atunci când reacția de fixare este suficient de rapidă în raport cu viteza de curgere a apei pentru ca substanța fixată (fluidul miscibil) să intre în echilibru cu cea care fixează (sorbantul, adică substratul solid);

- **cinetice**, atunci când reacțiile de fixare sunt lente în raport cu viteza de curgere a apei, faza fixată neajungând în echilibru cu cea sorbantă.

Izoterme de sorbție

Sorbția este determinată experimental prin măsurarea cantității din fluid care este fixată de un anumit sediment, sol sau rocă. Capacitatea de sorbție este determinată și de concentrația fluidului miscibil. Rezultatul experimentului este reprezentat sub forma unei diagrame binare rectangulare (**izotermă de sorbție**) în care pe o axă este reprezentată concentrația fluidului iar pe cealaltă cantitatea fixată prin sorbție pe substratul solid.

Procese de sorbție staționare sunt reprezentate prin izoterme lineare sau neliniare. Izotermele de sorbție au forma:

$$C^* = K_d \cdot C^\lambda \quad (3.161)$$

în care

C^* - masa de contaminant fixat pe unitatea de masă uscată de substrat solid [mg/kg];
 C - concentrația contaminantului în soluție, în echilibru cu masa contaminantului sorbit pe faza solidă [mg/litru];

K_d - coeficient de distribuție [litru/kg];

λ - coeficient numeric adimensional.

Cele mai cunoscute izoterme de sorbție pentru procesele de tip **staționar** sunt **izoterma Freundlich** și **izoterma Langmuir**.

Izoterma Freundlich

Izoterma de sorbție Freundlich este definită de relația nelineară de forma:

$$C^* = K \cdot C^N \quad (3.162)$$

în care K și N sunt constante adimensionale care depind de caracteristicile acviferului și de concentrația fluidului/ contaminantului miscibil.

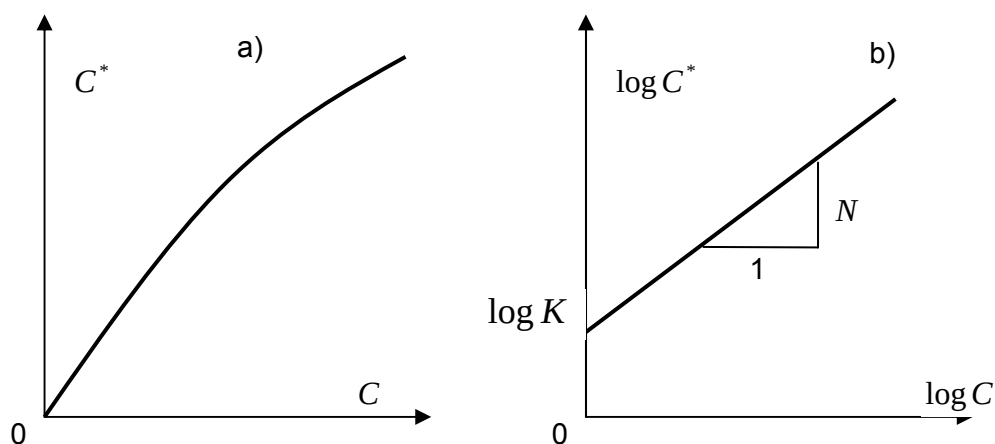


Fig.3.53. Izotermă Freundlich: a) neliniară, în coordonate (C^* , C) și b) liniarizată, în coordonate ($\log C^*$, $\log C$)

Acest model este unul din cele mai vechi modele neliniare și a fost utilizat frecvent pentru a descrie fixarea contaminanților în sol. Pentru determinarea parametrilor el poate fi liniarizat prin logaritmare (**Fig.3.53**):

$$\log C^* = \log K + N \cdot \log C \quad (3.163)$$

Flexibilitatea modelului dată de prezența celor doi coeficienți numerici care permit calarea comodă a curbelor experimentale nu garantează acuratețea modelului.

Izoterma Langmuir

Izoterma de sorbție Langmuir a fost stabilită (Langmuir, 1918) pentru a descrie adsorbția **gazelor** pe substratul solid.

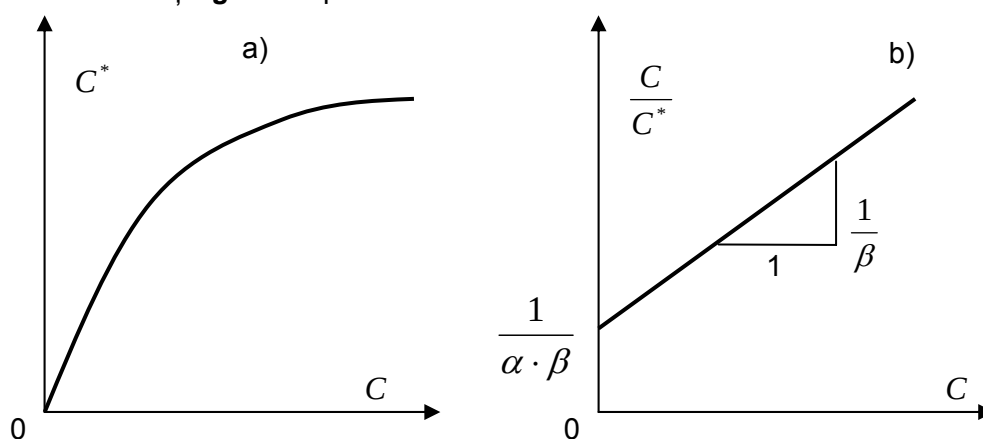


Fig.3.54. Izotermă Langmuir: a) neliniară și b) linearizată

Ipoteza de bază este că suprafața solidă posedă un număr limitat de poziții pentru adsorbție. Dacă pozițiile de adsorbție sunt ocupate substratul solid nu mai poate adsorbi contaminantul din soluție, caracteristica evidențiată de palierul atins de izotermă (**Fig.3.54**).

Cele două forme sub care se exprimă modelul Langmuir sunt:

$$\frac{C}{C^*} = \frac{1}{\alpha \cdot \beta} + \frac{C}{\beta} \quad (3.164)$$

și

$$C^* = \frac{\alpha \cdot \beta \cdot C}{1 + \alpha \cdot C} \quad (3.165)$$

în care

α - constantă de adsorbție [litru/mg];

β - cantitatea maximă de contaminant care poate fi adsorbită [mg/kg].

Liniarizarea izotermei Langmuir pentru estimarea parametrilor α, β se face în coordonate $\frac{C}{C^*}, C$ (**Fig.3.54**).

Factor de retardare

Ca efect a proceselor de **fixare (sorbție)** unii contaminanți se deplasează mai încet decât apa care-i transportă. Acest proces de încetinire a deplasării contaminanților poartă denumirea de **retardare** și este cuantificat printr-un **factor de retardare** (r_f) care depinde de caracteristicile acviferului și contaminantului.

Celelalte procese de transformare și degradare a contaminanților conduc la **reducerea** concentrației acestora și cu totul nesemnificativ la încetinirea deplasării lor.

Factorul de retardare (r_f) depinde de modelul izotermei de sorbție:

- pentru o izoterma de sorbție de tip linear ($\lambda = 1$) este dat de relația:

$$r_f = 1 + \frac{\rho_{acv}}{n} \cdot K_d \quad (3.166)$$

- pentru izoterma Freundlich este dat de relația:

$$r_{ff} = 1 + \frac{\rho_{acv} \cdot K \cdot N \cdot C^{N-1}}{n} \quad (3.167)$$

- pentru izoterma Langmuir este dat de relația:

$$r_{\beta} = 1 + \frac{\rho_{acv}}{n} \left(\frac{\alpha \cdot \beta}{(1 + \alpha \cdot C)^2} \right) \quad (3.168)$$

în care

ρ_{acv} - densitatea acviferului;

n - porozitatea totală a acviferului sau umiditatea volumetrică în cazul formațiunilor nesaturate.

Factorul de retardare este utilizat pentru calculul vitezei de deplasare a frontului de contaminant într-un acvifer (v_f). Dacă viteza medie de curgere a curentului acvifer este v_x , viteza medie de deplasare a frontului contaminant, unde concentrația este jumătate din cea inițială, este dată de:

$$v_f = \frac{v_x}{r_f} \quad (3.169)$$

3.4.2. Parametri ai migrării fluidelor imiscibile în acvifere

În timpul curgerii polifazice a **fluidelor imiscibile**, fiecare fluid are la dispoziție pentru a se deplasa o **fracțiune** din spațiul poros disponibil. Pentru descrierea deplasării fiecărui fluid s-a definit **permeabilitate relativă** (K_r), ca raport între permeabilitatea unui fluid aflat la un anumit grad de saturație și **permeabilitatea intrinsecă** a formațiunii.

Permeabilitatea relativă a unui fluid este condiționată de **gradul de saturație** al formațiunii cu fluid precum și de **unghiul de contact** (*udă* sau *nu udă*) dintre fluid și faza solidă prin care este reprezentată formațiunea permeabilă.

Gradul de saturație al unei formațiuni cu un anumit **fluid** (S_f)

este definit ca raport între **volumul de fluid** aflat în porii rocii (V_f) și **volumul total al porilor** (V_p):

$$S_f = \frac{V_f}{V_p} \quad (3.170)$$

Valorile gradului de saturație pot fi exprimate și în procente. Suma gradului de saturație a **tuturor fluidelor** aflate în porii unei formațiuni, inclusiv **aerul**, este egală cu 1,0 sau 100%. După cum un fluid ocupă o fracțiune mai **mică** sau mai **mare** din spațiul poros disponibil, acesta se va deplasa mai **greu** respectiv mai **ușor**.

În sistemele acvifere, **apa** este de cele mai multe ori fluidul care **udă** matricea minerală. Dacă există și un al doilea fluid imiscibil, de exemplu **petrolul**, acesta va fi din categoria celor care **nu udă** matricea minerală.

Gradul de saturație al spațiului poros cu fluidele prezente (de exemplu: apă și petrol) influențează în mod determinant valorile **permeabilității relative** (**Fig.3.55**).

Saturația ireductibilă în apă (S_{ia}) este determinată de conținutul de apă fixată pe suportul mineral solid. Această apă nu participă la curgere și permeabilitatea ei relativă este nulă. Imediat ce saturația ireductibilă a apei este depășită, permeabilitate relativă crește rapid, atingând valoarea maximă ($K_r = 1$) la saturația totală a spațiului poros cu apă.

În mod analog, pentru **petrol** (fluid care nu udă scheletul mineral) există o **saturație reziduală în petrol** (S_{rp}) sub care petrolul nu se poate deplasa și permeabilitatea lui relativă este nulă. O mică parte din petrol, cea care este **solubilă** în apă, se poate deplasa cu apa chiar sub saturația reziduală în petrol. Imediat ce saturația reziduală în petrol este depășită acesta începe să se deplaseze și permeabilitatea lui relativă crește proporțional cu saturația până la valoarea maximă.

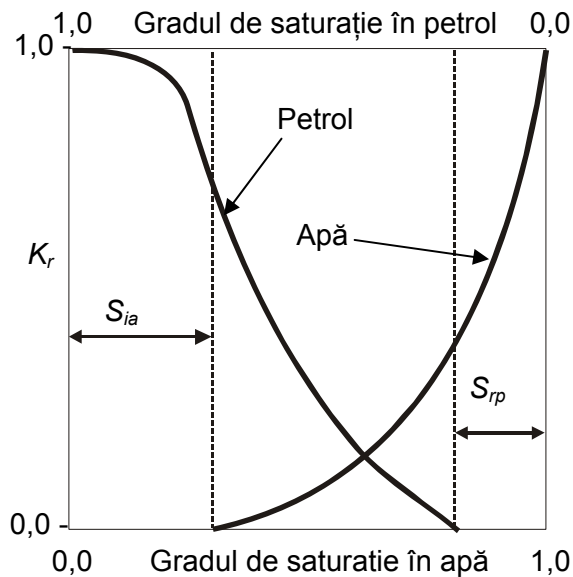


Fig.3.55. Variația permeabilităților relative pentru apă și petrol într-un sistem bifazic.

Permeabilitatea relativă este determinată în **laborator** pe probe de dimensiuni reduse. Pentru un sistem cu două fluide (exemplu: apa și petrol) experimentul se desfășoară în două etape:

- creșterea saturației în apă prin injectarea apei și dezlocuirea petrolului (*inundare*);
- reducerea saturației în apă prin injectarea petrolului și dezlocuirea apei (*drenaj*).

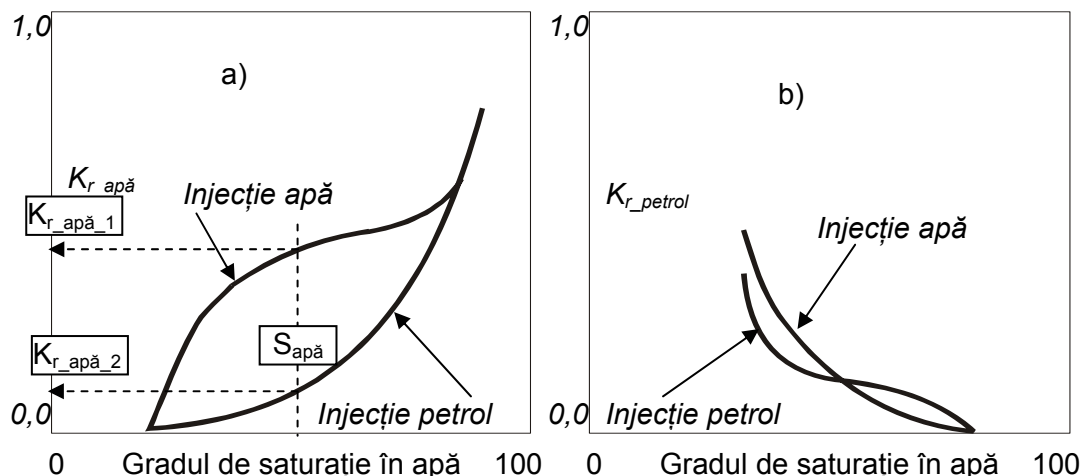


Fig.3.56. Determinarea experimentală a permeabilității relative a apei în raport cu petrolul ($K_{r\text{ apă}}$) și a petrolului în raport cu apa ($K_{r\text{ p}}$) (C.Lin, G.F.Pinder, 1982)

Pe baza rezultatelor obținute în cele două etape ale experimentului rezultă diagramele permeabilității relative ale apei față de petrol și petrolului față de apă (**Fig.3.56**), cu următoarele caracteristici:

- variația **permeabilității relative a apei** în prezența petrolului ($K_{r\text{ apă}}$) prezintă un puternic histerezis determinat de fluidul care este dezlocuit (**Fig.3.56;a**). La aceeași saturație în apă ($S_{\text{apă}}$), conductivitatea relativă a apei determinată la **injectarea apei** ($K_{r\text{ apă}_1}$) este mult mai mare decât conductivitatea relativă a apei determinată la **injectarea petrolului** ($K_{r\text{ apă}_2}$).
- fenomenul de histerezis este mult mai atenuat pentru **permeabilitatea relativă a petrolului** ($K_{r\text{ petrol}}$) în prezența apei (**Fig.3.56;b**).

Permeabilitatea relativă pentru **sisteme trifazice**, de tipul aer – apă - petrol, întâlnite de regulă în **zona nesaturată**, sunt în relații mult mai complexe.

Variația permeabilității relative a unui fluid imiscibil (exemplu: petrolul) într-un sistem trifazic (aer – apă - petrol) se reprezintă grafic în diagrame ternare (**Fig.3.57**).

Pentru stabilirea corelațiilor dintre permeabilitățile relative se determină într-o **primă etapă** permeabilitatea relativă pe sistemele bifazice componente, adică:

- **permeabilitatea relativă a apei** ($K_{r\text{ apa}}$), ca o funcție de **saturația în apă**, pentru un sistem bifazic **apă-petrol**;
- **permeabilitatea relativă a aerului** ($K_{r\text{ aer}}$), ca o funcție de **saturația în aer**, pentru un sistem bifazic **aer-petrol**;
- **permeabilitatea relativă a petrolului** ($K_{r\text{ petrol}}^*$), într-un sistem bifazic **apă-petrol** la saturația reziduală în apă (conținut maxim de petrol);
- **permeabilitatea relativă a petrolului** ($K_{r\text{ petrol}}^{\text{apa}}$) într-un sistem bifazic **apă-petrol**, în funcție de gradul de saturație în **apă**.

- **permeabilitatea relativă a petrolului** ($K_{r_petrol}^{aer}$) într-un sistem bifazic **aer-petrol**, în funcție de gradul de saturație cu **aer**.

În a **doua etapă** se stabilește relația pentru estimarea permeabilității relative a celui de-al treilea fluid, petrolul, în sistemul trifazic (K_{r_petrol}), pe baza unor relații de tipul (Faust, 1985):

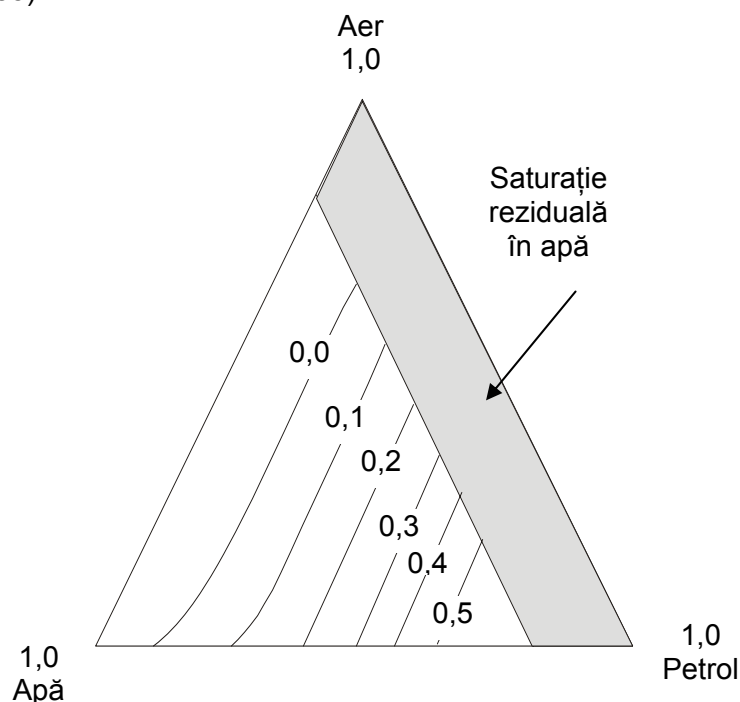


Fig.3.57. Diagramă ternară pentru permeabilitatea unui fluid imiscibil cu apa (de tipul celor mai ușoare ca apa: petrol; după Faust, 1985)

$$K_{r_petrol} = K_{r_petrol}^* \left[\left(\frac{K_{r_petrol}^{apa}}{K_{r_petrol}^*} + K_{r_apa} \right) \left(\frac{K_{r_petrol}^{aer}}{K_{r_petrol}^*} \right) - (K_{r_apa} - K_{r_aer}) \right] \quad (3.172)$$

Deplasarea fluidelor imiscibile până în zona unde se acumulează se face sub acțiunea **potențialului** de care dispun. Potențialul total al curgerii fluidelor (Φ) are două componente:

- potențialul datorat **presiunii apei din pori** ($\Psi(w)$);
- potențialul datorat **poziției** (Z) în care se află în câmpul gravitațional.

$$\Phi = \Psi(w) + Z \quad (3.172)$$

în care

w - umiditatea formațiunilor .

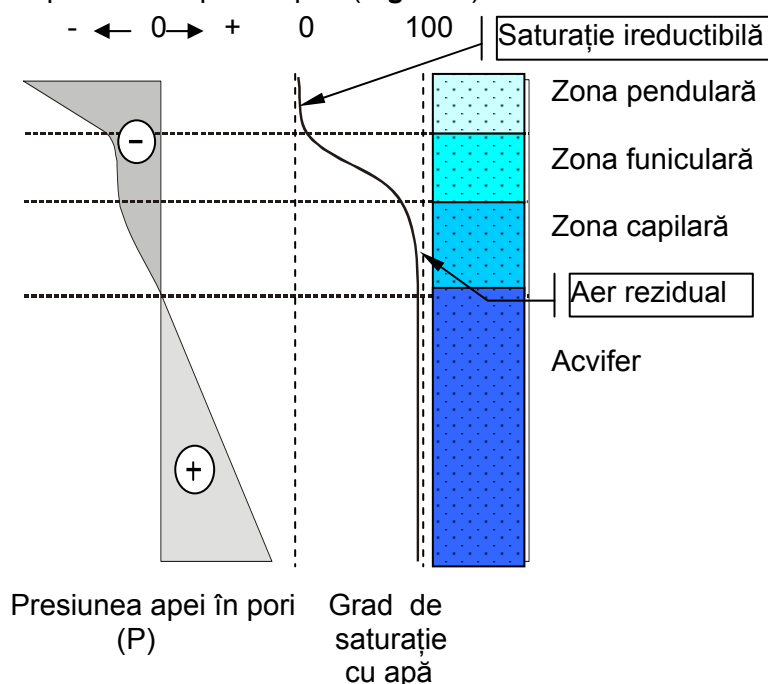
Potențialul curgerii apelor subterane reprezintă energia necesară modificării poziției și condițiilor de presiune ale unei **unități de masă** în câmp gravitațional.

Exprimat pentru această unitate de **masă** potențialul curgerii este:

$$\Phi_M = \frac{P}{\rho_{apa}} - g \cdot z \quad (3.173)$$

în care

P - presiunea apei din pori (**Fig.3.58**):



- **negativă** în zona nesaturată (z.pendulară+z.funiculară+z.capilară);

$$P = P_c = -\frac{2\sigma}{R} \quad (3.174)$$

- **pozitivă** sub nivelul piezometric (în acvifer):

$$P = \rho_{apa} \cdot g \cdot h \quad (3.175)$$

ρ_{apa} - densitatea apei;

g - accelerația gravitațională;

z - cota măsurată față de un reper standard (ex.: nivelul mării).

Fig.3.58. Variația presiunii apei din pori în funcție de gradul de saturație cu apă al porilor

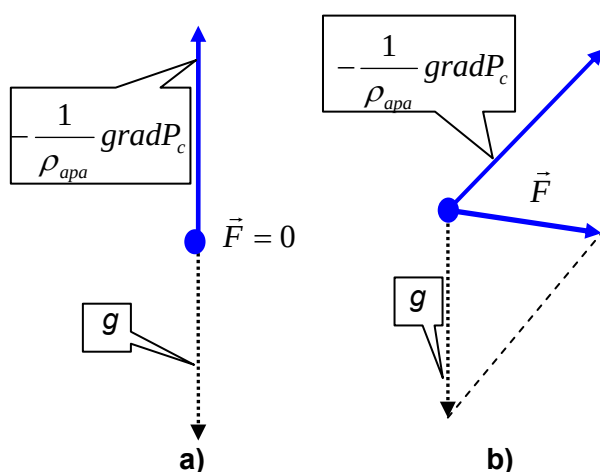


Fig.3.59. Componentele forței care acționează asupra apei subterane

Apa subterană se deplasează din zone cu potențial mare ($\Phi + \Delta\Phi$) spre zone cu potențial scăzut (Φ), sub acțiunea unei **forțe** ($\vec{F}$) orientată perpendicular pe **suprafețele de potențial constant** (**suprafețe echipotențiale**):

$$\vec{F} = -\frac{\Delta\Phi}{\Delta n} = g - \frac{1}{\rho_{apa}} \text{grad}P_c \quad (3.176)$$

Rezultă că într-un punct de **masă unitară** acționează asupra unui **fluid**:

- accelerația gravitațională;
- gradientul de presiune împărțit prin **densitate** (cu "minus").

$$\vec{F} = -\frac{\Delta\Phi}{\Delta n} = g - \frac{1}{\rho_{fluid}} \text{grad}P_c \quad (3.177)$$

Dacă gradientul de presiune este orientat vertical, **forța rezultantă** ($\vec{F}$) este nulă și apa nu se deplasează (**Fig.3.59a**).

Pentru orice altă orientare a gradientului de presiune, orientarea și valoarea forței rezultante se determină prin regula de compunere a vectorilor (**Fig.3.59b**).

Când simultan cu apa se deplasează și fluide imiscibile, cele mai **ușoare** (**fu**) decât apa vor tinde să se **ridice** (**Fig.3.60a**) iar cele mai **grele** (**fg**) decât apa să **coboare** (**Fig.3.60b**), în raport cu direcția de curgere a apei.

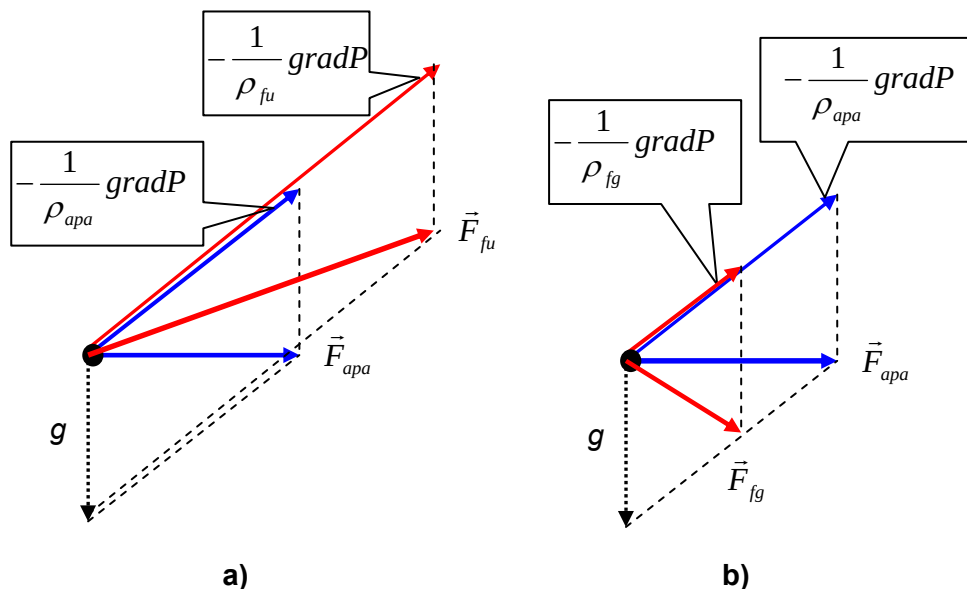


Fig.3.60. Componentele forțelor care acționează asupra **fluidelor mai ușoare** decât apa (**fu**) și **mai grele** decât apa (**fg**) în același câmp potențial.

Potențialul fluidelor se manifestă în piezometre prin **cota** la care este identificat nivelul fluidelor ($\equiv$ sarcina piezometrică a fluidului: H_f):

$$\Phi_f = g \cdot H_f \quad (3.178)$$

Deoarece potențialul apei este:

$$\Phi_{apa} = gz + \frac{P}{\rho_{apa}} = g \cdot H_{apa} \quad (3.179)$$

iar al unui **fluid** oarecare:

$$\Phi_f = gz + \frac{P}{\rho_f} = g \cdot H_f \quad (3.180)$$

potențialul fluidului **f** în raport cu cel al **apei** poate fi exprimat sub forma:

$$\Phi_f = \frac{\rho_{apa}}{\rho_f} \Phi_{apa} - \frac{\rho_{apa} - \rho_f}{\rho_f} gz \quad (3.181)$$

iar sarcina piezometrică (cota):

$$H_f = \frac{\rho_{apa}}{\rho_f} H_f - \frac{\rho_{apa} - \rho_f}{\rho_f} z \quad (3.182)$$

Pentru trei piezometre cu aceeași presiune la partea inferioară a filtrului (P), umplute cu **apă**, fluid imiscibil mai ușor decât apa (**fu**) și fluid imiscibil mai greu decât apa (**fg**) (**Fig.3.61**):

- cota nivelului piezometric a fluidului mai ușor decât apa (H_{fu}) este mai mare decât cota nivelului piezometric din piezometrul umplut cu apă (H_{apa} ; $H_{fu} > H_{apa}$)
- cota nivelului piezometric a fluidului mai greu decât apa (H_{fg}) este mai mică decât cota nivelului piezometric din piezometrul umplut cu apă (H_{apa} ; $H_{fg} < H_{apa}$).

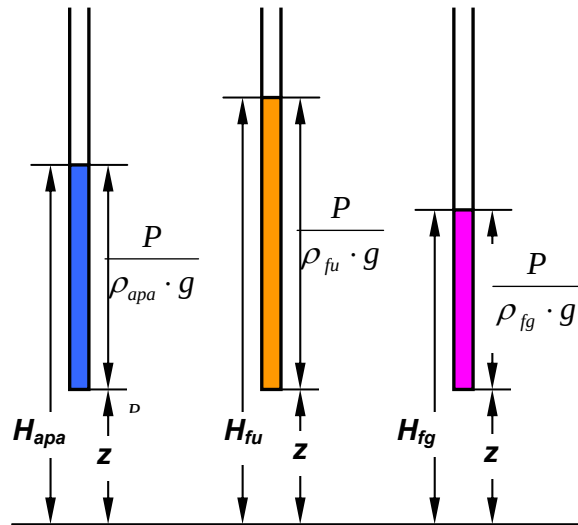


Fig.3.61. Sarcina piezometrică în trei piezometre: cu apă, fluid imiscibil mai ușor ca apa (**fu**) și fluid imiscibil mai greu ca apa (**fg**).

Corecțiile cotei nivelului piezometric în funcție de **densitatea fluidelor** din piezometre asigură corectitudinea hărților piezometrice pentru curgerile polifazice.

3.4.2.1. Fluide imiscibile mai ușoare decât apa

Fluidele imiscibile și mai ușoare decât apa (**fu**: gazolina, motorina etc.), sub acțiunea potențialului de care dispun migrează vertical în zona vadoasă traversând (**Fig.3.58**):

- **zona pendulară**, în care saturația în apă este sub cea ireductibilă (S_{ia});
- **zona funiculară**, în care saturația în apă este mai mare decât cea ireductibilă.

Dacă există o cantitate suficientă care să asigure depășirea saturației reziduale (S_{rp} în **Fig.3.55**), fluidele imiscibile se **acumulează** la partea superioară a **zonei capilare**.

Formarea acumulării de fluid

Traversarea zonei vadoase, în prezența apei și a aerului (**Fig.3.62a**), sub acțiunea potențialului disponibil are **trei etape** distincte:

- apariția unei **concentrații mari** de fluid (**fu**) la partea superioară a zonei vadoase, acolo unde acesta a fost deversat (**Fig.3.62b**);

- **distribuția** fluidului (**fu**) pe toată grosimea zonei vadoase, la o concentrație aproximativ constantă, sub acțiunea unei presiuni capilare (negative) care îl ține “sub tensiune” (**Fig.3.62c**);

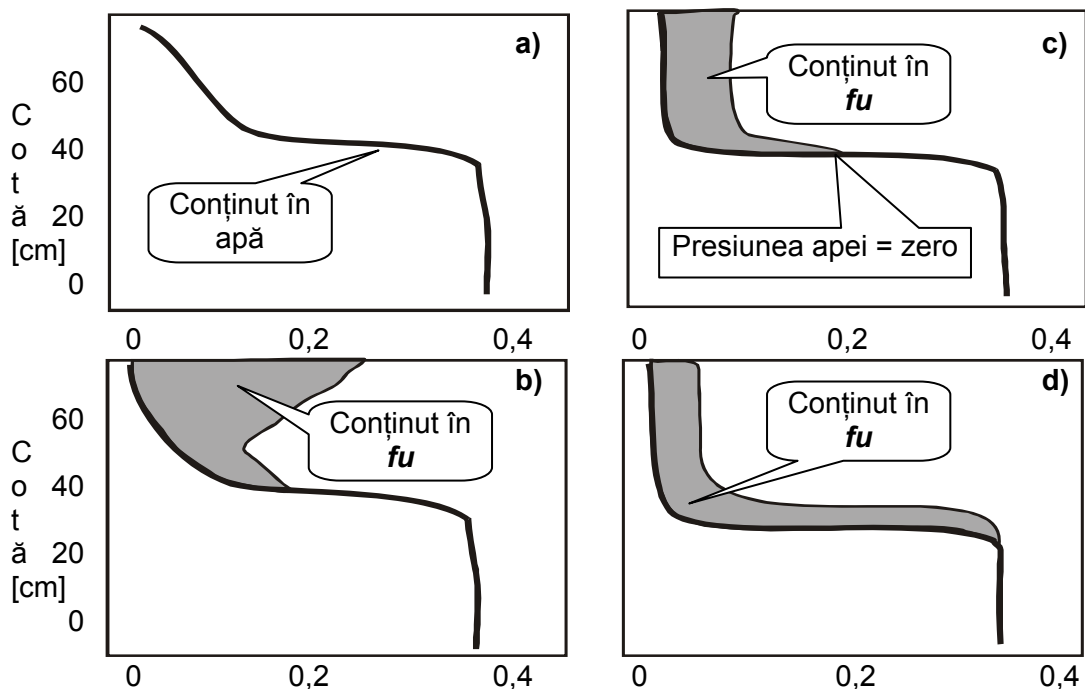


Fig.3.62. Modificarea în timp a distribuției fluidelor (**fu**) în zona vadoasă

- **acumularea** fluidului (**fu**) în partea superioară a zonei capilare conducând la apariția unui strat mobil cu **presiunea în pori pozitivă**. În această situație, zona capilară se subțiază, eventual dispare și fluidul (**fu**) stă direct pe nivelul hidrostatic al acviferului. În zona centrală a acumulării de fluid ușor (**fu**), **nivelul piezometric al acviferului poate avea o coborâre** locală (**Fig.3.62d**). Tot în această etapă o parte din fluid (**fu**) se poate dizolva în apă și este antrenat de curgerea acviferului.

La finalul celei de-a treia etape, distribuția fluidului (**fu**) poate fi regăsită în trei componente (**Fig.3.63**):

- **fluidul rezidual** din zona vadoasă;
- **fluidul mobil** din zona capilară și partea superioară a acviferului;
- **fluidul dizolvat** în acvifer și antrenat de curgerea acviferului.

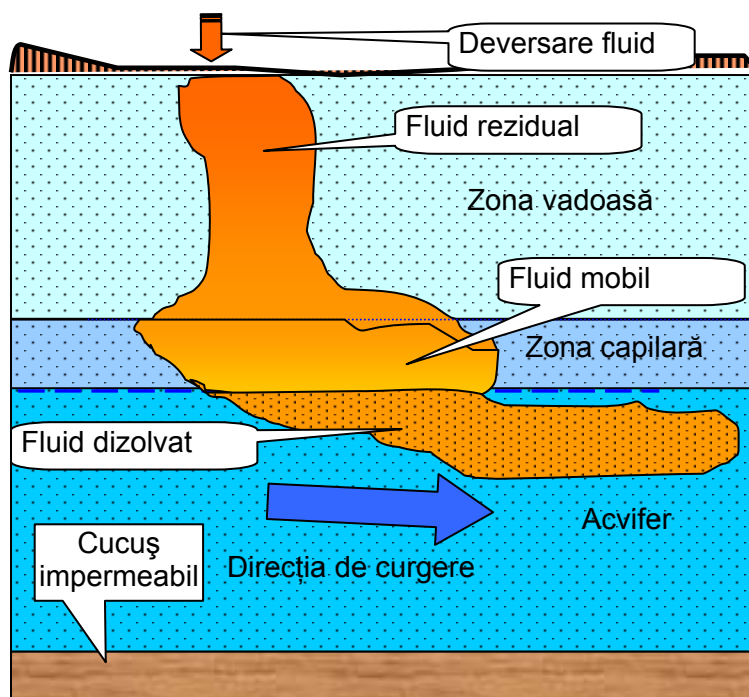


Fig.3.63. Distribuția pe verticală a celor trei componente ale fluidelor imiscibile mai ușoare decât apa (**fu**).

Determinarea grosimii stratului de fluid acumulat

Grosimea stratului de fluid imiscibil mai ușor decât apa (**fu**) se determină pe baza măsurătorilor realizate în piezometre și a determinărilor de laborator. Complexitatea distribuției pe verticală a fluidelor imiscibile mai ușoare decât apa necesită măsurători riguroase, determinări de laborator și prelucrări laborioase.

Fluidul imiscibil este identificat în piezometru numai dacă este depășită saturația reziduală. Dacă această saturație este depășită și însumată cu cea a apei saturează complet porii formațiunii permeabile, fluidul poate deveni mobil și migrează lateral în piezometru.

Datorită prezenței zonelor capilare (**Fig.3.64**) piezometrele trebuie să aibă partea superioară a filtrelor deasupra limitei superioare a stratului de fluid.

Datele necesare estimării distribuției pe verticală a fluidului imiscibil în acvifer și a volumului existent pe unitatea de suprafață sunt:

- adâncimea limitei aer-fluid (**fu**) măsurată în piezometru (Ap_2 , **Fig.3.64**);
- adâncimea limitei apă-fluid (**fu**) măsurată în piezometru (Ap_1 , **Fig.3.64**);
- densitatea fluidului (**fu**) determinată în laborator (ρ_{fu});
- densitatea apei determinată în laborator (ρ_{apa});
- porozitatea (n) determinată în laborator;
- indicele de distribuție al porilor (λ ; Brooks&Corey) determinat în laborator;
- presiunea de dislocuire aer-fluid (P_d^{aer-fu} ; Brooks&Corey);
- presiunea de dislocuire apă-fluid (P_d^{fu-apa} ; Brooks&Corey);
- gradul de saturație în apă (S_{apa});
- gradul de saturație în fluid (**fu**) (S_{fu});
- saturația ireductibilă a apei (S_{i-apa});
- saturația reziduală a fluidului (S_{r-fu}).

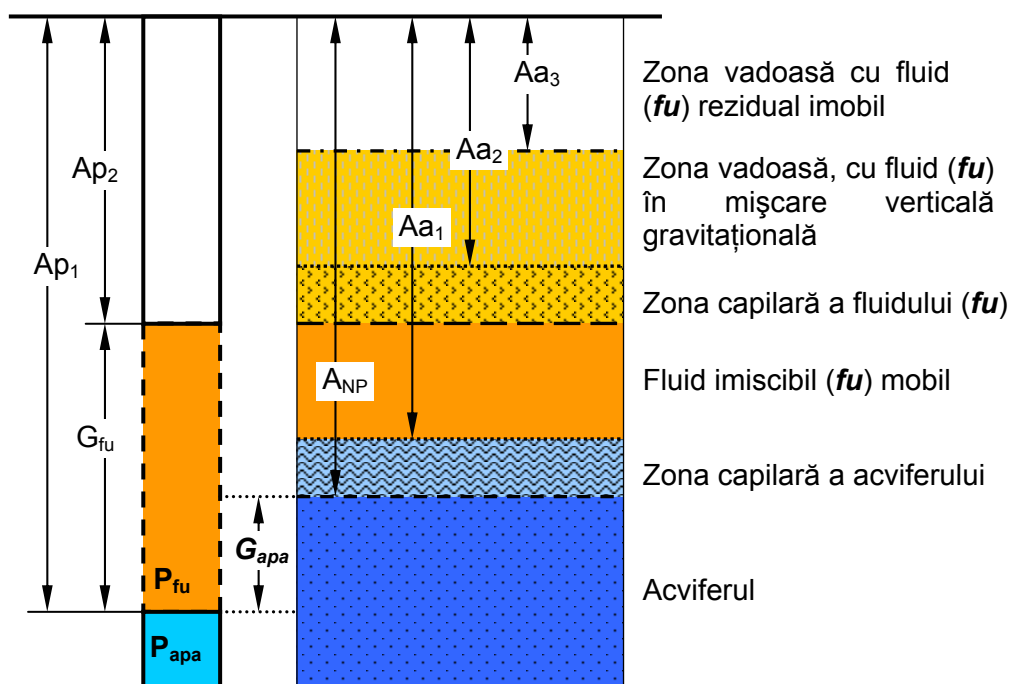


Fig.3.64. Distribuția fluidului imiscibil mai ușor decât apa (**fu**) în acvifer și în piezometrul de monitorizare

După migrarea fluidului în piezometru, limita apă-fluid coboară în piezometru sub adâncimea acestei limite din acvifer datorită greutății acestuia. Din acest motiv grosimea stratului de fluid imiscibil din piezometru este mai mare decât cea din acvifer. Acest efect este mai mare atunci când grosimea stratului de fluid imiscibil este mică iar a zonei capilare este mare decât atunci când grosimea stratului de fluid este mare, zona capilară putând să fie foarte subțire sau să lipsească. Efectul este accentuat în formațiuni cu granulație fină.

Adâncimea sub nivelul apei din acvifer la care fluidul imiscibil ajunge la echilibru în piezometru (G_{apa}) poate fi calculată. La interfața apă-fluid, în piezometru, presiunea fluidului (P_{fu}) este egală cu presiunea apei (P_{apa}):

$$P_{fu} = P_{apa} \quad (3.183)$$

Ținând seamă că:

$$P_{fu} = \rho_{fu} \cdot G_{fu} \quad (3.184)$$

și

$$P_{apa} = \rho_{apa} \cdot G_{apa}, \quad (3.185)$$

rezultă că

$$G_{apa} = \frac{\rho_{fu}}{\rho_{apa}} \cdot G_{fu} \quad (3.186)$$

Adâncimea la care se află nivelul piezometric în acvifer se calculează cu:

$$A_{NP} = Ap_1 - G_{apa} = Ap_1 - \frac{\rho_{fu}}{\rho_{apa}} \cdot G_{fu} = Ap_1 - \frac{\rho_{fu}}{\rho_{apa}} (Ap_1 - Ap_2) \quad (3.187)$$

Pentru estimarea volumului de fluid imiscibil (fu) recuperabil există două metode (Farr, Houghtalen and McWorter, 1990 și Lenhard și Parker, 1990) bazate pe distribuția pe verticală a acestuia identificată pe baza piezometrelor de monitorizare. Cele două metode se diferențiază prin parametri utilizați: parametrii lui Brooks&Corey sau parametrii van Genuchten.

Estimarea volumului de fluid imiscibil (fu) recuperabil (V_{fu}) din zona identificată prin piezometrele de monitorizare presupune detalierea distribuției pe verticală a fluidului și

Adâncimea limitei inferioare a acumulării de fluid imiscibil (Aa_1) și a limitei superioare a zonei capilare fluidului (Aa_2) se calculează pe baza măsurătorilor executate în piezometru și a presiunii de dislocuire a fluidului (P_d^{aer-fu} , P_d^{apa-fu}), utilizându-se formulele:

$$Aa_1 = Ap_1 - \frac{P_d^{apa-fu}}{(\rho_{apa} - \rho_{fu}) \cdot g} = Ap_2 + G_{fu} - \frac{P_d^{apa-fu}}{(\rho_{apa} - \rho_{fu}) \cdot g} \quad (3.188)$$

$$Aa_2 = Ap_2 - \frac{P_d^{aer-fluid}}{\rho_{fu} \cdot g} \quad (3.189)$$

Dacă presiunea din pori este pozitivă și există fluid imiscibil (**fu**) în piezometru atunci $Aa_1 > Ap_2$ iar din (3.117) rezultă că **grosimea minimă a stratului de fluid** este:

$$G_{fu} \geq \frac{P_d^{apa-fu}}{(\rho_{apa} - \rho_{fu}) \cdot g} \quad (3.190)$$

Efectul oscilației nivelului piezometric al acviferului

Oscilațiile nivelului piezometric al acviferului modifică distribuția pe verticală a **fluidului rezidual** și a **fluidului mobil** (**Fig.3.65a**):

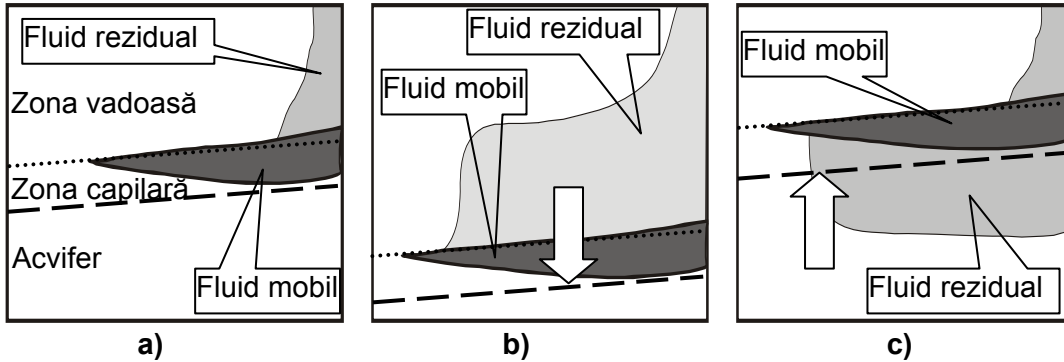


Fig.3.65. Efectul oscilației nivelului piezometric al acviferului asupra distribuției fluidului imiscibil mai ușor decât apa (**fu**).

- dacă nivelul piezometric coboară (**Fig.3.65b**), fluidul mobil coboară o dată cu el, având loc în același timp o extindere pe verticală a zonei cu fluid rezidual din zona vadoasă;
- dacă nivelul piezometric urcă (**Fig.3.65c**), fluidul mobil urcă și el iar zona cu fluid rezidual rămâne sub acesta. În situația în care nivelul piezometric al acviferului urcă mai repede decât poate urca fluidul mobil, acesta se regăsește, pentru o anumită perioada de timp, sub formă de pungi sub nivelul piezometric al acviferului.

Calcul volumului de fluid recuperabil

Volumul total de fluid imiscibil nerezidual (**fu**) din zona vadoasă se evaluează utilizând **parametrii Brooks&Corey** cu:

$$V_{fu} = n \left\{ \int_{Aa_3}^{Aa_1} (1 - S_{apa}) dz - \int_{Aa_3}^{Aa_2} [1 - (S_{apa} + S_{fu})] dz \right\} \quad (3.191)$$

în care

$$S_{fu} - S_{apa} = (1 - S_{i-apa}) \left(\frac{P_c^{aer-fu}}{P_d^{aer-fu}} \right)^{-\lambda} + S_{i-apa}, \quad P_c^{aer-fu} > P_d^{aer-fu} \quad (3.192)$$

$$S_{fu} + S_{apa} = 1, \quad P_c^{aer-fu} < P_d^{aer-fu} \quad (3.193)$$

$$S_{apa} = (1 - S_{i-apa}) \left(\frac{P_c^{fu-apa}}{P_d^{fu-apa}} \right)^{-\lambda} + S_{i-apa}, \quad P_c^{fu-apa} > P_d^{fu-apa} \quad (3.194)$$

$$S_{apa} = 1, P_c^{fu-apa} < P_d^{fu-apa} \quad (3.195)$$

cu presiunile:

$$P_c^{aer-fu} = \rho_{fu} \cdot g \left[Ap_2 - \left(\frac{P_d^{aer-fu}}{\rho_{fu} \cdot g} \right) - z \right] + P_d^{aer-fu} \quad (3.196)$$

$$P_c^{fu-apa} = (\rho_{apa} - \rho_{fu}) \left[Ap_1 - \frac{P_d^{fu-apa}}{(\rho_{apa} - \rho_{fu}) \cdot g} - z \right] + P_d^{fu-apa} \quad (3.197)$$

Integrarea ecuației (3.161) pentru $Aa_3 > 0$, utilizând ecuațiile (3.162)-(3.167) conduce la:

$$V_{fu} = \frac{n(1-S_{i-apa}) \cdot A}{1-\lambda} \left[\lambda + (1-\lambda) \left(\frac{G_{fu}}{A} \right) - \left(\frac{G_{fu}}{A} \right)^{1-\lambda} \right] \quad \text{pentru } \lambda \neq 1 \quad (3.198)$$

sau

$$V_{fu} = n(1-S_{i-apa}) \left[1 - A \cdot (1 + \ln G_{fu}) \right] \quad \text{pentru } \lambda = 1 \quad (3.199)$$

în care

$$A = \frac{P_d^{fu-apa}}{(\rho_{apa} - \rho_{fu}) \cdot g} - \frac{P_d^{aer-fu}}{\rho_{fu} \cdot g} \quad (3.200)$$

și

$$G_{fu} = Ap_1 - Ap_2 \geq \frac{P_d^{fu-apa}}{(\rho_{apa} - \rho_{fu}) \cdot g} \quad (3.201)$$

Dacă gradul de saturație al fluidului imiscibil este peste cel rezidual ($Aa_3 = 0$) atunci integrarea ecuației (3.161) conduce la:

- pentru $\lambda \neq 1$

$$V_{fu} = n(1-S_{i-apa}) \left\{ (G_{fu} - A) - \frac{P_d^{aer-fu}}{\rho_{fu} \cdot g(1-\lambda)} \left[1 - \left(\frac{\rho_{fu} \cdot g \cdot Ap_2}{P_d^{aer-fu}} \right)^{1-\lambda} \right] \right\} +$$

$$+ n(1-S_{i-apa}) \left\{ \frac{P_d^{fu-apa}}{(\rho_{apa} - \rho_{fu}) \cdot g \cdot (1-\lambda)} \left[1 - \left(\frac{(\rho_{apa} - \rho_{fu}) \cdot g \cdot Ap_1}{P_d^{fu-apa}} \right)^{1-\lambda} \right] \right\} \quad (3.202)$$

- pentru $\lambda = 1$

$$V_{fu} = n(1-S_{i-apa}) \left[(G_{fu} - A) - \frac{P_d^{fu-apa}}{(\rho_{apa} - \rho_{fu})} \ln Ap_1 + \frac{P_d^{fu-aer}}{\rho_{fu} \cdot g} \ln Ap_2 \right] \quad (3.203)$$

Metoda bazată pe **parametrii van Ghenuchten** este mai rar utilizată deoarece fiind neliniară presupune o rezolvare numerică. La această metodă se recurge numai când **stratul de fluid imiscibil este foarte subțire**, situație în care se pare că această metodă este mai precisă decât cea bazată pe parametrii Brooks&Corey.

Fluidul imiscibil (**fu**: gazolină, motorină etc.) poate fi recuperat prin foraje sau tranșee de decantare. O parte considerabilă rămâne în zona vadoasă sub formă reziduală. Partea volatilă poate fi recuperată prin sistem de evaporare din sol.

Cantitatea rămasă în zona vadoasă depinde de proprietățile fluidului și ale formațiunii permeabile în care a fost deversat. Din estimările realizate (Testa și Paczkowski, 1989) rezultă capacități de retenție pentru petrol:

- pietriș: 5 litri/m³;
- silt : 40 litri/m³.

O parte din fluidele reținute în sol sunt supuse proceselor de degradare biologică, degradare activată de prezența oxigenului.

3.4.2.2. Fluide imiscibile mai grele decât apa

Fluidele imiscibile și mai grele decât apa (**fg**: tricloroetilena, pentaclorofenol etc.), sub acțiunea potențialului de care dispun traversează (**Fig.3.66**):

- **zona vadoasă**, nesaturată cu apă;
- **zona capilară**, saturată cu apă;
- **zona saturată (acviferul)**, dacă fluidul (**fg**) este în cantitate suficientă pentru a învinge presiunea capilară din zona capilară.

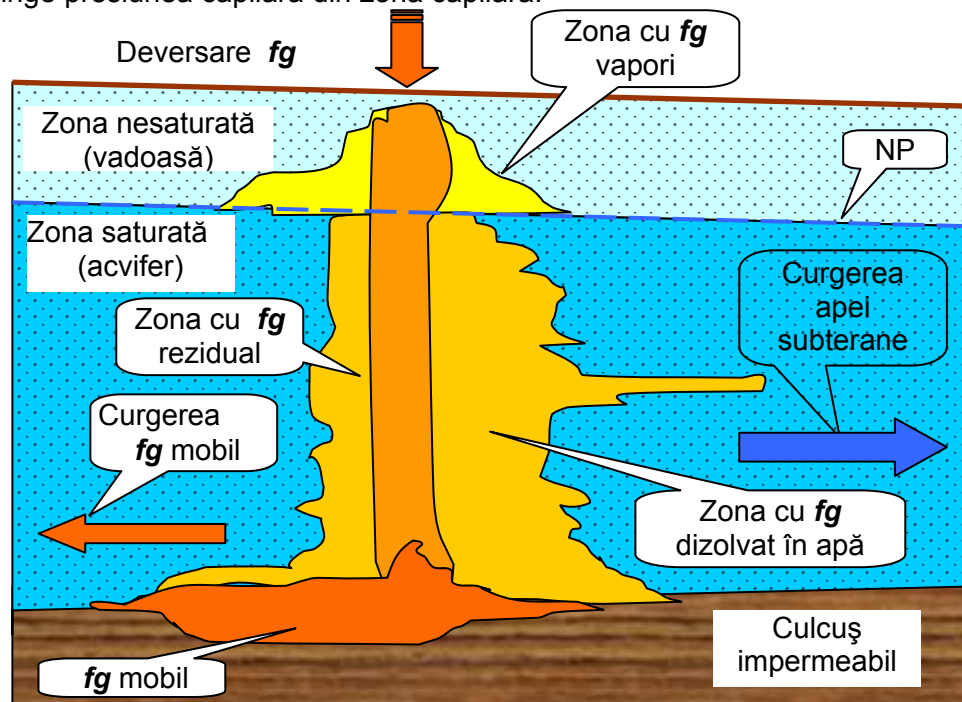


Fig.3.66. Distribuția fluidului imiscibil mai greu decât apa (**fg**) în zona vadoasă și în acvifer.

Dacă există o cantitate suficientă de fluid (**fg**), acesta ajunge pe **culcușul impermeabil** al acviferului unde se poate acumula în zonele depresionare sau deplasa în funcție de morfologia acestuia și dinamica acviferului.

Formarea acumulării de fluid

Acumularea de fluid imiscibil mai greu decât apa (**fg**), pe culcușul impermeabil al acviferului presupune traversarea pe verticală, sub acțiune gravitațională a **zonei vadoase**, proces care se declanșează o dată ce este depășită **saturația reziduală**.

Fluidul imiscibil (**fg**) se deplasează prin porii mari care sunt umpluți parțial cu apă și parțial cu aer. Aerul și o parte din apă sunt dislocuite de **fg**. Permeabilitatea zonei vadoase pentru **fg** este mai mare decât pentru apă deoarece **fg** circulă prin porii mai mari fiind un fluid care nu udă granulele solide ($\alpha > 90^\circ$).

Când **fg** ajunge la **zona capilară**, toți porii sunt umpluți cu apă și începe dislocuirea acesteia, proces care se continuă și în acvifer (sub nivelul piezometric al acestuia până la culcușul impermeabil).

Dacă acviferul **nu are dinamică**, deplasarea **fg** continuă pe **verticală** sub acțiunea **gravitației**. Pentru dislocuirea apei din pori, înălțimea minimă a coloanei de fluid imiscibil (h_0) poate fi evaluată cu formula lui Hobson:

$$h_0 = \frac{2 \cdot \sigma \cdot \cos \alpha \left(\frac{1}{r_t} - \frac{1}{r_p} \right)}{g \cdot (\rho_{apa} - \rho_{fg})} \quad (3.204)$$

în care

α - unghiul de contact între faze;

σ - tensiunea interfacială între cele două fluide (apa și **fg**);

r_p - raza medie a porilor ;

r_t - raza porilor mici care unesc porii mari dintr-o formațiune granulară

Pentru o formațiune granulară bine sortată, formată din granule cu diametrul d , cu un sistem **romboedric** de așezare a granulelor, cele două raze pot fi estimate cu relațiile:

$$r_p = 0,212 \cdot d \quad (3.205)$$

$$r_t = 0,077 \cdot d \quad (3.206)$$

ρ_{apa} - densitatea apei;

ρ_{fg} - densitatea fluidului imiscibil mai greu decât apa (**fg**);

g - accelerația gravitațională.

Dacă este suficient fluid **fg** pentru a învinge presiunea capilară acesta continuă să se deplaseze pe verticală sub acțiunea gravitației până ajunge la un strat în care porii sunt așa de mici încât nu mai poate învinge presiunea capilară a apei din pori. La nivelul respectiv se acumulează un strat de fluid **fg**.

Determinarea grosimii stratului de fluid acumulat

Piezometrele utilizate pentru determinarea distribuției fluidelor imiscibile **fg** trebuie executate **exact până la adâncimea culcușului impermeabil** al acviferelor (piezometrul **B**, **Fig.3.67**).

Fluidul imiscibil **fg mobil** și **apa mobilă** vor intra în piezometru unde după un timp se vor separa: **fg** la partea inferioară și **apa** la partea superioară.

Limita apă fluid **fg** va fi în piezometru la o adâncime mai mare decât în acvifer. Diferența de adâncime (Δ_{apa_fg}) depinde de gradul de saturație al

formațiunii cu **fg**. Cu cât gradul de saturație în **fg** este mai mic, diferența dintre cele două niveluri va fi mai mare.

Dacă piezometrul este executat până la o adâncime mai mare decât cea a culcușului impermeabil (piezometrul A), **fg** mobil va umple piezometrul sub adâncimea stratului impermeabil și grosimea stratului de **fg** măsurată în piezometru va fi supraestimată.

Distribuția pe verticală a **fg** și a apei depinde în mare măsură de granulozitatea formațiunilor, reflectată direct în permeabilitatea acestora:

- la o **permeabilitate redusă** (granulozitate fină, pori mici) grosimea zonei cu **fg mobil** și **apa ireductibilă** va fi mai **mică** decât a zonei în care și **apa** și **fg** sunt mobile;
- la o **permeabilitate mare** (compoziție granulometrică grosieră, pori mari) grosimea zonei cu **fg mobil** și **apa ireductibilă** va fi mai **mare** decât a zonei în care și **apa** și **fg** sunt mobile;

Atunci când cantitatea de fluid imiscibil **fg** nu este suficientă pentru a depăși gradul de saturație reziduală poluarea apei subterane se produce prin intermediul fazei gazoase (vapori). Dacă **fg** este volatil vaporii difuzează în zona vadoasă și se

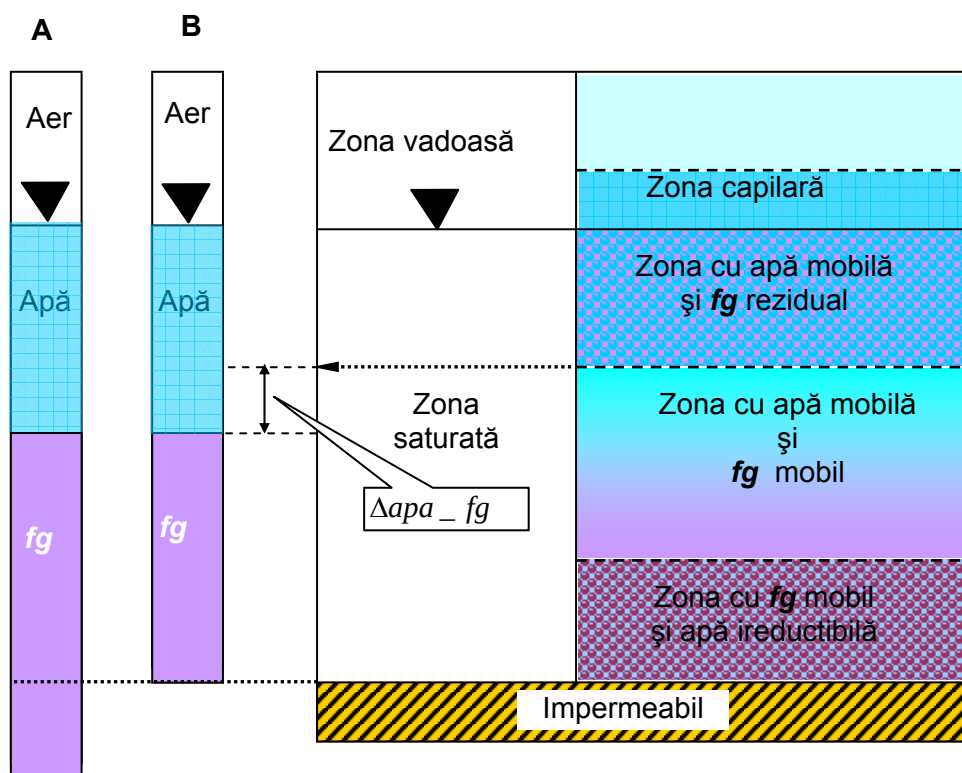


Fig.3.67. Zonele cu distribuția fluidului imiscibil mai greu decât apa (**fg**) în două piezometre de monitoring (A și B)

dizolvă în apa din pori prin intermediul căreia pot ajunge în zona saturată.

Deplasarea fluidului **fg** în zona saturată

Acumularea fluidelor imiscibile mai grele decât apa (**fg**) pe culcușul acviferelor este condiționată pe întreaga grosime a acviferului de dinamica apei subterane. În zona saturată fluidele **fg** se deplasează sub acțiunea forțelor

F_{fg} (**Fig.3.59b**) dacă există în **fază continuă**. În stare discontinuă, sub formă de picături, fluidele **fg** vor fi dislocuite din pori de apa subterană în direcția de curgere.

Gradientul de presiune lateral necesar pentru deplasarea **fg** din porii saturați se estimează cu relația (Villaume, 1985):

$$gradP = \frac{2\sigma}{L_0 \left(\frac{1}{r_t} - \frac{1}{r_p} \right)} \quad (3.207)$$

în care

σ - tensiunea interfacială între cele două fluide (apa și **fg**);

r_p - raza medie a porilor ;

r_t - raza porilor mici care unesc porii mari dintr-o formațiune granulară

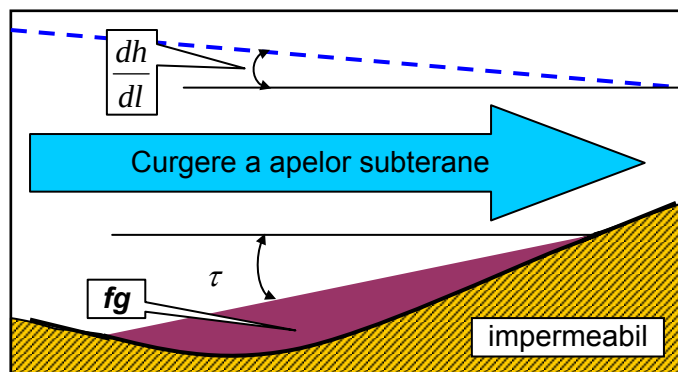
L_0 - lungimea zonei continue cu **fg** măsurată paralel cu direcția de curgere a apei subterane.

Conservarea acumulării de fluid **fg** în baza acviferului este condiționată de **morfologia culcușului** acviferului (pantele depresiunilor în care se acumulează **fg**) și **dinamica** (gradientul hidraulic) acestuia.

Fluidul **fg** acumulat în depresiunile culcușului acviferului se deplasează în josul pantelor acestora sub acțiunea gravitației chiar și în situația în care sensul de curgere al apei subterane este contrar pantei morfologice (pentru gradienti hidraulici mici !!!; **Fig.3.68**).

Interfața dintre apa subterană care curge și fluidul **fg** acumulat într-o depresiune (static !!!)

formează cu orizontala un unghi (τ) care poate fi evaluat cu relația (Hubbert, 1953):



$$\tau = \frac{\rho_{apa}}{\rho_{apa} - \rho_{fg}} \cdot \frac{dh}{dl} \quad (3.208)$$

Valoarea negativă a unghiului τ arată că panta suprafeței piezometrice și a interfeței apă-fg sunt de semn diferit (situația ilustrată în **Fig.3.68**).

Fig. 3.68 Panta interfeței dintre o acumulare de **fg** și apa subterană în mișcare.

Deplasarea fluidelor **fg** în zona saturată complică monitorizarea distribuției acestora pe **verticală** și pe **orizontală**.

4. CARACTERISTICILE GENERALE ALE HIDROSTRUCTURILOR (Daniel Scrădeanu)

Hidrostructura este *templul* apei subterane. Aici, în acest templu, apa subterană își conservă rezervele și puritatea.

Cunoașterea *arhitecturii* acestui templu cu toate particularitățile care țin de *geometria* tuturor încăperilor și de *tipurile de materiale* din care este construit permite protecția lui față de agresiunile care proimejduiesc rezervele și puritatea apei subterane găzduite.

Hidrostructurile sunt constituite dintr-un ansamblu finit de terenuri diferențiate după caracteristicile lor geologice (vârstă, litologie, structură etc.) și comportamentul lor în raport cu apa (permeabile, impermeabile), conectate printr-o legătură hidraulică permanentă.

Complexitatea structurilor geologice și varietatea condițiilor hidrodinamice este determinată de:

- formele de dispoziție spațială a rocilor (strate orizontale sau înclinate, domuri, filoane etc.) și a formelor structurale (cute, sinclinale, anticlinale etc.);
- distribuția spațială a parametrilor hidrogeologici (porozitate, permeabilitate etc.);
- condițiile de alimentare și drenaj ale formațiunilor permeabile.

Acviferul este componenta elementară a hidrostructurilor, fiind situat pe prima treaptă într-o scară a complexității hidrogeologice care cuprinde **complexul acvifer**, **suita acviferă** și **bazinul acvifer**.

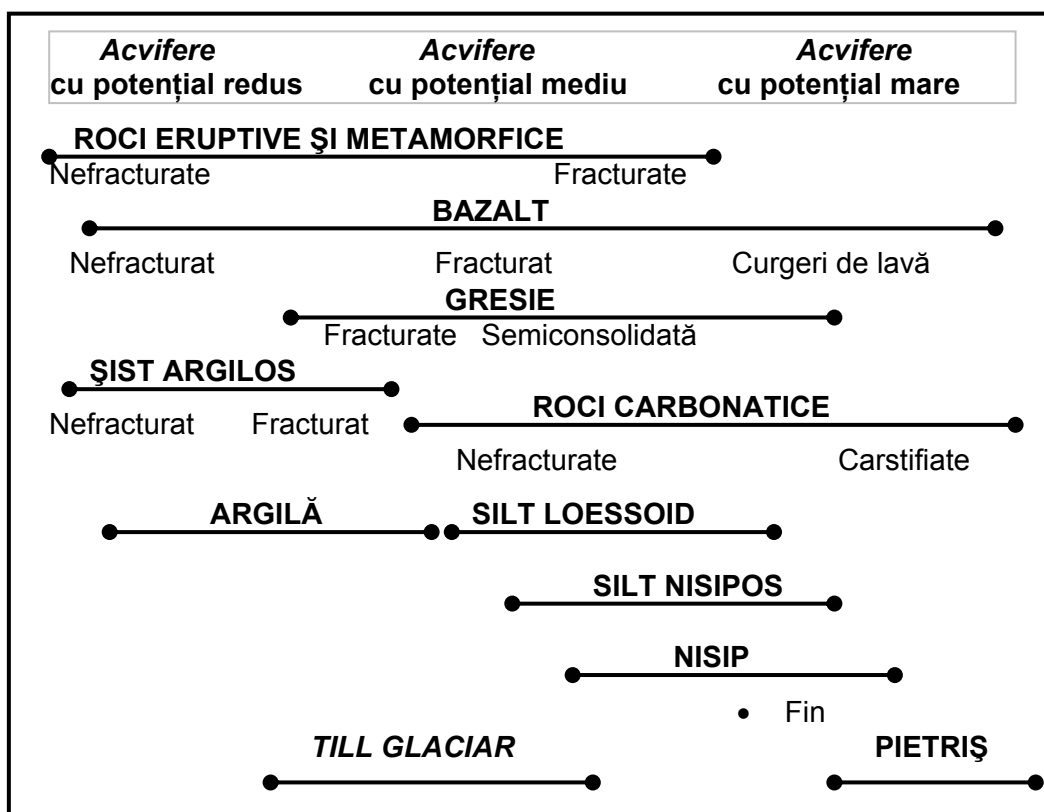


Fig.4.1. Potențialul acviferelor în funcție de litologie (dupa Health, 1983)

Schematizarea este obiectivul principal al analizei caracteristicilor generale ale hidrostructurilor, obiectiv care servește **evaluării cantitative** a proceselor de curgere a apelor subterane.

4.1. Acviferul

Acviferul este partea **saturată** cu apă a unei formațiuni **permeabile suficient de conductoare** pentru a permite **curgerea semnificativă** a unui curent acvifer și captarea **profitabilă** a apei subterane.

În accepțiunea curentă se consideră:

- **suficient de conductoare**, o formațiune cu **conductivitatea hidraulică $K > 0,1 \text{ m/zi}$** ;
- **curgere semnificativă**, o curgere care se produce la un **gradient hidraulic $I > 0,001$** cu o **viteza minimă $v = 0,0001 \text{ m/zi}$** ;

Cele mai productive acvifere sunt cele acumulate în nisipuri și pietrișuri neconsolidate sau în calcare, dolomite și gresii fisurate (**Fig.4.1**).

Acviferele sunt delimitate în culcuș și uneori și în acoperiș (**Fig.4.2**) de terenuri cu **permeabilitate redusă** (mai mică de 10^{-2} darcy ; 1 darcy $= 0,987 \times 10^{-12} \text{ m}^2$), clasificate în trei categorii:

- teren **acvifug**, absolut impermeabil, cu capacități de transfer și stocare nule (marne, argile);
- teren **acvitard (semipermeabil)**, cu capacitate de stocare redusă, din care apa nu poate fi exploatată economic prin foraje de captare dar care permite o curgere semnificativă pentru alimentarea acviferelor adiacente, prin **drenanță** (argile nisipoase, marne nisipoase);
- teren **acviclud**; cu permeabilitate foarte mică, capacitate de stocare redusă, drenanță nesemnificativă pe suprafețe reduse (ex.: zona de influență a testelor hidrodinamice ce pot declanșa fenomene de drenanță) dar semnificativă pe suprafețe extinse pe sute de kilometri pătrați.

Acviferul, ca unitate elementară în scara complexității hidrogeologice, este definit de două proprietăți esențiale:

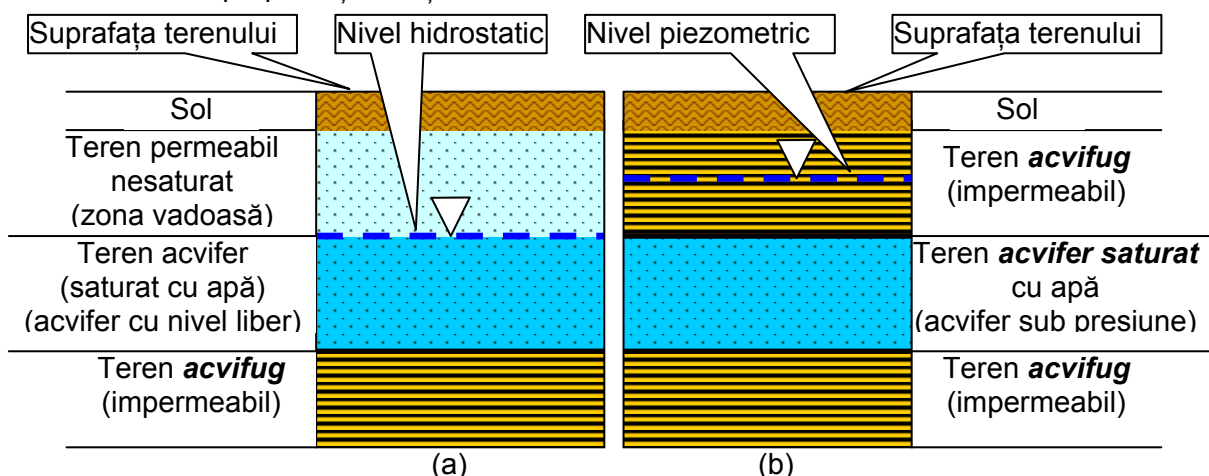


Fig.4.2 Teren acvifug în culcușul unui acvifer cu nivel liber (a) și în acoperișul și culcușul unui acvifer sub presiune (b)

- **saturarea** cu apă a formațiunilor permeabile în care este localizat. (Un strat permeabil nesaturat cu apă nu constituie un acvifer !!!)
- **variația redusă a permeabilității** formațiunilor saturate cu apă, atât pe verticală cât și pe orizontală, astfel încât să nu existe zone cu permeabilități scăzute în care curgerea este foarte lentă. Două strate de calcar și nisip saturate cu apă,

separate de un strat de argilă, constituie două acvifere care pot comunica prin **drenanță** (dacă argila are conductivități hidraulice

$$10^{-3} \text{ cm/s} < K < 10^{-7} \text{ cm/s}).$$

Un **acvifer**, în cele mai multe cazuri, nu este echivalent cu o singură unitate **geologică**, **litologică** sau **stratigrafică**. Două strate de nisip și calcar pot forma două acvifere dacă sunt separate de un strat de argilă (**Fig.4.4a**), sau unul singur dacă sunt în contact direct (**Fig.4.4b**).

Sunt frecvente cazurile în care într-o **unitate geologică**, **litologică** sau **stratigrafică** nu sunt îndeplinite condițiile existenței unui acvifer. Din acest motiv, în cele mai multe cazuri un acvifer nu este echivalent cu o singură unitate geologică, litologică sau stratigrafică.

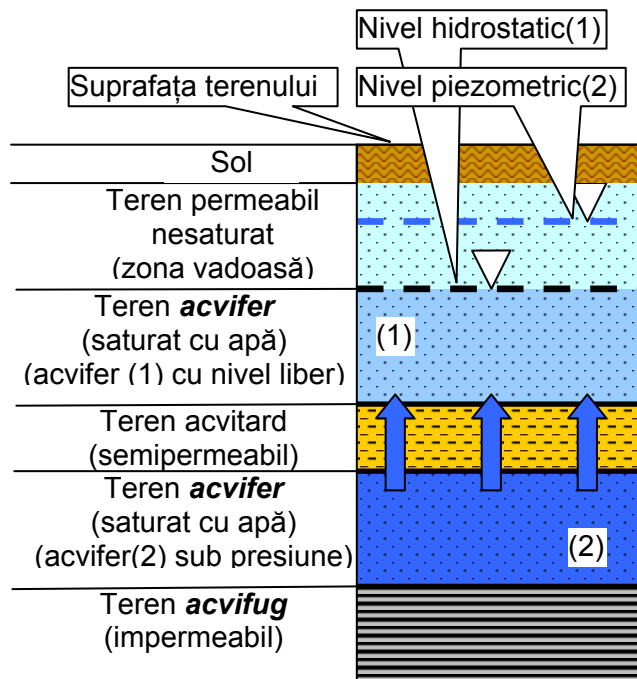


Fig.4.3. Teren acvitar care permite transferul apei dintr-un acvifer în altul, prin drenanță.

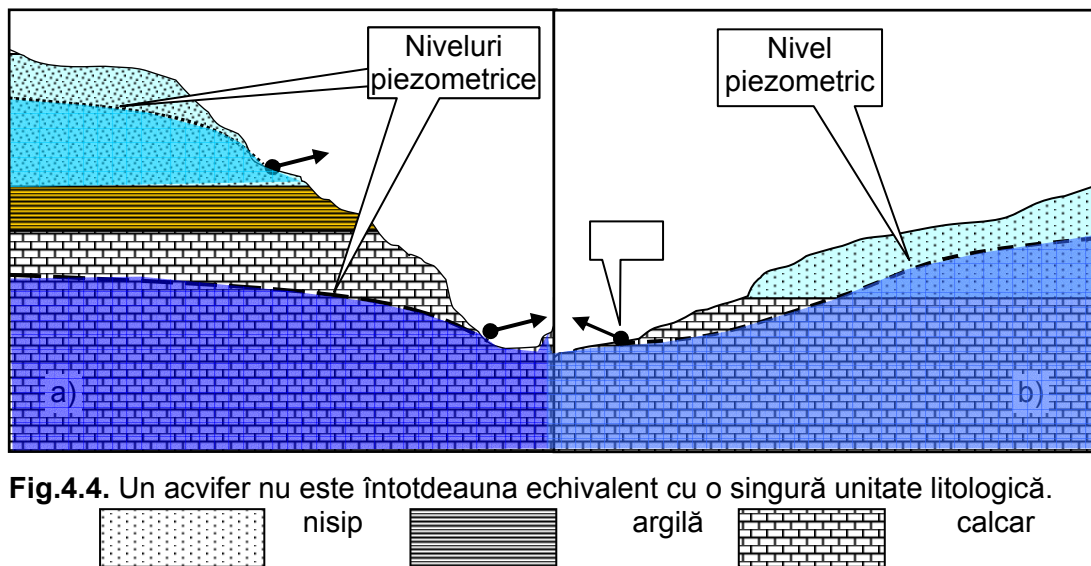
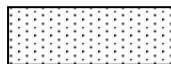


Fig.4.4. Un acvifer nu este întotdeauna echivalent cu o singură unitate litologică.



nisip



argilă



calcar

4.1.1. Funcții și comportamente

Acviferul este un **sistem dinamic** cu **trei funcții** importante:

- funcția de **stocaj** (sau **capacitivă**) realizată prin înmagazinarea sau cedarea apei subterane la variații de volum sau presiune;
- funcția **conductoare** care se finalizează prin transferul volumelor de apă subterană (curgerea cu nivel liber, curgerea sub presiune), a substanțelor minerale și a microorganismelor din zonele de alimentare către cele de drenaj;
- funcția de **schimb fizic** (termic), **chimic** (dizolvare și precipitare) și **biologic** (autoepurare) între apa subterană și roca colectoare.

4.1.1.1. Funcția de stocaj

•
Rezerva stocată în acvifere este controlată de **variația cotei nivelului piezometric** (sarcinii piezometrice).

În **acviferele sub presiune**, modificarea sarcinii piezometrice determină rearanjarea granulelor minerale și variația densității apei din pori. La creșterea presiunii scheletul mineral se va dilata în timp ce apa se va contracta. La scăderea sarcinii piezometrice în acviferele sub presiune, scheletul mineral se comprimă, **porozitatea efectivă** se reduce și apa “suplimentară” este expulzată.

Cantitatea de **apă expulzată din/înmagazinată în** unitatea de volum a formațiunii saturate, la o reducere/creștere unitară a sarcinii piezometrice este exprimată prin **înmagazinarea specifică** sau **coeficientul de înmagazinare elastică** (S_e ; §3.3.4.2).

În **acviferele cu nivel liber** cantitatea de apă stocată depinde de cota până la care formațiunile permeabile sunt saturate. Dacă nivelul piezometric scade apa este eliminată din pori datorită în principal **drenajului gravitațional** și într-o mică măsură datorită compresibilității acviferului.

Capacitatea de înmagazinare/stocare (S_h ; §3.3.4.1) a unui acvifer cu nivel liber de grosime (h) este datorată în principal porozității efective (n_e). Porozitatea efectivă este cu câteva ordine de mărime mai mare decât capacitatea de înmagazinare elastică ($h \cdot S_e$) iar capacitatea de înmagazinare a acviferelor cu nivel liber, practic identică cu porozitatea efectivă, variază în general de la 0,05 până la 0,3.

4.1.1.2. Funcția conductoare

Capacitatea acviferelor de a permite curgerea apei subterane este condiționată de conductivitatea hidraulică a depozitelor permeabile, de extinderea lor și de condițiile hidrodinamice (gradient hidraulic).

Cuantificarea capacității conductoare a unui acvifer se face prin **debitul** (Q) care traversează o **secțiune unitară** (Ω) a acestuia la un **gradient hidraulic unitar** (I) și poartă denumirea de **transmisivitate** (T ; §3.3.5.1)

Debitul transferat prin **secțiunea totală** a acviferului (Ω_{acv}) la gradientul hidraulic al curgerii în regim natural constituie **rezerva dinamică** (R_Q) a acestuia, rezervă ce condiționează debitele exploatabile:

$$R_Q = \Omega_{acv} \cdot K \cdot I_{acv} \quad (4.1)$$

în care

I_{acv} - gradientul hidraulic al curgerii în regim natural are valori reduse:

$$I_{acv} = 0,001 \div 0,01 \quad (4.2)$$

Condiția obligatorie pentru conservarea unui acvifer și exploatarea lui rațională pe termen lung este ca toate captările de apă subterane care funcționează simultan în acel acvifer să nu-i depășească rezerva dinamică.

4.1.1.3. Funcția de schimb

Funcția de **schimb** se referă la procesele de interacțiune, **fizice**, **chimice** și **biologice** care au loc între apa subterană și formațiunile colectoare. Funcția de schimb condiționează calitatea apelor subterane, atât din punct de vedere fizico-chimic cât și biologic.

Datorită abilității de a forma **legături de hidrogen** apa are un număr important de proprietăți unice care îi permit să fie factorul determinant al schimburilor fizice, chimice și biologice între sistemul acvifer și celelalte sisteme (atmosfera, ape de suprafață, formațiuni permeabile și impermeabile).

Procesele **fizice** din acvifere sunt dominate de **transferul termic** care se realizează între formațiunea permeabilă și **apa subterană**, fluidul cu:

- **cea mai mare căldură specifică** (2075 J/kg K ; $585 \text{ cal/g la } 20^\circ\text{C}$), proprietate prin care controlează transferul de căldură între atmosferă și acvifer, între acvifer și rocile prin care circulă apa subterană;
- **cea mai mare căldură latentă de topire** ($334 \times 10^3 \text{ J/kg}$) (cu excepția amoniului), cea mai stabilă temperatură fiind cea de îngheț;
- **cea mai mare capacitate calorică** ($1 \text{ cal/g}^\circ\text{C}$, cu excepția amoniului) prin care contribuie la stabilitatea temperaturii acviferelor și regiunilor geografice.
- **densitatea maximă la temperatura de 4°C** , proprietate prin care restricționează circulația pe verticală în rezervoarele de apă adânci.

Sunt frecvente cazurile când apele subterane ajung în contact cu formațiuni cu temperaturi ridicate și se transformă în ape **geotermale**. Transferul termic accelerează atât pe cel chimic și cât și pe cel biologic (atâta timp cât temperatura nu depășește o anumită limită).

Procesele **chimice** care controlează schimbul între apele subterane și roca colectoare sunt de o mare complexitate și sunt condiționate semnificativ de **viteza** de deplasare a fluidelor. Din acest punct de vedere, reacțiile chimice sunt separate (Rubin, 1983) în:

- **suficient de rapide și reversibile** ca să poată asigura echilibrul chimic în condițiile dinamice naturale ale hidrostructurilor.
- **insuficient de rapide** pentru a se atinge un echilibru chimic în condițiile dinamice din hidrostrucură și din acest motiv **ireversibile**.

Ambele categorii de reacții chimice sunt afectate semnificativ de **numărul fazelor** implicate și de procesele de **interfață**.

Procesele de **sorbție** a substanțelor organice și anorganice, condiționate în principal de natura litologică a formațiunilor prin care circulă apele subterane, controlează într-o proporție importantă procesele de schimb chimic.

Funcția de **schimb biologic** este condiționată de trei din proprietățile excepționale ale apei:

- **excelent solvent** - asigurând transferul nutrienților și produselor degradate (deșeuri) favorizând desfășurarea proceselor biologice;
- **cea mai mare tensiune superficială** ($\sigma = 0,073 \text{ N/m}$ (apa – aer)) – factor de control al proceselor fiziologice (fenomenele de contact);
- **transparență** pentru radiațiile din spectrul vizibil și cel ultraviolet cu lungime de undă mare, necesare procesului de fotosinteză.

Multe din reacțiile chimice care au loc în apă, în special cele care implică substanțe organice și procese de oxido-reducere se desfășoară prin intermediul microorganismelor (**fungi, alge, bacterii**: autotrofe, heterotrofe, aerobe, anaerobe).

Procesele **biologice** contribuie la degradarea în principal a moleculelor organice dizolvate în apă, degradare care se produce printr-o largă gamă de reacții (substituție, oxidare, reducere etc.) și ai cărei ultiți produși sunt dioxidul de carbon și

apa. Procesele biologice contribuie semnificativ la **autoepurarea** apelor subterane alături de procesele fizice și chimice.

Funcția de schimb a acviferelor este unul din principalele capitole ale **Chimiei ambientale**, știință care se ocupă cu studiul surselor, reacțiilor, transferului, efectelor și destinației substanțelor chimice din apă, sol și aer (Manahan S., 1991).

Acviferul asigură **regularizarea** și compensarea naturală a **debitelor**, caracteristicilor **geochimice** și **hidrobiologice** ale apelor subterane prin trei tipuri de **comportamente** rezultate din reacția sa la perturbările naturale sau artificiale ale echilibrului interior al sistemului:

- **Comportamentul hidrodinamic** controlează simultan **rezerva** de ape subterane și **dinamica** acestora. Prin posibilitatea de variație a rezervelor, acviferul are față de curgerea subterană un rol de **regularizare** comparabil cu cel al lacurilor de acumulare pentru debitele cursurilor de apă de suprafață. Puterea de regularizare a apelor subterane este de zeci de ori mai mare decât a celor de suprafață iar durata pe care se resimte acest fenomen depășește în mod frecvent un deceniu.
- **Comportamentul hidrochimic** rezultat din combinarea funcției de **schimb fizico-chimic** cu cea **conductoare**, condiționează compoziția chimică a apelor subterane prin schimburile apă – mediu: schimburile termice între acviferele profunde ale bazinelor sedimentare, schimburile de săruri minerale etc.
- **Comportamentul hidrobiologic** rezultat din combinarea funcției de **schimb biologic** cu cea **conductoare** și este responsabilul calității bacteriologice a apelor subterane, manifestându-se în terenurile cu capacitate de **autoepurare**.

4.1.2. Criterii de clasificare a acviferelor

Clasificarea hidrostructurilor în funcție de **criterii** judicios alese este un instrument necesar pentru:

- elaborarea **metodologiilor de investigare** a hidrostructurilor;
- **modelarea matematică** a curgerii apelor subterane;
- estimarea **rezervelor și resurselor** hidrostructurilor;
- **protecția și remedierea** calității apelor subterane

Metodele de investigare presupun pentru fiecare clasă de acvifere o serie de lucrări de cercetare specifice, necesare măsurării/determinării caracteristicilor **geometrice** (grosimi, cote), **parametrice** (porozitate/fisurație, conductivitate hidraulică/permeabilitate etc.) și **hidrodinamice** (sarcină piezometrică, viteză reală de curgere, morfologia spectrului hidrodinamic, variația debitului de-a lungul direcției de curgere etc.). Există diferențe semnificative de abordare a cercetării acviferelor **granulare** și a celor **carstice**, a acviferelor cu **nivel liber** și a celor sub presiune (**ascensionale/arteziene**), a **acviferelor geotermale** și a celor **minerale** etc.

Modelarea matematică presupune elaborarea **ecuațiilor curgerii apelor subterane** în condiții de **schematizare drastică** a caracteristicilor acesteia. Diferențierea acviferelor după caracteristicile esențiale ale curgerii apelor subterane (morfologia spectrului hidrodinamic, conservarea debitului de-a lungul direcției de curgere, variabilitatea în timp a parametrilor hidrodinamici etc.) și definirea cu precizie a **domeniului de aplicabilitate** a ecuațiilor diferitelor modele matematice este unul din obiectivele principale ale clasificării acviferelor. Complexitatea modelelor matematice crește o dată cu complexitatea tipului de acvifer: cu nivel liber/sub presiune, izotrop/anizotrop, omogen/neomogen etc.

Estimarea rezervelor și resurselor acviferelor este de cele mai multe ori finalizarea investigării hidrogeologice a acviferelor. Modalitățile de estimare a volumelor de apă eliberate la o variație a nivelului piezometric sunt net diferențiate după categoria în care este încadrat acviferul căruia i se estimează rezervele (cu

nivel liber sau sub presiune). Coeficientul de înmagazinare elastică al **acviferelor sub presiune** este de 1000 până la 10000 de ori mai mic decât cel al **acviferelor cu nivel liber** (G. de Marsily, 1986).

Protecția și remedierea calității apelor subterane se diferențiază net în funcție de tipul acviferului. Mult **mai vulnerabile la poluare** decât **acviferele sub presiune**, **acviferele freatice cu nivel liber** pot fi mai ușor depoluate deoarece de cele mai multe ori sunt acumulate în depozite granulare grosiere în care tehnologiile de remediere sunt mult mai eficiente. Protecția și remedierea calității apei **acviferelor carstice** este una din problemele cele mai complexe ale **hidrogeologiei aplicate**.

Exploatarea resurselor hidrostructurilor în condițiile **conservării și protecției** acestora presupune utilizarea unei metodologii adecvate de cercetare și a unor modele matematice, alese pe baza încadrării corecte a acviferelor în **clasificările standard**.

Criteriile principale utilizate pentru realizarea clasificărilor hidrodinamice standard ale acviferelor sunt:

- litologia terenurilor permeabile;
- variabilitatea parametrilor terenurilor permeabile;
- starea energetică a apelor subterane;
- gradul de deschidere hidrogeologică;

4.1.2.1. Litologia terenurilor permeabile

Condițiile de acumulare ale apelor subterane sunt caracterizate în principal prin **litologia** terenurilor permeabile care constituie faza solidă a acviferelor și **structura geologică** a acestora.

Litologia, parametru care condiționează geometria spațiului în care se stochează și prin care curge apa subterană, este utilizată pentru clasificarea hidrostructurilor în:

- structuri acvifere în sedimente neconsolidate
- structuri acvifere în sedimente consolidate/roci sedimentare
- structuri acvifere în roci intruzive, metamorfice și vulcanice

Marea varietate a condițiilor de acumulare determinate de **litologia** terenurilor permeabile și **structura** lor geologică conduce la o mare diversitate a hidrostructurilor.

•

4.1.2.2. Variabilitatea parametrilor

Variabilitatea spațială a parametrilor acviferelor este obiectul unei laborioase metodologii de schematizare prin care acviferele reale sunt echivalate cu modele simple utilizate în modelele matematice de evaluare a curgerii apelor subterane.

În funcție de variabilitatea parametrilor formațiunilor permeabile în domeniul studiat, de la un punct la altul și pe diferite direcții, acviferele sunt clasificate în:

- **acvifere omogene și izotrope** în care valoarea parametrilor este aceeași pentru toate punctele domeniului iar variabilitatea este constantă pe toate direcțiile (**Fig.4.5a**);
- **acvifere neomogene și izotrope** în care valoarea parametrului este diferită de la un punct la altul iar variabilitatea este constantă pe toate direcțiile (**Fig.4.5b**);
- **acvifere omogene și ortotrope** în care valoarea parametrului este aceeași în toate punctele domeniului iar variabilitatea se modifică în funcție de

direcție: există două direcții **ortogonale**, una de variabilitate **maximă** și alta de variabilitate **minimă** iar raportul lor este **constant** (Fig.4.5c);

- **acvifere neomogene și ortotrope** în care valoarea parametrului este diferită de la un punct la altul iar variabilitatea se modifică în funcție de **direcție**: există două direcții **ortogonale**, una de variabilitate **maximă** și alta de variabilitate **minimă** iar raportul lor este **constant** (Fig.4.5d);
- **acvifere neomogene și anizotrope** în care valoarea parametrului este diferită de la un punct la altul iar variabilitatea diferă în funcție de **direcție** (Fig.4.5e).

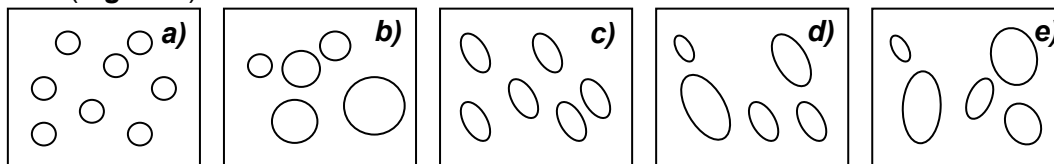


Fig.4.5. O schematizare geometrică a variabilității parametrice în spațiul 2D (valoarea parametrului este proporțională cu raza cercului/elipsei) :

a) mediu omogen și izotrop; **b)** mediu neomogen și izotrop; **c)** mediu omogen și ortotrop (elipsele sunt identice și au semiaxe mari paralele); **d)** mediu neomogen și ortotrop (elipsele nu sunt identice, semiaxe mari sunt paralele iar raportul dintre semiaxa mare și mică este constant); **e)** mediu neomogen și anizotrop (elipsele sunt diferite, raportul semiaxelor și orientarea axelor mari ale elipselor sunt diferite).

Cele mai frecvente situații întâlnite sunt desigur cele ale **acviferelor neomogene și anizotrope**. În funcție de **extinderea** acviferului, de **amplitudinea** variabilității și de **eroarea admisă** pentru estimări se pot neglija variabilitatea direcțională și punctuală și schematiza variabilitatea în favoarea aplicării unei scheme de calcul simplificate. De obicei acviferele sunt încadrate în una din clasele:

- **acvifere omogene și izotrope**
- **acvifere neomogene și ortotrope**

Soluționarea **numerică** a ecuațiilor modelelor matematice permite descrierea **detaliată** a variabilității spațiale a parametrilor prin împărțirea domeniului studiat în subdomenii cu caracteristici constante.

4.1.2.3. Starea energetică a apei subterane

Energia totală de care dispune apa subterană pentru a se deplasa în mediul permeabil are trei componente: **energia mecanică**, **energia termică** și **energia chimică**.

Pentru variațiile mici de temperatură și de concentrație în majoritatea acviferelor, energia mecanică este cea care deplasează apa subterană. **Energia mecanică a apelor subterane** are trei componente, care exprimate pentru o **unitate de volum de fluid** (V) sunt:

- energia cinetică:

$$E_{cv} = \frac{m \cdot v^2}{2 \cdot V} = \frac{\rho \cdot V \cdot v^2}{2 \cdot V} = \frac{\rho \cdot v^2}{2} \quad (4.3)$$

- energia potențială gravitațională:

$$E_{pv} = \frac{m \cdot g \cdot z}{V} = \frac{\rho \cdot V \cdot g \cdot z}{V} = \rho \cdot g \cdot z \quad (4.4)$$

- energia potențială a unității de volum de fluid rezultată din presiunea apei (P ; unitatea de măsură pentru presiune este N/m^2 sau exprimată sub forma $N \cdot m/m^3$ poate fi asimilată cu energia potențială pe unitatea de volum de fluid):

$$P = \frac{F}{A} \quad (4.5)$$

în care

v - viteza de deplasare a apei subterane;

g - accelerația gravitațională;

z - cota centrului de greutate a masei de apă m ;

F - forța care acționează perpendicular pe suprafața A ;

Energia totală pentru unitatea de volum de apă, rezultată prin însumarea componentelor exprimate prin ecuațiile (4.3), (4.4) și (4.5) și divizată prin ρ conduce la **ecuația lui Bernoulli**, care exprimă energia totală pe unitatea de masă m este:

$$E_{tm} = \frac{v^2}{2} + g \cdot z + \frac{P}{\rho} \quad (4.6)$$

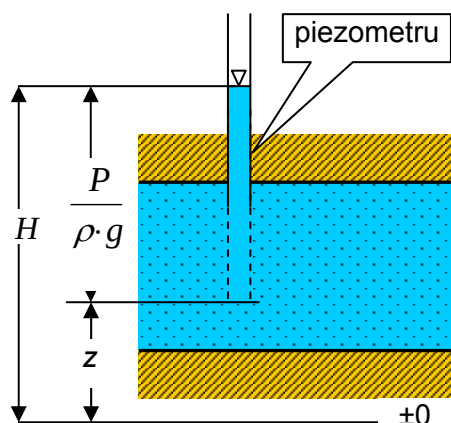


Fig.4.6 Piezometru executat într-un acvifer, delimitat în acoperiș și culcuș de terenuri impermeabile.

Pentru o curgere ai cărei parametri nu se modifică în timp (**curgere staționară**) și o unitate de volum de **apă incompresibilă** ($m = \rho$) divizată prin $(\rho \cdot g)$, **energia totală** exprimată în unități de energie raportate la unități de greutate (adică $\frac{\text{Joule}}{\text{Newton}} = \text{metru}$) este cunoscută sub denumirea de **sarcină piezometrică** (H) și are expresia:

$$H = \frac{v^2}{2 \cdot g} + z + \frac{P}{\rho \cdot g} = \text{const.} \quad (4.7)$$

Măsurarea sarcinii piezometrice a apelor subterane se face cu ajutorul unui foraj de diametru redus (**piezometru**) care interceptează acviferul (zona permeabilă saturată cu apă; **Fig.4.6**).

Sarcina piezometrică este numeric egală cu **cota** la care se ridică apa în piezometru, măsurată de la reperul de **cotă zero** (± 0).

Componenta cinematică ($\frac{v^2}{2 \cdot g}$) este neglijabilă și nu a fost reprezentată

grafic deoarece viteza cu care se deplasează apele subterane în regim natural este de ordinul zecilor de metri pe an, situație în care această componentă are valori de ordinul $10^{-12} - 10^{-10}$ m.

În funcție de raportul între **sarcina piezometrică** (H) și cotele **suprafeței topografice** și ale **acoperișului acviferelor**, acestea pot fi clasificate în:

- **acvifere cu nivel liber;**
- **acvifere sub presiune**
 - **ascensionale;**
 - **arteziane.**

Acvifere cu nivel liber

Acviferul cu nivel liber este acumulat în terenuri permeabile care se dezvoltă uniform până la suprafață topografică.

Precipitațiile se infiltrează prin terenurile permeabile și le **saturează** până la un anumit nivel numit **nivel hidrostatic/ piezometric**, deasupra căruia se află o zonă nesaturată numită zona de aerare/vadoasă (Fig.4.7).

Zona **saturată** cu apă cuprinsă între culcușul impermeabil și nivelul hidrostatic constituie **acviferul cu nivel liber**.

Cota nivelului hidrostatic (H - sarcina piezometrică) a acviferului cu **nivel liber** este mai mică decât cota suprafeței topografice și nivelul hidrostatic este plasat în **interiorul** terenurilor permeabile în care este acumulat acviferul.

Morfologia nivelului hidrostatic al acviferelor cu nivel liber este influențată și de morfologia suprafeței topografice. Apa subterană este drenată gravitațional spre punctele de cotă topografică minimă (baza locală de eroziune) unde se manifestă prin **izvoare** sau alimentează rețeaua hidrografică.

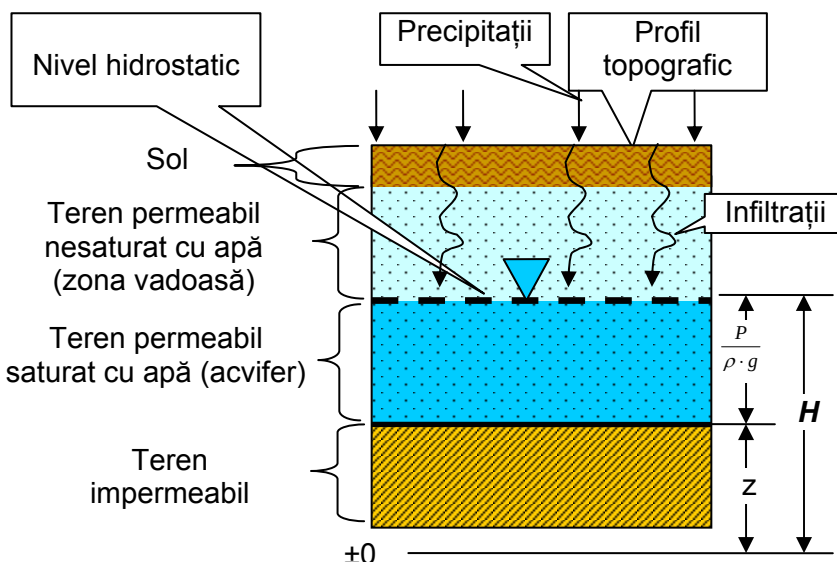


Fig.4.7 Acvifer cu nivel în terenuri permeabile granulare și componentele sarcinii piezometrice.

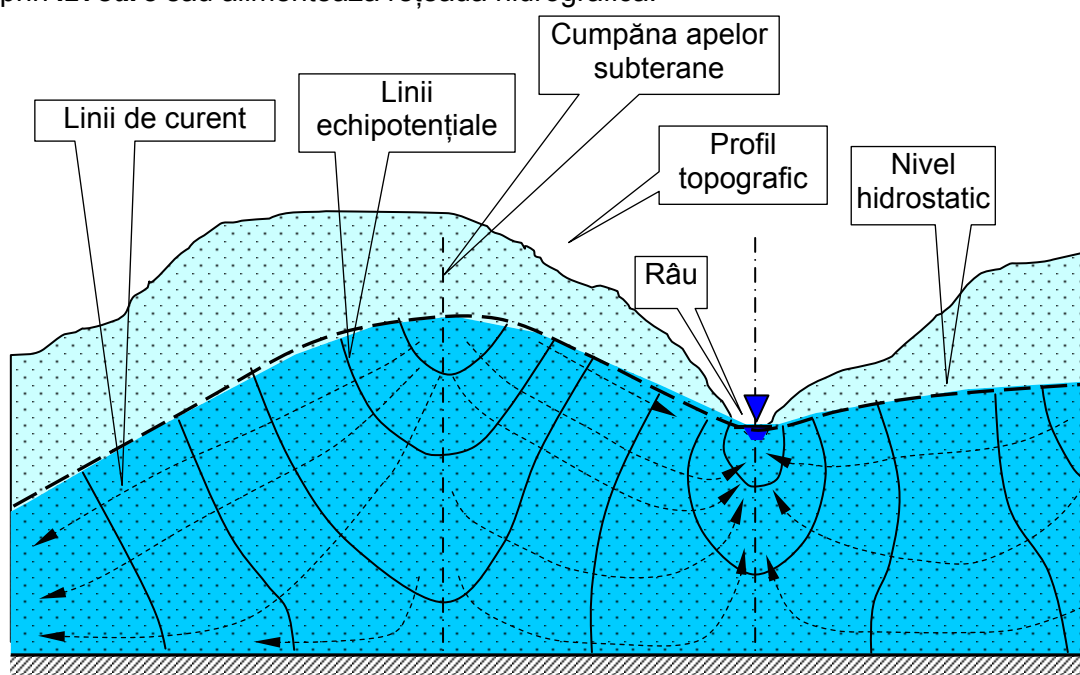


Fig.4.8 Acvifer cu nivel liber într-un interfluviu

Acviferele din interfluvii (**Fig.4.8**) sunt exemple clasice de acvifere freatice, alimentate prin infiltrații pe toată suprafața de dezvoltare și drenate de rețeaua hidrografică. Pentru aceste acvifere este caracteristică prezența unui **punct de cumpănă a apelor subterane** de la care curgerea este divergentă.

Distribuția spațială a sarcinii piezometrice – figurată în spațiu 2D prin linii de egală sarcină piezometrică, numite **echipotențiale** - este cea care determină deplasarea apelor subterane, tendința fiind aceea de uniformizare a distribuției energiei. Din acest motiv, deplasarea apei subterane în câmp gravitațional se face totdeauna de la sarcină piezometrică mare spre sarcină piezometrică mică, de-a lungul **liniilor de curent** care într-un mediu **izotrop** sunt **ortogonale** cu **liniile echipotențiale** (**Fig.4.8**).

Acvifere sub presiune

Acviferul sub presiune

este acumulat în terenuri permeabile care sunt delimitate în **acoperiș** de terenuri impermeabile sau semipermeabile și nivelul piezometric se găsește la cote superioare acoperișului.

Terenul permeabil sau semipermeabil din acoperiș este în totalitate saturat cu apă iar asupra lui se exercită o presiune (p) echivalentă cu coloana de apă rezultată din diferența între sarcina piezometrică (H) și cota acoperișului (z ; **Fig.4.9**).

Apa din acviferul sub presiune este la o presiune mai mare decât cea atmosferică.

Acviferele sub presiune, în funcție de valoarea sarcinii piezometrice pot fi:

- acvifere arteziene
- acvifere ascensionale

Dacă sarcina piezometrică a apei subterane este mai mare decât cota suprafeței topografice acviferul este numit **artezian** (de la regiunea Artois din Franța

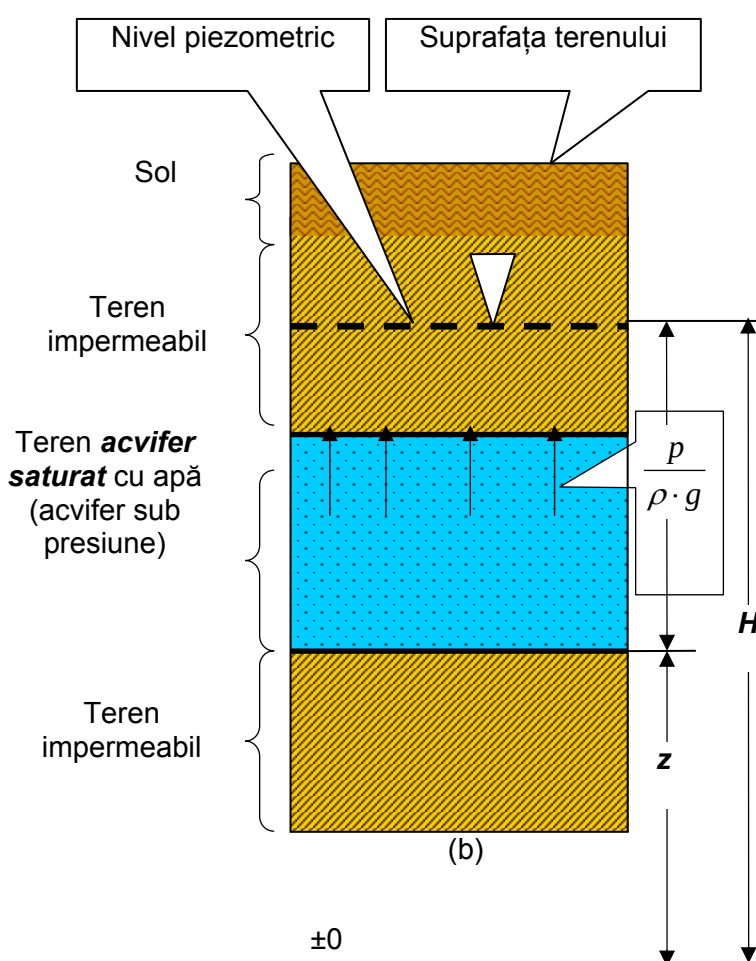


Fig.4.9 Acvifer sub presiune și componentele sarcinii piezometrice

unde fenomenul este pentru prima oară consemnat) iar dacă este mai mică este numit **ascensional** (Fig.4.10).

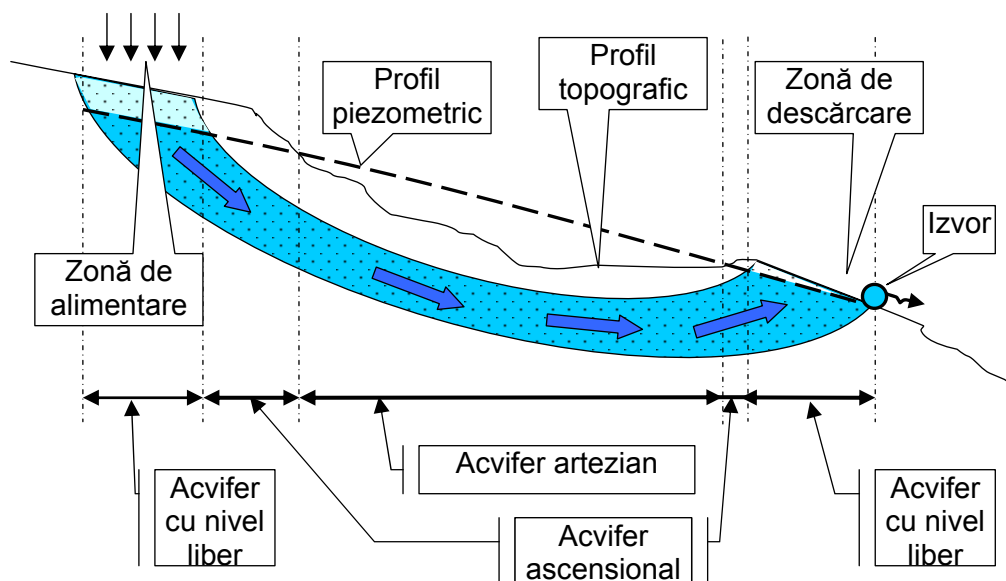


Fig.4.10. Structură acviferă sinclinală în care regimul de curgere este cu nivel liber, ascensional și artezian, în funcție de raportul între profilul piezometric și cel topografic

Acviferele sub presiune și stratele impermeabile care le separă, în marile structuri geologice formate din roci precuaternare și mai rar cuaternare constituie bazine de ape sub presiune care în funcție de condițiile structurale sunt separate în:

- bazine sub presiune de platformă
- bazine sub presiune din depresiunile premuntoase
- bazine sub presiune din structurile cutate
- bazine sub presiune din depresiunile intramuntoase.

Bazinele sub presiune de platformă sunt localizate în structurile tectonice ale sineclizelor și se caracterizează prin suprafețe foarte mari ca extindere (zeci sau sute de kilometri pătrați), prin înclinări foarte mici ale stratelor de la periferie spre centrul bazinului și grosimi mari ale orizonturilor acvifere. **Rezervele statice** ale bazinelor sub presiune din platforme sunt mari iar compoziția chimică a apelor este foarte variată. Astfel de bazine acvifere în România sunt în Platforma Moesică.

Bazinele sub presiune din depresiunile premuntoase sunt localizate în structurile slab cutate din zona orogenică și de platformă. Ele se caracterizează prin extindere mare, domeniul de alimentare găsindu-se în apropierea zonei muntoase, iar cel de descărcare în văile râurilor din depresiunile premuntoase. Apele acestor bazine, în condițiile unor structuri închise din punct de vedere hidrogeologic au presiuni mari iar în structurile anticlinale pot fi asociate cu zăcăminte de petrol și gaze. În România astfel de bazine se întâlnesc în marile acumulări piemontane de depozite detritice care formează adevărate platforme (Platforma Cotmeana, Platforma Căndești).

Bazinele sub presiune din structurile cutate se caracterizează prin dimensiuni reduse, înclinări mari ale stratelor, afundarea acviferelor în zonele sinclinale și existența unui sistem de dislocații disjunctive. Stratele permeabile au grosimi reduse și prezintă frecvente variații litologice pe verticală și orizontală. Domeniile de alimentare și descărcare se găsesc la distanțe relativ reduse. Datorită erodării zonelor axiale ale anticlinalelor, acestea funcționează ca domenii de alimentare, iar bazinul sub presiune este localizat în limitele sinclinalelor.

În astfel de bazine, prin efilarea straturilor permeabile pe înclinare se formează un rezervor de ape subterane sub presiune, care se drenează numai în momentul în care cota nivelului piezometric a ajuns la cota topografică prin saturarea completă a stratului permeabil (**Fig.4.11**).

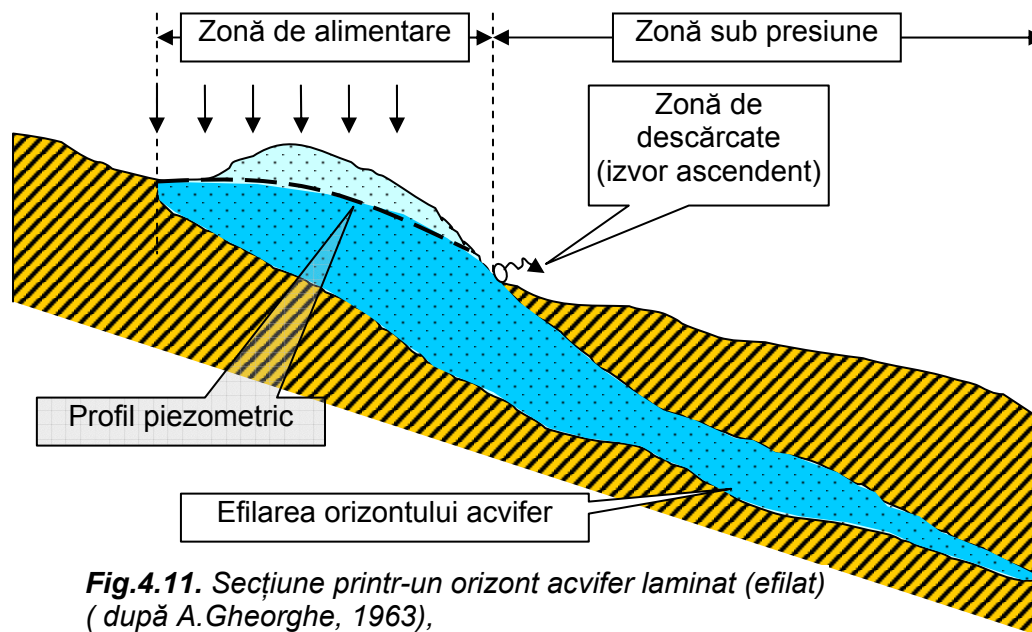


Fig.4.11. Secțiune printr-un orizont acvifer laminat (efilat)
(după A.Gheorghe, 1963),

Prezența unor astfel de orizonturi acvifere laminate, datorită dezvoltării locale nu este totdeauna pusă în evidență prin foraje de explorare și pot provoca inundarea lucrărilor miniere care le intercepțiază. Astfel de situații se întâlnesc frecvent în exploatările de lignit din România.

Bazinele sub presiune din șesurile și depresiunile intramuntoase sunt legate de structurile orogenice și sunt localizate în zonele depresiunare colmatate cu depozite detritice post-tectonice. Drenarea apelor subterane este redusă și se realizează la nivelul cotelor de eroziune locală. În astfel de bazine presiunile hidrostatice sunt relativ mari, acviferele având de cele mai multe ori caracter artezian. În România astfel de bazine se întâlnesc în bazinele post-tectonice ale Carpaților Orientali (bazinul Gheorghieni, bazinul Ciucului inferior și superior, Țara Bârsei etc.).

4.1.2.4. Gradul de deschidere hidrogeologică

După gradul de deschidere hidrogeologică care afectează în mod special **resursele** acviferelor, se pot separa:

- hidrostructuri deschise;
- hidrostructuri parțial deschise;
- hidrostructuri închise.

O astfel de clasificare a hidrostructurilor este utilă pentru **hidrogeologia minieră**, pentru exploatarea **apelor geotermale** și **minerale**. Gradul de deschidere hidrogeologică condiționează **resursele** acviferelor care trebuie drenate sau asecate, **regimul de exploatare** pentru protecția zăcămintelor de ape geotermale și minerale.

Hidrostructuri deschise

Hidrostructurile deschise cu **nivel liber** sunt plasate deasupra bazei locale de eroziune, afloră pe suprafețe mari sau sunt acoperite cu depozite permeabile și de grosime mică astfel încât alimentarea prin infiltrații este semnificativă. Drenajul gravitațional al hidrostructurilor deschise cu nivel liber este deosebit de activ și se face de obicei prin linii de izvoare (**Fig.4.12**).

Hidrostructurile deschise **sub presiune** au domenii de alimentare extinse și condiții favorabile pentru menținerea și regenerarea resurselor elastice. De obicei sunt în conexiune hidrodinamică cu alte sisteme acvifere iar resursele elastice sunt generate atât prin decompresia apei cât și prin compactarea mediului poros (G. de Marsily, 1986).

Hidrostructurile deschise **fisurale** au energie elastică redusă, domeniu de alimentare redus și condiții nefavorabile regenerării resurselor elastice care se formează în principal pe seama elasticității apei.

Hidrostructuri parțial deschise

Hidrostructurile parțial deschise sunt plasate între baza locală de eroziune și cea regională. Sunt caracterizate prin proprietăți filtrante reduse și pot fi localizate atât în zona schimbului activ de ape cât și în zona schimbului lent de ape.

Caracterul parțial deschis al hidrostructurii poate fi realizat local prin accidente structurale care favorizează conexiuni hidrodinamice cu acvifere plasate deasupra bazei locale de eroziune (falii permeabile: **F**; **Fig.4.12**).

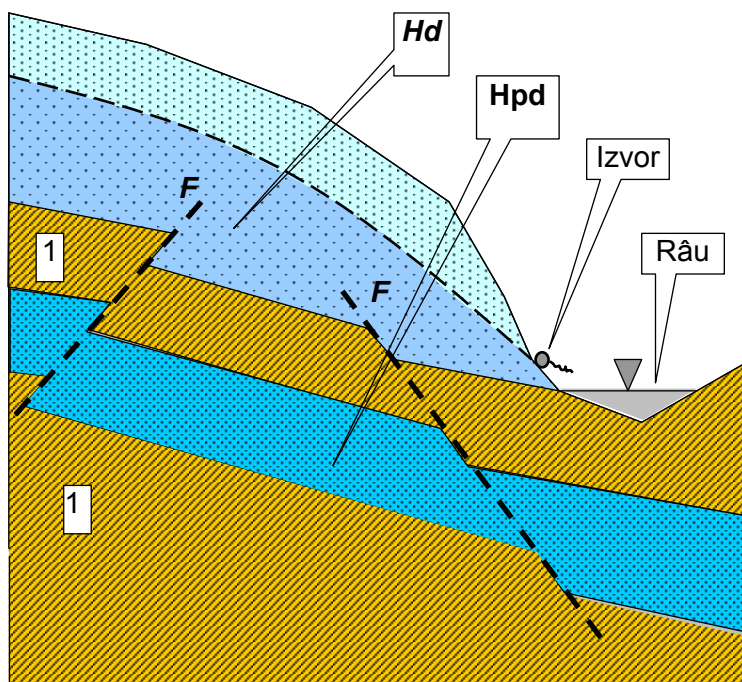


Fig.4.12. Hidrostructură parțial deschisă (**Hpd**) pusă în conexiune hidrodinamică, prin falii, cu o hidrostructură deschisă (**Hd**).

1-formațiuni impermeabile; F- falie permeabilă.

Hidrostructuri închise

Hidrostructurile închise se dezvoltă sub baza regională de eroziune și sunt izolate în acoperiș de depozite impermeabile groase. Sunt plasate atât în zona schimbului lent de ape cât și în zona apelor stagnante.

Hidrostructurile închise, datorită domeniului de alimentare redus au energie elastică limitată. Condițiile de menținere și regenerare a resurselor sunt nefavorabile iar legătura cu alte acvifere este foarte slabă sau lipsește.

4.2. Hidrostructuri în sedimente neconsolidate

Sedimentele neconsolidate favorabile dezvoltării **acviferelor** sunt cele depuse în domeniul continental, în particular cele **fluviale** și **glaciare**.

Sedimentele depuse în domeniul fluvial sunt reprezentate prin **aluvioni** (de la bolovănișuri până la nisipuri și mături) iar cele depuse în domeniul glacial prin **depozite glaciare** (morene, depozite glaciare lacustre).

Sedimentele neconsolidate reprezentate prin nisipuri groșiere, pietrișuri și bolovănișuri au cele mai mari conductivități hidraulice și se plasează de cele mai multe ori în vecinătatea surselor de alimentare a acviferelor (râuri și lacuri).

În aceste sedimente, **aluvioni** sau **depozite glaciare**, sunt acumulate **acvifere** cu potențial hidrodynamic semnificativ. Plasate în zona schimbului activ de ape, aceste acvifere au o mare vulnerabilitate la poluare dar și un potențial de autoepurare considerabil.

4.2.1. Acvifere aluvionare

Acviferele din aluviunile neconsolidate ale cursurilor de apă sunt **acvifere cu nivel liber, suspendate** sau **susținute**. Sedimentarea aluviunilor neconsolidate ale cursurilor de apă în domeniul fluvial se realizează în două spații distincte: **albia** propriu zisă și **luncile** inundabile.

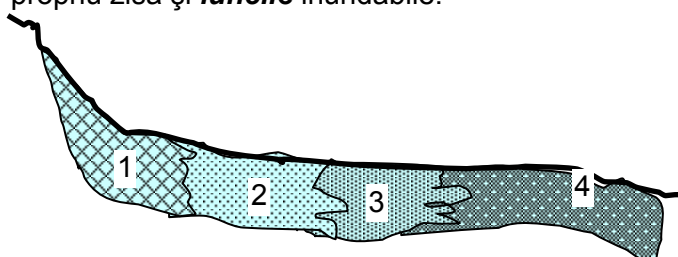


Fig. 4.13. Asociațiile litologice caracteristice în profilul longitudinal al unui râu:

1 - aluviuni în zone montane (bolovănișuri); 2 - aluviuni în zone de piemont (pietrișuri); 3 - aluviuni în zone de câmpie (nisipuri și mături); 4 - aluviuni în zone deltice (mături și nisipuri) (după D.Rădulescu, 1979).

Depunerile **albiilor** sunt constituite din material grosier (pietriș, nisip grosier) cu stratificație oblică și cu o sortare specifică poziției în profilul longitudinal al râului (**Fig.4.13**). În luncile inundabile se depune material foarte fin (silt, argilă).

4.2.1.1. Acvifere suspendate cu nivel liber

Aluviunile depuse pot fi retransportate de cursul de apă, erodate și depuse în alte

meandre. Prin avansarea eroziunii în aluviunile depuse anterior se formează **terase** în care sunt acumulate **acvifere suspendate cu nivel liber** ce se descarcă prin **izvoare de terasă** (**Fig. 4.14**). Acviferele suspendate nu sunt în legătură hidraulică directă cu un curs de apă de suprafață care să-l alimenteze sau dreneze (vezi **Fig. 4.16** și **Fig.4.17**).

Acvifere suspendate cu nivel liber apar în depozitele aluvionare și atunci când o lentilă de argilă formează local, un strat cu permeabilitate redusă în zona nesaturată a unui acvifer cu nivel liber (**Fig.4.15**).

Acviferul suspendat este alimentat prin infiltrații în perioadele ploioase și drenat lateral sau prin drenanță. Dacă se execută foraje care traversează lentila argilooasă care constituie culcușul acviferului

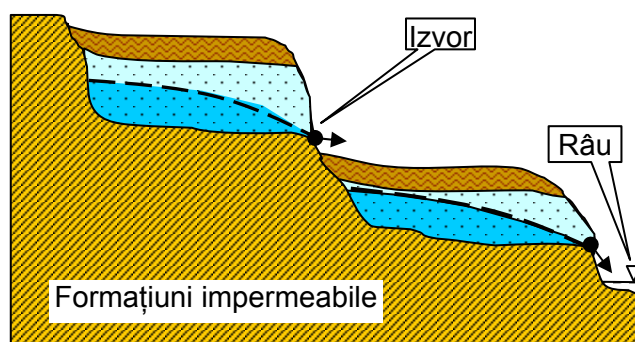


Fig. 4.14. Izvoare de terasă

suspendat, apa acviferului suspendat este drenată prin calea de acces deschisă de foraje, spre acviferul freatic aflat sub cel suspendat.

Acvifere cu nivel liber susținute

Aluviunile depuse în albia minoră, de-a lungul cursurilor de apă de suprafață,

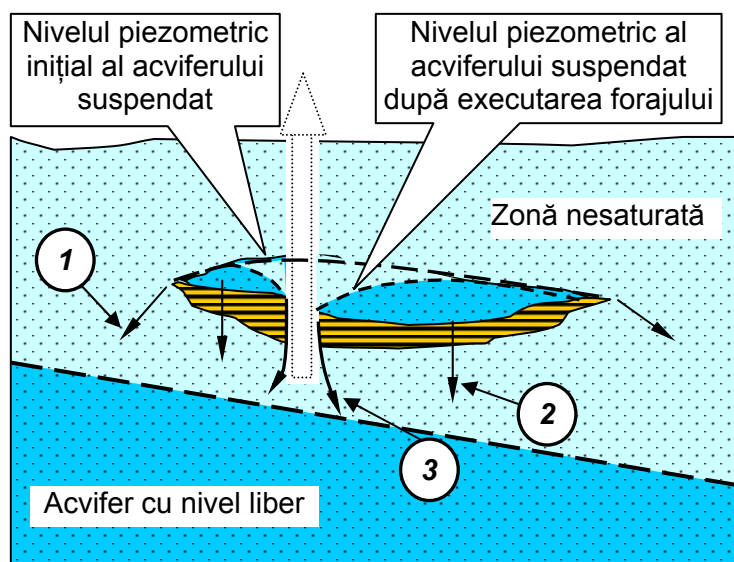


Fig. 4.15 Căile de drenare ale apei dintr-un acvifer cu nivel liber suspendat, aflat în zona nesaturată a unui acvifer cu nivel liber:

- 1 – Drenanță laterală;
- 2 – Drenaj prin drenanță (lentila de argilă semipermeabilă);
- 3 – Drenaj prin gaura de sondă care traversează lentila argiloasă semipermeabilă)

acviferul;

- în perioadele de ape mici râul este alimentat de acvifer.

Variația lățimii acestor acvifere influențează atât potențialul cât și relațiile hidrodinamice cu rețeaua hidrografică. La intrarea într-o câmpie aluvionară, acolo unde lățimea acviferului este redusă, gradientii hidraulici ai curgerii sunt mari și, de regulă, acviferul este alimentat de râu (Fig.4.17a).

Pe măsură ce lățimea acviferului crește, dacă nu apar modificări importante ale conductivității hidraulice, gradientii hidraulici se reduc, deoarece debitul curentului acvifer se distribuie

generează **acvifere cu nivel liber susținute** aflate în comunicare hidrolică directă cu acestea. Un exemplu clasic este unul din cele mai mari acvifere din Franța, cel din albia minoră a râului Rin (de Marsily 1986). Depozitele aluvionare în care se dezvoltă acest acvifer cu nivel liber au **grosimi** până la 100m și sunt reprezentate prin nisipuri grosiere, pietrișuri și bolovănișuri.

Comunicarea hidrolică directă între acviferele cu nivel liber din aluviunile luncii minore și râu este în ambele sensuri și ea este cauza principală a vulnerabilității la poluare a acestor acvifere (Fig. 4.16):

- în perioadele de ape mari râul alimentează

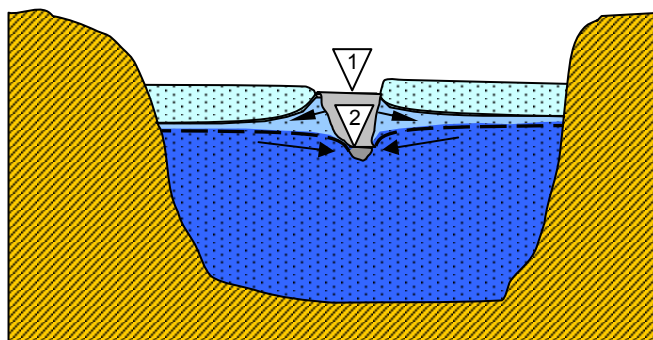


Fig. 4.16. Relația hidrodinamică directă între un acvifer aluvionar cu nivel liber și un curs de apă de suprafață (1 – râul alimentează acviferul în perioadele de ape mari; 2 – acviferul alimentează râul în perioadele de ape mici).

pe o secțiune mai mare iar acviferul și râul sunt în echilibru hidrodinamic (cota nivelului piezometric al acviferului este egală cu cea a nivelului apei din râu; **Fig.4.17b**).

În aval, la reducerea lățimii acviferului, gradientii hidraulici ai curgerii subterane cresc din nou datorită reducerii secțiunii prin care trebuie să treacă debitul acviferului și râul este cel alimentat de acvifer (**Fig.4.17c**). Aceste zone sunt de regulă mlăștinoase datorită ridicării nivelului piezometric al acviferului aproape de suprafața topografică.

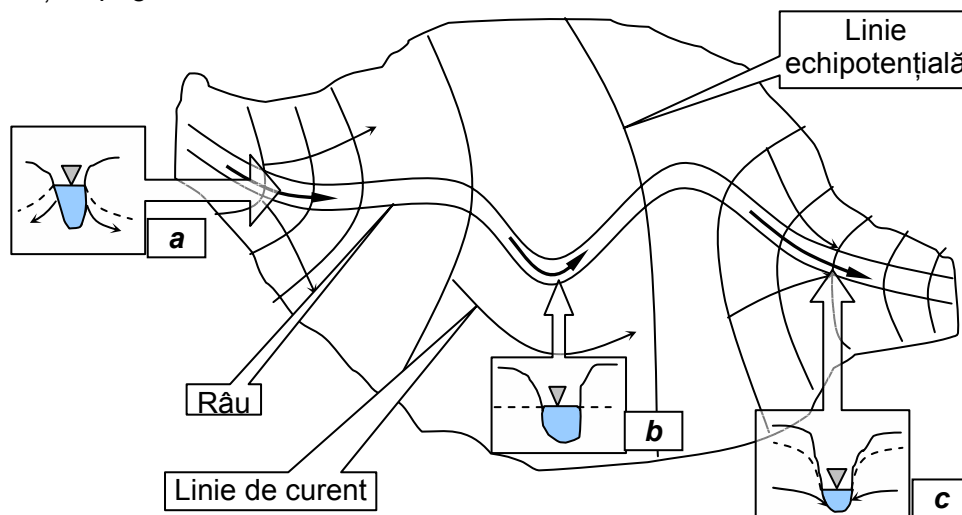


Fig. 4.17. Hartă piezometrică a unui acvifer cu nivel liber și lățime variabilă din lunca unui râu, cu secțiuni transversale care ilustrează relația hidrodinamică între râu și acvifer:

- **a** - râul alimentează acviferul;
- **b** - râul este în echilibru cu acviferul și au loc schimburi reduse de apă între râu și acvifer;
- **c** - acviferul alimentează râul

În timp, formațiunile aluvionare din talvegul râului se **colmatază** cu particule argiloase fine și legătura hidraulică între râu și acvifer se întrerupe la un moment dat. Acest proces este accelerat în râurile barate pentru realizarea lacurilor de acumulare. Poluanții care sunt transportați de râuri pot fi filtrați sau adsorbiți de depozitele argiloase care colmatează talvegul, dar o parte din ei ajung în acvifere și sunt transportați în stare dizolvată spre forajele de captare.

Datorită conductivităților hidraulice foarte mari ale aluviunilor și a bunei alimentări asigurată de comunicarea cu rețeaua hidrografică, acviferele cu nivel liber din aceste formațiuni sunt intens exploatate pentru alimentarea cu apă. Ele produc apă de calitate superioară celei din râuri prin amestecul cu apele subterane a căror calitate este îmbunătățită prin **autoepurare**. Acviferele din aluviunile cursurilor de apă realizează, de asemenea, **regularizarea** curgerii de suprafață datorită rezervelor subterane drenate de râu în perioadele secetoase, rezerve care se refac, în general, primăvara și iarna.

Acvifere litorale

Acvifere litorale se formează în depozitele **neconsolidate** sau **consolidate** ale câmpiilor litorale, depozite de origine continentală sau marină. Depozitele continentale și marine sunt depuse într-o succesiune alternantă de strate a căror

grosime crește spre domeniul marin. Câmpiile litorale sunt constituite în majoritate din depozite cuaternare, multe dintre ele fiind depuse peste depozite terțiare și mezozoice.

Acviferele litorale sunt acumulate fie în nisipuri, pietrișuri sau gresii continentale fie în nisipuri sau calcare marine. Stratele impermeabile care pot delimita în culcuș acviferele sunt silturi și argile de origine continentală sau marină.

Sedimentele câmpiilor litorale au fost depuse în ape marine de suprafață sau adiacent acestora, astfel încât **apa din pori a fost inițial salină**. Fluctuația nivelului mării în Pleistocen a determinat inundarea multor suprafețe care în prezent sunt deasupra nivelului mării.

Acviferele litorale, cu cât sunt plasate la o adâncime mai mare, (în general înclinarea stratelor este orientată spre mare) au **zonele de alimentare** la distanțe mai mari de litoralul bazinelor marine.

Descărcarea acviferelor litorale se face în zona litorală prin câteva mecanisme naturale (Fig.4.18):

- **evapotranspirație**;
- drenajul direct prin **izvoare** și curgere subterană;
- amestecul apelor saline cu apa dulce în zona de **difuzie**;
- **drenanță** prin formațiunile semipermeabile datorită gradientilor hidraulici verticali;
- drenanță declanșată de **presiunea osmotică** datorată diferenței de mineralizație între apa dulce și cea marină/salină.

Pentru acviferele litorale cu nivel liber cele mai eficiente mecanisme de descărcare sunt evapotranspirația, izvoarele și drenajul subteran datorat gradientului hidraulic natural. Acviferele litorale sub presiune se descarcă prin drenanță dirijată de gradientul hidraulic dintre acviferele suprapuse și presiunea osmotică datorată diferenței

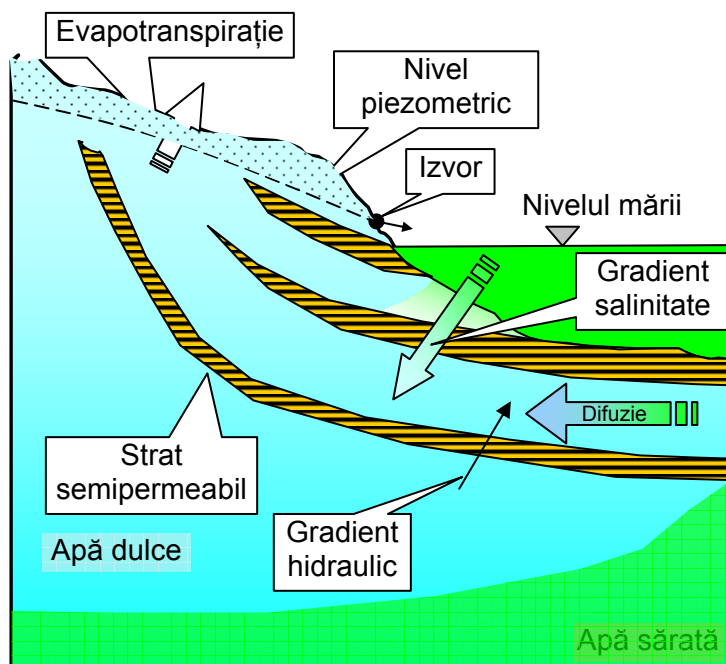


Fig.4.18 Mecanisme naturale de descărcare a acviferelor litorale (dupa Fetter, 1994).

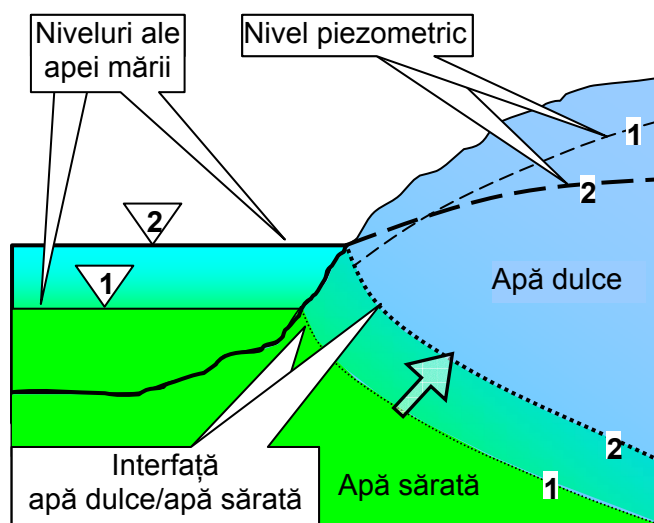


Fig.4.19. Deplasarea interfeței apă dulce/apă sărată la reducerea gradientului curgerii subterane în acvifer, prin creșterea cotei nivelului mării și reducerea cotei nivelului piezometric al acviferului (de la 1 la 2).

de mineralizație dintre apa dulce și cea sărată.

În acviferele litorale, calitatea apei subterane dulci, venită din zonele de alimentare continentale este degradată prin **intruziunea apelor marine**, sărate. Forma limitei de separație între apele dulci și cele sărate este, în principal, determinată de debitul descărcării acviferului litoral. Modificarea acestui debit este influențată de:

- oscilațiile cotei nivelului mării;
- variațiile cotei nivelului piezometric al acviferului datorate alimentării variabile în timp;
- exploatarea resurselor acviferelor litorale.

Reducerea gradientului hidraulic al curgerii subterane în acviferele litorale prin reducerea diferenței între cota nivelului piezometric și nivelul mării are ca efect înaintarea lentă a interfeței apă dulce /apă sărată în acvifer (**Fig.4.19**).

Pentru un regim staționar de curgere, forma interfeței apă dulce – apă sărată este aproximată acceptându-se că:

- apa sărată este imobilă;
- apa dulce și cea sărată se comportă ca două fluide imiscibile.

Acceptarea imiscibilității apei dulci și a celei sărate nu introduce mari erori deoarece, în regim staționar de curgere, lățimea zonei de tranziție în care cele două tipuri de apă se amestecă este foarte îngustă (în jur de 1 m). Acest lucru se explică prin afluxul constant de apă sărată pe care acviferul îl primește din mare, prin difuzie, în cazul unei curgeri staționare.

În aceste condiții, într-o secțiune paralelă cu direcția de curgere, **profilul piezometric** al acviferului litoral cu nivel liber și **interfața apă dulce – apă sărată** sunt **linii de curent** (**Fig.4.20**). Adâncimea la care se află interfața apă dulce – apă sărată, sub nivelul mării (z) se calculează din echilibrarea presiunilor (p_{apa_sarata} , p_{apa_dulce}) în condițiile unui regim staționar, într-un punct P de pe interfața apă dulce – apă sărată (**Fig.4.20**):

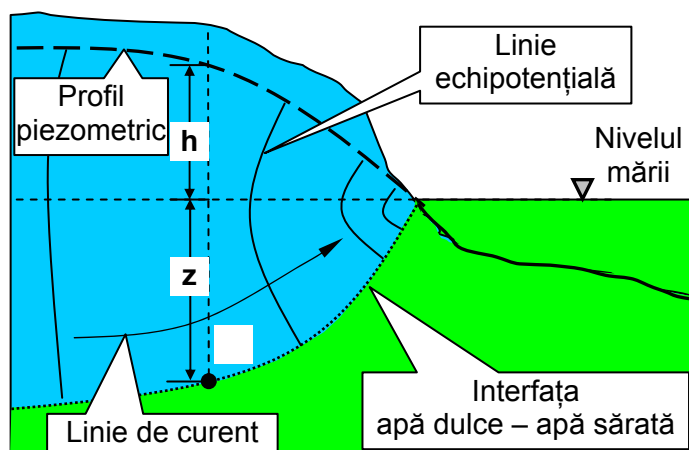


Fig.4.20. Poziția interfeței apă dulce – apă sărată

$$p_{apa_sarata} = \rho_{apa_sarata} \cdot g \cdot z \quad (4.8)$$

$$p_{apa_dulce} = \rho_{apa_dulce} \cdot g \cdot z + \rho_{apa_dulce} \cdot g \cdot h \quad (4.9)$$

$$\rho_{apa_sarata} \cdot g \cdot z = \rho_{apa_dulce} \cdot g \cdot z + \rho_{apa_dulce} \cdot g \cdot h \quad (4.10)$$

de unde rezultă (**principiul Ghyben – Herzberg**):

$$z = \frac{\rho_{apa_dulce}}{\rho_{apa_sarata} - \rho_{apa_dulce}} \cdot h \quad (4.11)$$

în care

$\rho_{\text{apa_sarata}}$ - densitatea apei sărate;

$\rho_{\text{apa_dulce}}$ - densitatea apei dulci;

g - accelerația gravitațională;

h - cota nivelului piezometric.

Pentru o densitate medie a apei sărate:

$$\rho_{\text{apa_sarata}} = 1025 \quad \text{grame / cm}^3$$

și a apei dulci:

$$\rho_{\text{apa_dulce}} = 1000 \quad \text{grame / cm}^3$$

se obține:

$$z = \frac{1000}{1025 - 1000} \cdot h = 40 \cdot h \quad (4.12)$$

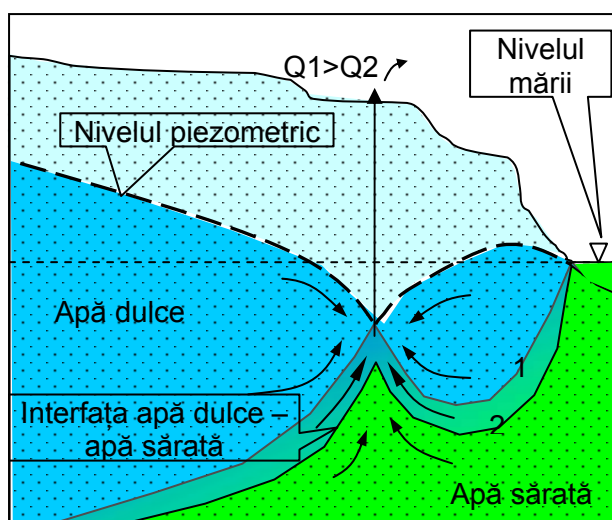


Fig.4.21. Efectul exploatării resurselor acviferelor litorale asupra interfeței apă dulce – apă sărată.

Morfologia limitei apă dulce - apă sărată este modificată brutal de existență captărilor de apă care exploatează debite mari din acviferele litorale. Depășirea resurselor dinamice ale acviferului litoral conduce frecvent la distrugerea acviferului litoral și exploatarea prin foraje a apei sărate (**Fig.4.21**).

4.2.2. Acvifere în formațiuni glaciare

Formațiunile glaciare sunt constituite din sedimente neconsolidate care ocupă suprafețe extinse în nordul Europei, Canadei și Statelor Unite ale Americii. Domeniul depunerii formațiunilor glaciare cuprinde atât regiunea acoperită de ghețari cât și zona de influență din jurul lor, în care ajunge apa provenită prin topire. Materialul rezultat, exclusiv de natură clastică se caracterizează prin:

- neomogenitatea granulației, complet lipsită de sortare;
- prezența zgârieturilor pe fragmentele de dimensiuni mari;
- repartizarea depozitelor sub forma de zone înguste și alungite, marcând regiunile de dispariție a ghețarilor.

Formațiunile glaciare, după modul de formare sunt separate în patru categorii: **sedimente glaciare lacustre**, **morene glaciare**, **depozite glaciare fluviale**, **depozite glaciare frontale** (**Fig.4.22**).

Sedimentele glaciare lacustre sunt reprezentate prin silturi și argile și au conductivități hidraulice reduse ($K = 10^{-5} - 10^{-8}$ cm/sec)

Morenele sunt depozite sedimentare de origine glaciară, lipsite de coerență și caracterizate printr-o sortare foarte slabă. Sunt un amestec haotic de blocuri, galeți și pietriș și, în special, material pelitic de natură argiloasă. Sunt răspândite în ariile foștilor ghețari de vârstă cuaternară, unde pot atinge grosimi de 20-30 m. Conductivitatea hidraulică a morenelor este foarte variată în funcție de **compoziția litologică**, **alterare**, **fracturare/fisurare** și **direcția de curgere**: ($K = 10^{-3} - 10^{-9}$ cm/sec). Morenele au un conținut mare de argile și o conductivitate hidraulică redusă, deși fracturile verticale pot crește conductivitatea hidraulică de peste 1000 de

ori în comparație cu cea determinată pe probe compacte (Freeze & Cherry, 1979). În morenele nisipoase se pot forma acvifere locale, izolate, cu potențial redus, cu nivel liber, freatice sau captive.

Depozitele glaciare fluviatile sunt depuse de cursuri subglaciare și râuri în perioadele interglaciare. Sunt reprezentate prin nisipuri și pietrișuri, sunt foarte permeabile ($K = 10^{-3} - 1 \text{ cm/sec}$; Fetter, 1993), fiind dispuse sub formă de corpuri înguste și alungite, rectilinii sau meandrate, în general peste morene. Datorită poziției topografice de cele mai multe ori sunt nesaturate fiind drenate gravitațional sau conțin o cantitate redusă de apă în zona mediană.

Depozitele glaciare frontale sunt formate în fața foștilor ghețari, împinse de morene și cursurile subglaciare. Sunt reprezentate prin strate intercalate de nisip, pietriș, mai rar silturi sau argile. Aceste depozite, cu conductivități hidraulice mari, permit formarea unor acvifere cu nivel liber cu rezerve importante de ape subterane, dar sunt exploatate deseori și pentru pietriș.

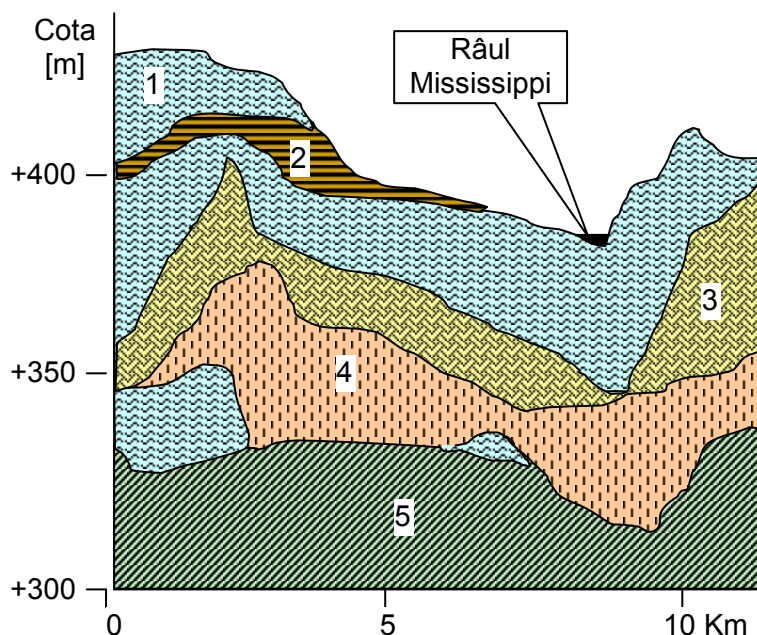


Fig.4.22. Formațiuni glaciare în Mesabi Iron Range, Minnesota (după T.C.Winter, U.S.Geological Survey Water -Supply, 1973): 1 – sedimente glaciare lacustre; 2- morene nisipoase brune; 3 – morene cu blocuri eratice; 4 – morene bazale; 5 – roci sedimentare cretacice.

4.3. Hidrostructuri în formațiuni sedimentare

Rocile sedimentare oferă o diversitate remarcabilă pentru condițiile de dezvoltare ale acviferelor, determinată de:

- **tipurile de roci sedimentare** în care se pot forma acvifere;
- complexitatea **stratigrafică** și **structurală** a rocilor sedimentare.

4.3.1. Tipuri de roci sedimentare

Principalele **tipuri de roci sedimentare** care formează arhitectura complexă a hidrostructurilor sunt: rocile **epiclastice/detritice**, rocile **argiloase** și cele **carbonatice**.

Rocile epiclastice sunt reprezentate prin roci **psefitice** (ortoconglomerate, ortobrecii), roci **psamitice** (gresii cuarțoase, gresii arcoziene, gresii litice, graywacke) și roci **aleuritice** (loess). Rocilor epiclastice li se asociază frecvent **piroclastitele** datorită similitudinilor texturale și structurale.

Rocile psefitice alături de cele **carbonatice**, reprezentate prin **calcare** și **dolomite**, constituie componenta permeabilă a hidrostructurilor, acolo unde apa este stocată sau circulă sub acțiunea potențialului gravitațional.

Rocile argiloase reprezentate prin argile reziduale sau argile sedimentate (polimictice sau oligomictice) constituie componenta **impermeabilă** a hidrostructurilor care "separă" acviferele.

Marnele sunt roci intermediare între argile și calcare, putând fi mai apropiate de calcare sau argile în funcție de cantitatea de calcit conținută.

4.3.2. Complexitatea stratigrafică și structurală

Complexitatea stratigrafică a depozitelor sedimentare condiționează continuitatea dezvoltării acviferelor prin:

- variațiile litologice pe orizontală ale unui interval stratigrafic;
- efilarea unui interval stratigrafic.

Ambele situații conduc la **discontinuități** în dezvoltarea acviferelor.

Prezența unui acvifer într-un interval stratigrafic este condiționată de constituția lui **litologică** și nu de **vârsta** formațiunilor. Trecerea, în cadrul aceluiași interval stratigrafic de la roci permeabile la roci impermeabile sau efilarea depozitelor permeabile conduce la discontinuități ale acviferului și în consecință la dificultăți de explorare a resurselor de ape subterane.

Resursele acviferelor, cuantificate prin **transmisivitate** sunt proporționale cu grosimea acestora în condițiile constanței conductivității hidraulice. Variația **grosimii** poate fi determinată de (**Fig.4.23**):

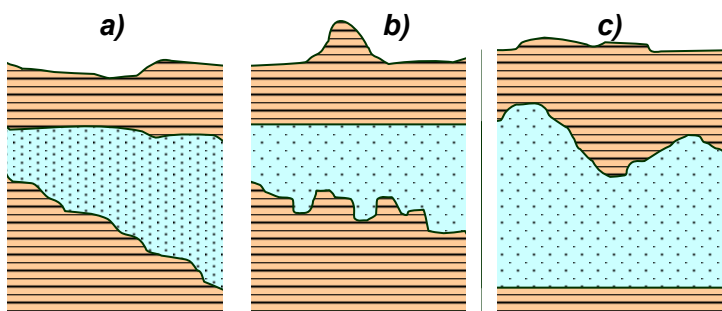


Fig.4.23. Factori care determină variația grosimii formațiunilor acvifere detritice: **a**-distanța de la limita bazinului de sedimentare; **b**- morfologia suprafeței pe care sunt depuse sedimentele; **c**- eroziunea diferențiată a rocilor.

- distanța față de limita bazinului de sedimentare;
- morfologia suprafeței pe care este depusă formațiunea acviferă;
- eroziunea diferențiată a formațiunilor acvifere după depunere.

Complexitatea structurală a rocilor sedimentare este dată de amplitudinea **deformărilor plicative** și **deplasărilor** precum și de tipul de **falii** care le afectează continuitatea.

Deformarea și **deplasarea** rocilor sedimentare sub efectul eforturilor tectonice la care sunt expuse conduc la formarea unor **acvifere sub presiune** în axul structurilor sinclinale (**Fig.4.24**).

Plasarea acviferelor la **adâncimi mari** sub efectul deplasărilor produse de stressul tectonic poate conduce la:

- **încălzirea apei** sub efectul gradientului geotermic și transformarea acviferelor în **acvifere geotermale**;
- **creșterea mineralizației** apei peste limitele admise pentru alimentarea cu apa potabilă, prin plasarea acviferului în zona schimbului lent de ape sau a apelor stagnante;
- **reducerea eficienței exploatării** apelor subterane prin creșterea consumurilor materiale și energetice de întreținere.

Deplasarea terenurilor acvifere spre **suprafață** și deformările plicative pot conduce la crearea de **aflorimente** în care formațiunile permeabile intercalate cu cele impermeabile devin zone de **alimentare/poluare** ale acviferelor de adâncime: carstice sau detritice.

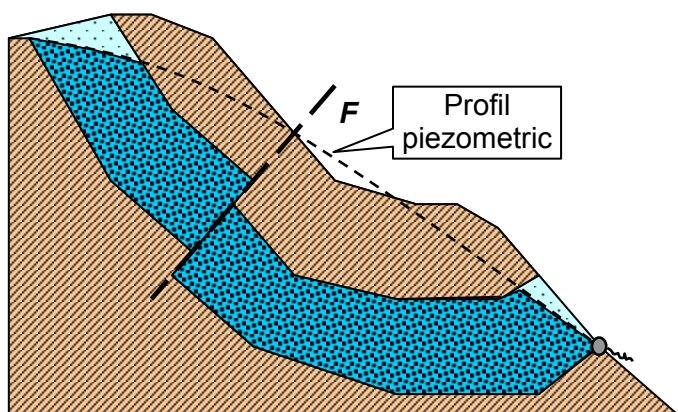


Fig.4.26. Menținerea continuității hidro dinamice atunci când planul faliei (**F**) este **permeabil** și săritura este mai mică decât grosimea acviferului.

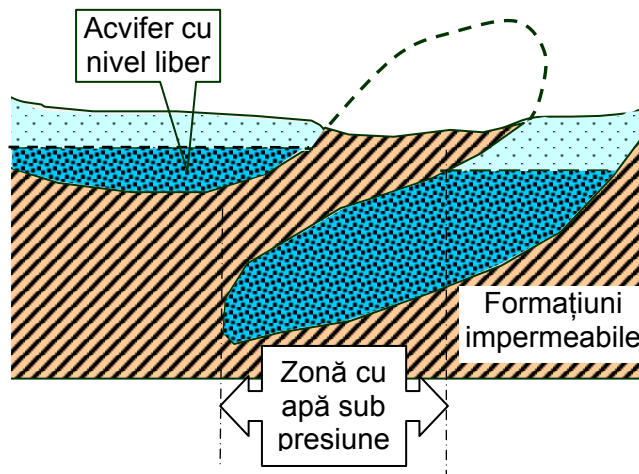


Fig.4.24. Efectul cutării formațiunilor asupra acviferelor

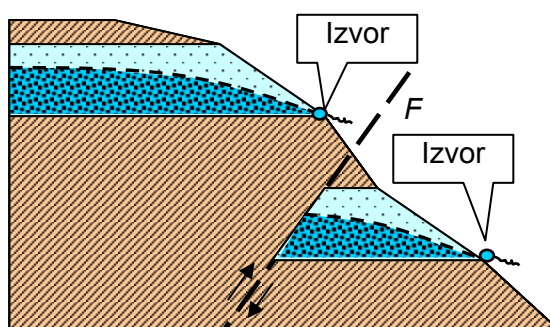


Fig.4.25. Discontinuitatea unui acvifer produsă de o **falie impermeabilă (F)** cu o săritură mai mare decât grosimea stratului permeabil

Prezența **faliilor** cu un comportament hidrogeologic foarte variat (etanșe sau conductoare), afectează continuitatea structurală și hidrodinamică a hidrostructurilor.

Comportamentul hidrogeologic al faliilor este determinat de **amplitudinea deplasărilor** de-a lungul planului de rupere precum și de **litologia** formațiunilor afectate de falii.

Amplitudini ale

deplasărilor de-a lungul faliilor **mai mari decât grosimea** stratului permeabil și **impermeabilizarea** zonei de falie datorită prezenței materialului argilos, conduce la **discontinuități** majore în dezvoltarea acviferelor (**Fig.4.25**).

Dacă planul faliei este **permeabil** și săritura faliei este **mai mică** decât grosimea depozitelor permeabile, discontinuitatea litologică nu afectează **continuitatea hidrodynamică** a acviferelor reflectată în continuitatea profilului piezometric (**Fig.4.26**).

Faliile **permeabile** pot fi căi de **acces ale gazelor** (dioxid de carbon/hidrogen sulfurat) care conduc la apariția apelor cu conținut ridicat în gaze (**Fig.4.27**).

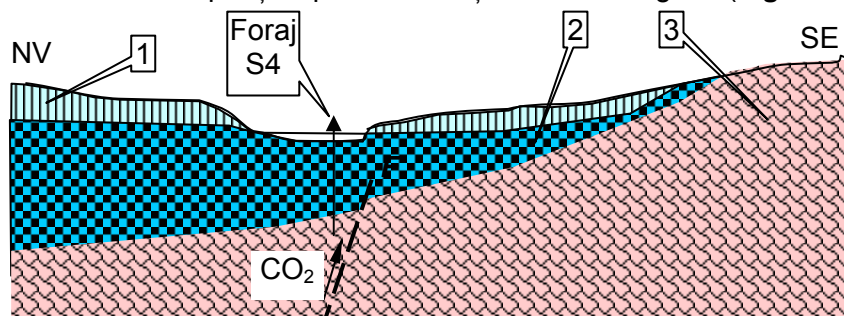


Fig.4.27. Sursa de bioxid de carbon de la Buziaș (după M.U. Feru și A.Feru, 1997)

1-depozite pleistocene de terasă; 2- nisipuri, pietrișuri argile și marne pliocene; 3- sisturi metamorfice precambriene; F- falie

Accesul gazelor pe falii se poate face de la mari adâncimi, aceasta fiind cea mai frecventă modalitate de formare a apelor minerale carbogazoase.

4.3.3. Acvifere în roci sedimentare epiclastice

Trecerea de la depozitele detritice/epiclastice neconsolidate la depozitele coerente care sunt **rocile epiclastice** se face prin transformări postdepoziționale complexe controlate de procese **mecanice** (compactizare) și **chimice** (autigeneză, dizolvare).

Aceste procese afectează **conductivitatea hidraulică** a sedimentelor epiclastice și **resursele** acviferelor acumulate în rocile sedimentare detritice (psefitice, psamitice sau aleuritice).

Compactizarea sedimentelor clastice este determinată de îngroparea acestora sub sedimente noi și până la adâncimi de 1000-1500m este pur mecanică, efectul fiind o reducere a porozității primare. Efectele compactizării sunt mai mari pentru sedimentele grosiere și bine sortate decât pentru cele fine. Compactizarea unui sediment detritic slab sortat care conține alături de fracțiunea grosieră și o fracțiune pelitică conduce la **litificare** prin rolul de liant pe care-l au mineralele argiloase. Porozitatea primară se reduce substanțial și rocile formate sunt semipermeabile sau impermeabile.

Creștea adâncimii de îngropare la peste 1500m are ca efect scăderea în continuare a porozității primare datorită creșterii temperaturii care poate declanșa reacții chimice de solubilizare, cimentare sau substituție.

Conductivitatea hidraulică a rocilor detritice depinde de:

- **permeabilitatea primară** (granulație, grad de sortare, forma granulelor);
- **gradul de cimentare** al golurilor cu silice, calcit, oxizi de fier;
- dizolvarea cimentului original depus în timpul diagenzei;
- **permeabilitatea secundară** care crește prin creșterea gradului de fracturare datorită:

- decompresiei rezultate din reducerea presiunii prin eroziunea formațiunilor acoperitoare (se produce pe la 100m adâncime de la suprafața topografică).
- activității tectonice de tensiune sau compresie care produce cute sau falii.

Acviferele din **rocile sedimentare detritice** au un **potențial acvifer mediu**, o continuitate hidrodinamică semnificativă și o variabilitate parametrică relativ redusă, în comparație cu cele din rocile sedimentare carbonatice.

Plasate la adâncimi mai mari decât acviferele din sedimente neconsolidate, aceste acvifere sunt mai puțin vulnerabile la poluare fiind de cele mai multe ori captivă sau sub presiune.

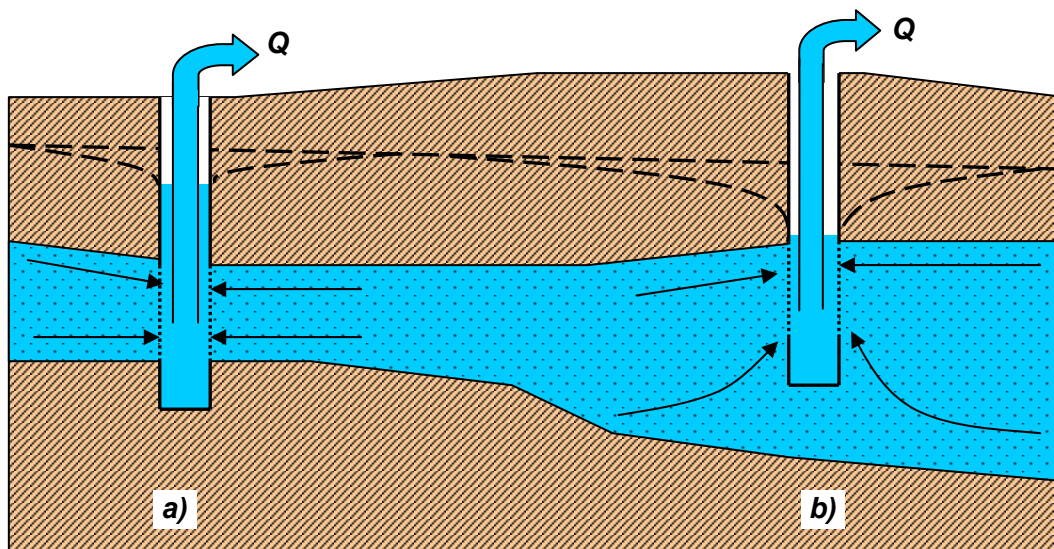


Fig.4.28. Acvifer sub presiune acumulat în roci sedimentare detritice exploatat prin foraje hidrogeologice:

- a) foraj perfect după gradul de deschidere;
- b) foraj imperfect după gradul de deschidere

Exploatarea acestor acvifere se face prin **foraje hidrogeologice** care le deschid pe toată grosimea (**Fig.4.28a**) sau numai la partea superioară (**Fig.4.28b**). La același debit pompat (Q) și aceeași grosime deschisă, forajul perfect după gradul de deschidere produce o denivelare mai mică în acvifer și are o eficiență economică mai bună (consumul de energie necesar pomparei este mai mic) decât cel imperfect.

4.3.4. Acvifere în roci carbonatice

Rocile sedimentare carbonatice constituite din depozite poligene de o mare complexitate texturală și structurală, ocupă mai mult de 10% din ariile în care află depozitele sedimentare și se întâlnesc în depozite de vârste foarte variate. Rocile carbonatice se prezintă în compoziții mineralogice și chimice simple, determinate de tendința de asociere în agregate monominerale a calcitului și dolomitului: **calcare și dolomite**.

Calcarele și dolomitele sunt gazda unor acvifere cu dezvoltare regională și resurse de ape subterane remarcabile.

Circulația apei subterane în acviferele carbonatice se face prin spațiile datorate:

- **porozității primare**, mică la rocile carbonatice de precipitație chimică (calcare fin granulare, calcare alochemice-oolitice, peletale) și semnificativă la cele clastice (rudite calcaroase, arenite calcaroase);

- **porozității secundare** rezultată prin lărgirea fisurilor datorită solubilizării calcarului și dolomitului de apa cu aciditate medie.
- **planelor de stratificație** a căror permeabilitate poate fi crescută simțitor prin dizolvarea calcitului și dolomitului.

La o aciditate medie, **apa** poate dizolva rocile carbonatice până atinge o saturare în calcit și dolomit de 99%.

Rata de dizolvare descrește linear cu creșterea concentrației până la valori ale saturației de 65% și 95%, după care se reduce rapid la zero (Plummer, Wiggley, Parkhurst 1978; Palmer 1984; **Fig. 4.29**).

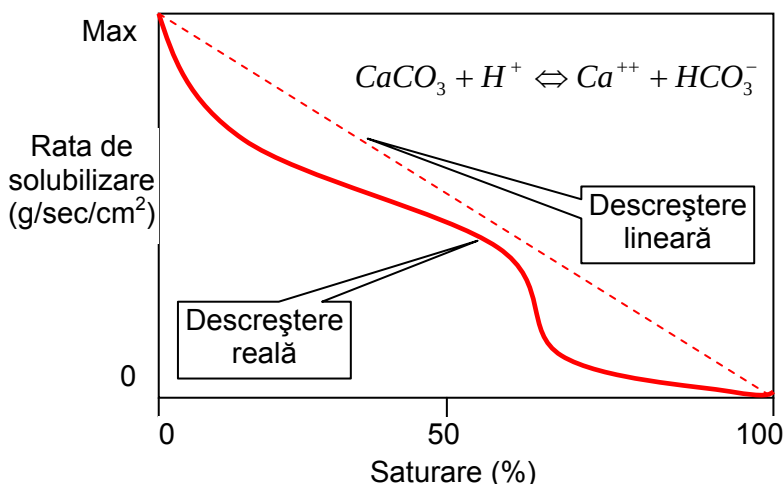


Fig.4.29. Rata de solubilizare a calcarului raportată la gradul de saturare (A.N.Palmer, *Journal of Geological Education* 32.. 1984)

Mecanismul de dizolvare favorizează lărgirea fisurilor cu deschidere mare în raport cu cele cu deschidere mică. S-a demonstrat experimental că dezvoltarea sistemelor de drenaj în acviferele carbonatice se face de la zonele de alimentare ale acviferului spre cele de descărcare. În primul stadiu, în vecinătatea zonelor de alimentare toate fisurile sunt lărgite prin dizolvare produsă de apa care se infiltrează. O dată cu înaintarea apei spre zonele de drenaj se reduce numărul fisurilor care sunt lărgite prin dizolvare, ajungându-se ca în zona de descărcare să rămână în unele situații doar un canal de evacuare (**Fig.4.30**).

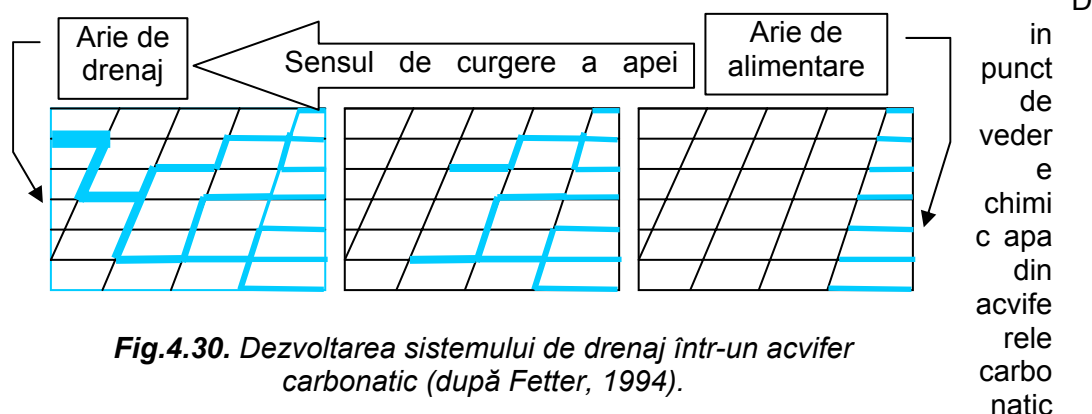


Fig.4.30. Dezvoltarea sistemului de drenaj într-un acvifer carbonatic (după Fetter, 1994).

e este de două tipuri (Shunster & White 1971):

- **apă saturată cu calcit/dolomit**, motiv pentru care se deplasează lent prin fisuri cu conductivitate hidraulică redusă;
- **apă nesaturată cu calcit/dolomit** care se deplasează mai repede deoarece prin dizolvare lărgeste deschiderea fisurilor și le crește astfel conductivitatea hidraulică.

Infiltrarea apei în rocile carbonatice se face și prin talvegul cursurilor de apă de suprafață care traversează masive de roci carbonatice. În **regiunile carstice** este frecventă dispariția cursurilor de apă în subteran, pe sisteme de fisuri, sau apariția lor pe anumite tronsoane.

Un sistem carstic este definit prin **nivelul de bază** care reprezintă cota minimă a emergențelor. Nivelul de bază regional al unui sistem carstic este de obicei cursul de suprafață care drenează toate emergențele din bazinul hidrografic în care este plasat sistemul carstic. Cota **nivelului piezometric** în sistemul carstic este mai mare decât cota nivelului de bază dar gradientii hidraulici sunt de regulă foarte mici (nivelul piezometric este practic orizontal !!!; **Fig.4.31**) datorită conductivităților hidraulice foarte mari.

Circulația apelor din zonele de alimentare spre nivelul de bază în prezența sistemelor de fisuri și a apelor nesaturate în calcit/dolomit conduce la formarea **peșterilor**, goluri subterane specifice sistemelor carstice. Acestea se formează (**Fig.4.31**):

- deasupra nivelului piezometric ;
- în imediata vecinătate a nivelului piezometric ;
- sub nivelul piezometric.

Morfologia golurilor carstice este determinată de geometria planele de stratificație și a sistemelor de fisuri care afectează rocile carbonatice. Poziția golurilor carstice față de nivelul piezometric la un moment dat este condiționată și de modificarea în timp a nivelului de bază al sistemului carstic.

Caracteristicile acviferelor din rocile carbonatate sunt foarte variate conturându-se **trei modele conceptuale** diferențiate după caracteristicile curgerii apelor subterane (White 1969):

- **acvifere carbonatice difuze**, relativ omogene, cu dimensiuni reduse ale fisurilor prin care circulă apa;
- **acvifere carbonatice carstice** în care circulația apei este similară cu cea prin conducte, orientată de fisuri și plane de stratificație cu deschidere mare, rezultatul solubilizării active a calcarului/dolomitului;
- **acvifere carbonatice sub presiune** în care direcția de circulație a apei este controlată de formațiuni cu permeabilitate redusă, plasate în acoperiș și culcuș.

4.3.4.1. Acvifere carbonatice difuze

Dolomitele și **calcarele argiloase** sunt cele care favorizează o curgere “difuză” a apelor subterane, ele fiind **mai puțin solubile** decât calcarele. Din acest motiv sistemul de drenaj este alcătuit din fisuri cu deschideri mici cu distribuție omogenă și izotropă. Golurile carstice, dacă sunt prezente, sunt de dimensiuni mici și izolate.

Alimentarea acviferelor se face lent, preponderent prin infiltrare pe fisurile orientate vertical.

Curgerea apelor subterane **nu este localizată** pe căi preferențiale de curgere, ea fiind direcționată de relația spațială dintre zonele de alimentare și cele de drenaj.

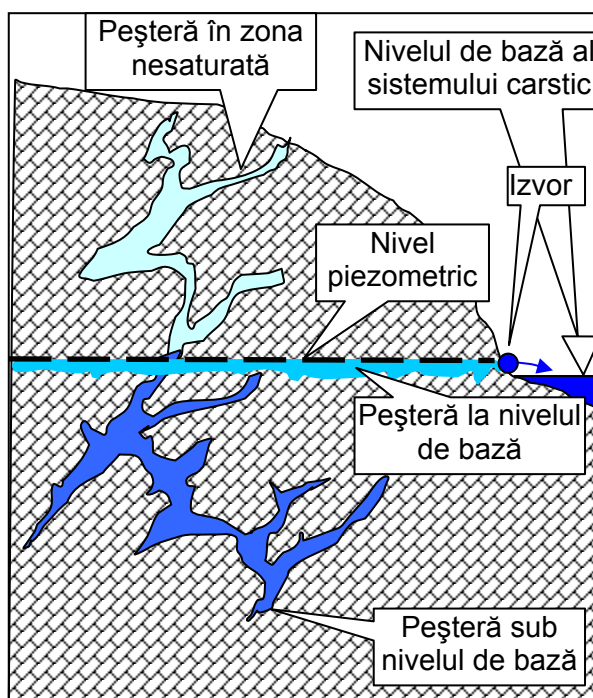


Fig.4.31. Localizarea peșterilor în raport cu nivelul de bază al sistemului carstic

Nivelul piezometric în astfel de acvifere este bine definit (cu **o foarte bună continuitate!!**) și are cote mult mai mari decât al nivelului de bază al sistemului carstic, datorită conductivității hidraulice reduse.

Descărcarea acviferelor se face prin numeroase izvoare cu **debit redus și variabilitate mică**, sau emergente difuze.

Datorită caracterului omogen al acestor acvifere, forajele hidrogeologice au productivități similare, indiferent de locația în care sunt executate.

4.3.4.2. Acvifere carbonatice carstice

Bine dezvoltate în **calcare solubile**, **acviferele carstice** se caracterizează printr-un sistem de drenaj bine dezvoltat, **heterogen și anizotrop**, format din fisuri și fracturi cu deschidere mare și goluri carstice cu dimensiuni mari interconectate.

Alimentarea se face rapid prin infiltrare verticală pe sistemul de fisuri lărgite prin procesul de solubilizare a calcarului. Nivelul apei subterane crește rapid în perioadele de alimentare (perioadele ploioase).

Curgerea apei este localizată pe canalele cu dimensiunile cele mai mari cu toate că întreg sistemul de drenaj este saturat.

Curgerea din canalele cu dimensiuni mari are caracteristicile hidraulice ale unei curgeri prin conducte. Ea este **turbulentă**, vitezele de curgere sunt similare cu cele ale curgerii de suprafață și transportă o cantitate semnificativă de sedimente în suspensie.

Conceptul de **nivel piezometric** în acviferele carstice este diferit de cel din acviferele dezvoltate în nisipuri sau pietrișuri. Nivelului piezometric în acviferele carstice poate fi discontinuu datorită neomogenității și anizotropiei conductivității rocilor carbonatice.

Nivelul piezometric general este puțin deasupra nivelului de bază al sistemului carstic și practic orizontal, datorită drenajului rapid. Există zone cu sisteme de fisuri izolate în care apa este **suspendată** deasupra nivelului piezometric general. Nivelul curgerii în golurile carstice este corelat cu nivelul piezometric general și variază în funcție de aportul alimentării din infiltrații.

Sub nivelul de bază al sistemului carstic toate fisurile sunt saturate cu apă și sunt condiții pentru existența unui acvifer continuu. Dezvoltarea sistemului de drenaj sub acest nivel este condiționată de puterea de solubilizare a apei. Adâncimea medie până la care se dezvoltă sisteme de drenaj sub nivelul de bază este mai mică de 60m (White 1969) și în condiții speciale (schimbarea nivelului de bază în timp geologic datorită modificării nivelului mării, nivelului râurilor etc.) poate depăși această adâncime.

Descărcarea acviferelor carstice se face prin puține izvoare cu **debite mari, și variabilitate mare**, corelate cu perioadele de alimentare și vitezele mari de curgere. Sistemul secundar de drenaj format din fisurile cu deschideri reduse în care are loc o curgere difuză, cu viteze mici, face posibilă constituirea unei rezerve de apă care asigură continuitatea izvoarelor în perioadele secetoase.

Alegerea unei bune locații pentru un foraj hidrogeologic într-un acvifer carstic este foarte dificilă datorită neomogenității și anizotropiei acestuia. Reușita alegerii locației depinde de interceptarea unei fisuri prin care are loc curgerea sau în cel mai fericit caz a intersecției unor astfel de fisuri.

Localizarea sistemelor de fisuri favorabile concentrării curgerii apelor subterane se realizează prin:

- **metode directe** bazate pe cartarea indicatorilor de tipul zonelor mlăștinoase, depresiunilor, tronsoanelor rectilinii ale cursurilor de apă de suprafață, alinierea golurilor de prăbușire etc. care pot fi puse în legătură cu zone fisurate sau fracturate;

- **metode geofizice** pentru identificarea zonelor fisurate de tipul: profilare geoelectrică, prospecțiune termoelectrică, prospecțiune magnetică, măsurarea concentrației de CO₂ din sol, etc. (Kelly, W. E. & Mares S. 1993).

Abandonarea unui foraj hidrogeologic “uscat” executat într-un acvifer carstic trebuie să fie precedată de toate încercările de a-l pune în legătură cu sistemul de drenaj al acviferului:

- injectarea acidului clorhidric în scopul lărgirii fisurilor traversate de foraj;
- fisurarea hidrolică a formațiunilor traversate;
- fisurarea formațiunilor prin explozii declanșate în foraj;
- adâncirea forajului sub nivelul de bază al sistemului carstic pentru interceptarea unor posibile sisteme de fisuri aflate la adâncime mai mare.

Este posibil ca un astfel de foraj să fie în imediata apropiere a sistemului de fisuri în care are loc curgerea și una din încercări să-l “salveze” deschizând căile de acces ale apei spre foraj.

4.3.4.3. Acvifere carbonatice sub presiune

Delimitarea în acoperiș și culcuș a rocilor carbonatice prin formațiuni cu conductivitate hidrolică redusă controlează debitul și direcția de curgere a apei subterane prin sistemul de drenaj (format din pori, fisuri, fracturi și goluri carstice) al acestora. Astfel de acvifere, în care formațiunea carbonatică este complet saturată cu apă, sunt plasate la adâncimi mult mai mari decât în cele carstice unde curgerea se realizează deasupra nivelului de bază sau puțin sub acesta. De regulă extinderea acviferelor carbonatice sub presiune este regională și resursele dinamice semnificative.

Alimentarea acviferelor carbonatice sub presiune se realizează prin zonele de aflorare ale depozitelor carbonatice sau prin sistemele de fisuri care pot afecta local acoperișul sau culcușul impermeabil.

Curgerea nu este localizată, ea având loc în tot volumul acviferului, printr-un sistem de drenaj cu o mare densitate a căilor de circulație deschise prin solubilizarea rocilor carbonatice.

Nivelul piezometric are o **bună continuitate** datorită repartiției omogene fisurilor.

Descărcarea acviferelor carbonatice sub presiune se face prin linii de izvoare, cu debite mari și variabilitate redusă.

4.4. Hidrostructuri în roci vulcanice

Tufurile vulcanice și **cenușile**, roci vulcanice cu o foarte mare porozitate primară, au o **permeabilitate redusă** datorită izolării golurilor. Aceste roci constituie zone nesaturate de mari grosimi (până la 600m în Nevada, G. de Marsily, 1986) în care deplasarea apei infiltrate se face foarte lent. Alterarea conduce la formarea mineralelor argiloase și reducerea suplimentară a permeabilității.

Curgerile de lave sunt mai permeabile decât tufurile și cenușile datorită creșterii porozității prin apariția **golurilor** determinate de **eliminarea gazelor din lave, solidificarea părții superioare** a lavelor în timpul curgerii (se formează o crustă solidă sub care lava topită continuă să curgă) și formarea **crăpăturilor de răcire**. În plus curgerile succesive de lave conduc la înglobarea, sub formă de **intercalații** a depozitelor cu permeabilitate ridicată.

Bazaltele pot fi foarte permeabile și formează acvifere cu grosimi de până la 3000 m grosime (platoul Colorado, G. de Marsily, 1986) dar pot avea și o

conductivitate hidraulică de numai 10^{-8} - 10^{-11} m/sec (Freeze, 1979) când sunt plasate la mare adâncime și sunt compacte.

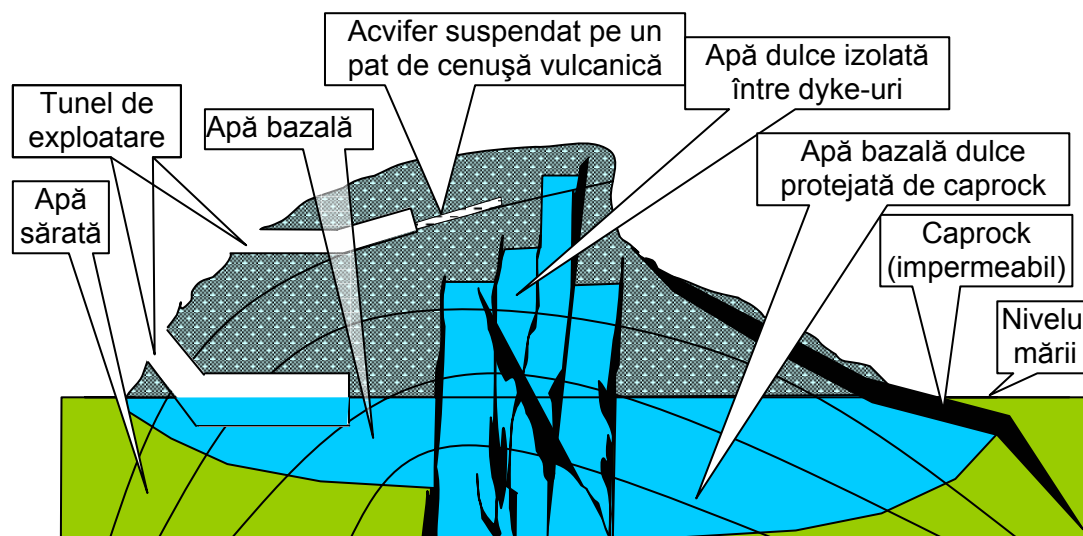


Fig.4.32 Acvifere într-un dom vulcanic hawaian format din curgeri de lave bazaltice (după Fetter, 1993)

Acviferele din insulele Hawaii sunt acumulate în bazalte cu permeabilitate ridicată ale domurilor vulcanice, fiind alimentate din precipitații cu o medie anuală de 6350 mm (**Fig.4.32**, Fetter, 1993).

Apa dulce "plutește" pe apa sărată având o densitate mai mică, formând un **acvifer bazal cu nivel liber**. Trecerea de la apa dulce la cea sărată se face într-o zonă de amestec.

Deasupra acestui acvifer bazal o parte din apa dulce provenită din precipitații este **captivă** între adevărate baraje create de dyke-urile intruzive care traversează curgerile de lave bazaltice.

Pe intercalațiile de cenușă care impermeabilizează suprafețele de separație dintre curgerile de lave bazaltice se acumulează o altă parte din apa de precipitații, formând **acvifere suspendate**.

Acviferele suspendate pe nivelurile de cenuși impermeabile și cele **captive** între dyke-urile intruzive se manifestă prin **izvoare** localizate la 100 m deasupra nivelului mării.

Acviferul bazal este exploatat prin tuneluri orizontale numite tuneluri Maui și executate la nivelul mării sau puțin deasupra acestuia pentru evita zona de amestec cu apa sărată. Debitele pompate din astfel de tuneluri ajung până la 2000 litri/sec.

4.5. Hidrostructuri în roci intruzive și metamorfice

Rocile intruzive și metamorfice au o **porozitate primară** foarte mică în raport cu cele sedimentare, prezența acviferelor în aceste roci fiind condiționată de existența fracturilor, faliilor sau zonelor de alterare care determină apariția **porozității secundare**.

Apariția fracturilor în rocile intruzive sau metamorfice este datorată mișcărilor tectonice, reducerii presiunii litostatice generată de eroziunea formațiunilor acoperitoare, încărcării și descărcării cauzate de glaciațiuni, contracției prin răcire a rocilor, compresiunii sau tensiunilor produse de stressul tectonic regional.

În general **densitatea fracturilor** scade cu adâncimea chiar dacă această regulă a fost infirmată de măsurători executate în foraje de explorare (Coates et.al., 1983). În granitul paleozoic cu biotit din Illinois, la adâncimi cuprinse între 660m și 1660m porozitatea secundară determinată variază între 1,42% și 2,15% iar permeabilitatea intrinsecă de la 10^{-4} darcy la 10^{-8} darcy. Fisurile care determină această porozitate secundară sunt saturate cu saramuri la aceste adâncimi.

Alterarea chimică a rocilor cristaline conduce la formarea unui produs de alterare numit **saprolit** cu porozități de 40 până la 50%. Acest saprolit acționează ca un rezervor pentru apa infiltrată, apă pe care o cedează forajelor care interceptează fracturile din rocile cristaline plasate sub aceste saprolite.

Deoarece majoritatea fisurilor și fracturilor din rocile cristaline sunt **verticale** se recomandă schimbarea locației unui foraj hidrogeologic dacă după primii 100 m nu a interceptat un sistem de fisuri. Șansa de a intercepta un sistem de fisuri la adâncimi mai mari de 100m scade vertiginos cu adâncimea.

Amplasarea forajelor în **talvegul** văilor, în zonele cu roci cristaline, crește șansa interceptării unor sisteme de fisuri deoarece aceste văi sunt de cele mai multe ori dezvoltate de-a lungul unor sisteme de fisuri regionale.

5. SCHEMATIZAREA HIDROSTRUCTURILOR (Daniel Scrădeanu)

Schematizarea hidrostructurilor este o intervenție brutală asupra arhitecturii **templului** apelor subterane. Sunt eliminate anexele inutile, sunt lărgite culoarele, sunt înlocuite conductele de curgere a apei.

Rezultatul este un **bloc**, constituit din încăperi standard, instalații eficiente, cheltuieli de întreținere minime, în care este găzduită aceeași rezervă de apă subterană în aceleași condiții de puritate ca în templul inițial.

Scopul acestei intervenții este reducerea efortului necesar modelării cantitative a curgerii apelor subterane și a fluidelor asociate.

Schematizarea hidrostructurilor definește obiectivul **Hidrogeologiei generale: modelul conceptual** al hidrostructurilor.

Schematizarea hidrostructurilor este operațiunea de **simplificare** a complexității acestora în condițiile menținerii caracteristicilor **reprezentative** pentru:

- **spațiul** în care are loc curgerea apei subterane (acviferul);
- **caracteristicile hidrofizice ale terenurilor** a căror distribuție spațială condiționează caracteristicile curgerii apei subterane ;
- **condițiile hidrodinamice** ale curgerii pe frontierele hidrostructurii și în interiorul acesteia.

Modelul conceptual rezultat prin **schematizarea** hidrostructurilor este **ambianța** în care se realizează toate evaluările cantitative ale curgerii apei subterane. Abordarea aspectelor fundamentale ale **dinamicii apelor subterane** cât și cele particulare, de **hidrogeologie aplicată**, se bazează pe acest **model conceptual al hidrostructurii**.

Etapele metodologiei de schematizare sunt:

- **Schematizarea spațială**, pentru precizarea **geometriei spațiului** în care are loc curgerea apelor subterane;
- **Schematizarea parametrică**, pentru evaluarea **distribuției spațiale a parametrilor** ce descriu caracteristicile hidrofizice ale terenurilor;
- **Schematizarea hidrodinamică**, pentru precizarea **frontierelor hidrodinamice** ale sistemului acvifer și a **condițiilor hidrodinamice inițiale** în interiorul acestuia.

Dificultatea centrală a operațiunii de schematizare este asigurarea **reprezentativității** modelului hidrostructurii care constituie suportul modelului matematic al curgerii apelor subterane.

Până unde se merge cu schematizarea geometriei spațiului în care are loc curgerea apelor subterane, a distribuției spațiale și temporale a parametrilor hidrogeologici și a condițiilor hidrodinamice pentru a asigura reprezentativitatea modelului matematic al curgerii apelor subterane?

Reprezentativitatea modelului matematic utilizat pentru evaluarea curgerii apelor subterane este condiționată de reprezentativitatea modelului conceptual al hidrostructurii și asigură similaritatea **reacției modelului** cu cea a **hidrostructurii reale**, la o **perturbare** hidrodinamică sau fizico-chimică.

Perturbarea hidrodinamică a unei hidrostructuri poate fi produsă prin:

- **extragerea** unui debit de apă printr-o captare, un sistem de asecare/detensionare etc.;

- **injecția** apei în acvifere prin bazine de realimentare, prin puțuri de injecție, prin pierderile de apă din rețelele de conducte de distribuție deteriorate, din rezervoare etc.

Perturbarea fizico-chimică este rezultatul modificării caracteristicilor fizice și chimice ale apelor subterane fie prin modificarea relațiilor hidrodinamice cu apele de suprafață sau alte structuri hidrogeologice, fie prin poluarea acestora din surse punctuale sau difuze.

Reacția modelului matematic al hidrostructurii la perturbările produse se cuantifică prin variația **sarcinii piezometrice** și a **caracteristicilor fizico-chimice** ale apelor subterane, calculate în aria de influență a perturbării.

Pentru **perturbările hidrodinamice**, diferența între **sarcina piezometrică calculată** într-un punct (piezometru) cu ajutorul modelului ($H_{calculata}$) și cea **măsurată** în același punct (piezometru) (H_{reala}) este criteriul utilizat pentru cuantificarea gradului de reprezentativitate hidrodinamică a modelului.

Modelul reprezintă **perfect** acviferul dacă în orice punct al domeniului de curgere:

$$|H_{calculat} - H_{masurat}| = 0 \quad (5.1)$$

Pe măsură ce diferența dintre valorile calculate ale sarcinii piezometrice și cele măsurate crește se reduce și reprezentativitatea hidrodinamică a modelului.

Minimizarea diferenței (5.1) poate fi rezultatul a numeroase variante de schematizare spațială, parametrică și hidrodinamică care stau la baza modelului matematic, variante care sunt definitive în etapa de **calare** a modelului matematic.

Condiția realizării unui model matematic **reprezentativ** al curgerii din **acviferul real** este **inițializarea parametrică** a modelului matematic în acord cu caracteristicile acviferului. Tentația alimentării modelelor matematice cu **orice parametri**, cu unicul scop al minimizării diferenței (5.1), fără a fi respectate caracteristicile reale ale acviferelor (măsurate sau determinate), poate conduce la obținerea unor modele artificiale care în etapa de simulare conduc la rezultate aberante.

Dacă în etapa de **calare** a unui model matematic pentru minimizarea diferenței (5.1) se ajunge la valori ale parametrilor care nu sunt cuprinse în domeniul de variație identificat în etapa de cercetare experimentală a acviferului rezultă că modelul matematic nu este adecvat iar erorile trebuie căutate la:

- delimitarea poziției spațiale a frontierelor acviferului;
- impunerea condițiilor hidrodinamice pe frontierele acviferului;
- alegerea regimului de curgere din acvifer.

Riscul construirii unor modele matematice artificiale este amplificat de utilizarea unui **model conceptual** fundamentat pe :

- informații insuficiente privind structura geologică a acviferului;
- parametri hidrogeologici preluați din documentații pe baza analogiilor, fără determinări experimentale;
- lipsa informațiilor privind condițiile hidrodinamice inițiale ale acviferului, pe frontiere și în ariile perturbărilor hidrodinamice.

În mod similar se pot defini criterii ale reprezentativității fizico-chimice a modelului pentru diferitele caracteristici fizice sau chimice care constituie obiectivul modelării.

Pentru **maximizarea** reprezentativității modelelor conceptuale ale structurilor hidrogeologice, **schematizarea** trebuie să fie o operațiune **iterativă** realizată concomitent cu modelarea cantitativă a curgerii apelor subterane. În prima etapă a schematizării se realizează **inițializarea hidrodinamică și parametrică** a modelului

structurii hidrogeologice, schematizarea definitivându-se în etapa de **calare** a modelului.

5.1. Schematizare spațială

Definirea **geometriei spațiului** în care are loc curgerea apelor subterane se obține prin **simplificarea** formei suprafețelor care delimitează spațial componentele **hidrostructurilor** (acvifere, orizonturi semipermeabile și ecrane).

Forma și **extinderea** spațială a volumelor definite prin **schematizare spațială** sunt determinate de:

- **morfologia hidrostructurii** ;
- **extinderea cercetării** apelor subterane;
- **rezolvarea ecuațiilor modelului matematic** utilizat pentru evaluarea cantitativă a curgerii.

5.1.1. Morfologia hidrostructurii

Morfologia hidrostructurii este schematizată sub formă grafică prin **secțiuni geologice, bloc diagrame** și **hărți structurale** (**Fig.5.1; Fig.5.2**), de diferite tipuri:

- hărți cu linii de egală **cotă** a acoperișului și culcușului acviferului, orizonturilor semipermeabile și ecranelor (**izohipse**);
- hărți cu linii de egală **grosime** a acviferului, orizonturilor semipermeabile și ecranelor (**izocore** – linii de egală grosime verticală, **izopachite** – linii de egală grosime stratigrafică/reală, grosime măsurată perpendicular pe limitele de stratificație).

Varietatea și volumul lucrărilor și datelor necesare pentru precizarea morfologiei hidrostructurilor implică un mare efort de analiză și sinteză, determinant pentru reușita studiilor hidrogeologice.

Majoritatea datelor provin din **cartare de suprafață, foraje geologice și hidrogeologice și prospecțiuni geofizice** și sunt reprezentate prin: litologie, direcția și înclinarea suprafețelor de stratificație sau a accidentelor tectonice, cotele limitelor litologice etc.

Sinteza corectă a acestor date sub forma secțiunilor geologice, bloc diagramelor și hărților structurale presupune o înțelegere la scară globală a proceselor de sedimentare și de transformare care au condus la definitivarea hidrostructurii cercetate.

Pe lângă elementele geometrice care definesc o structură geologică, schematizarea morfologiei unei hidrostructuri solicită o atenție specială pentru precizarea **continuității hidrodinamice a depozitelor permeabile** evidențiată prin măsurători sistematice ale **regimului nivelurilor piezometrice** ale acviferelor localizate în aceste depozite. Corectitudinea reprezentării geometrice și a continuității spațiului în care curg apele subterane este determinantă pentru reprezentativitatea rezultatelor obținute prin modelarea cantitativă.

5.1.2. Extinderea cercetării

Obiectivul cercetării hidrogeologice determină **extinderea** în plan orizontal și în adâncime a investigațiilor și a limitelor spațiale ale **modelului** construit pentru evaluările cantitative.

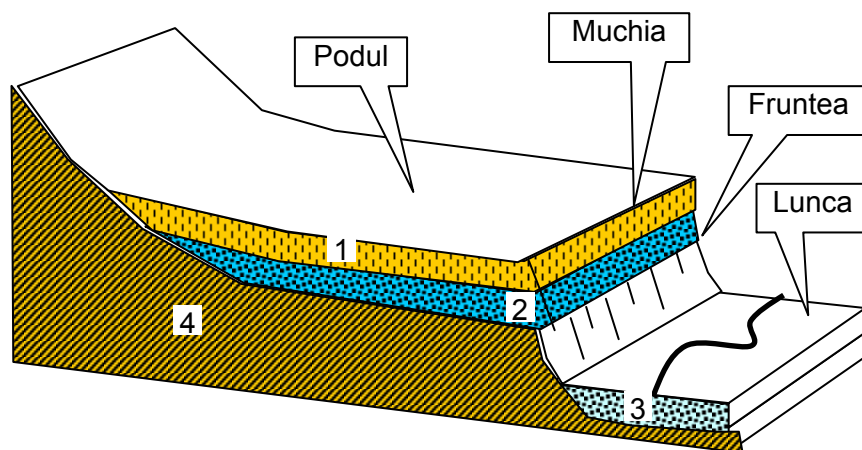


Fig.5.1. Bloc diagram cu elementele structurale ale unei terase și ale unei lunci aluviale în care se dezvoltă acvifere cu nivel liber:
1- formațiuni loessoide; 2- depozit aluvial vechi; 3- depozit aluvial recent; 4- formațiunea în care a fost sculptată terasa.

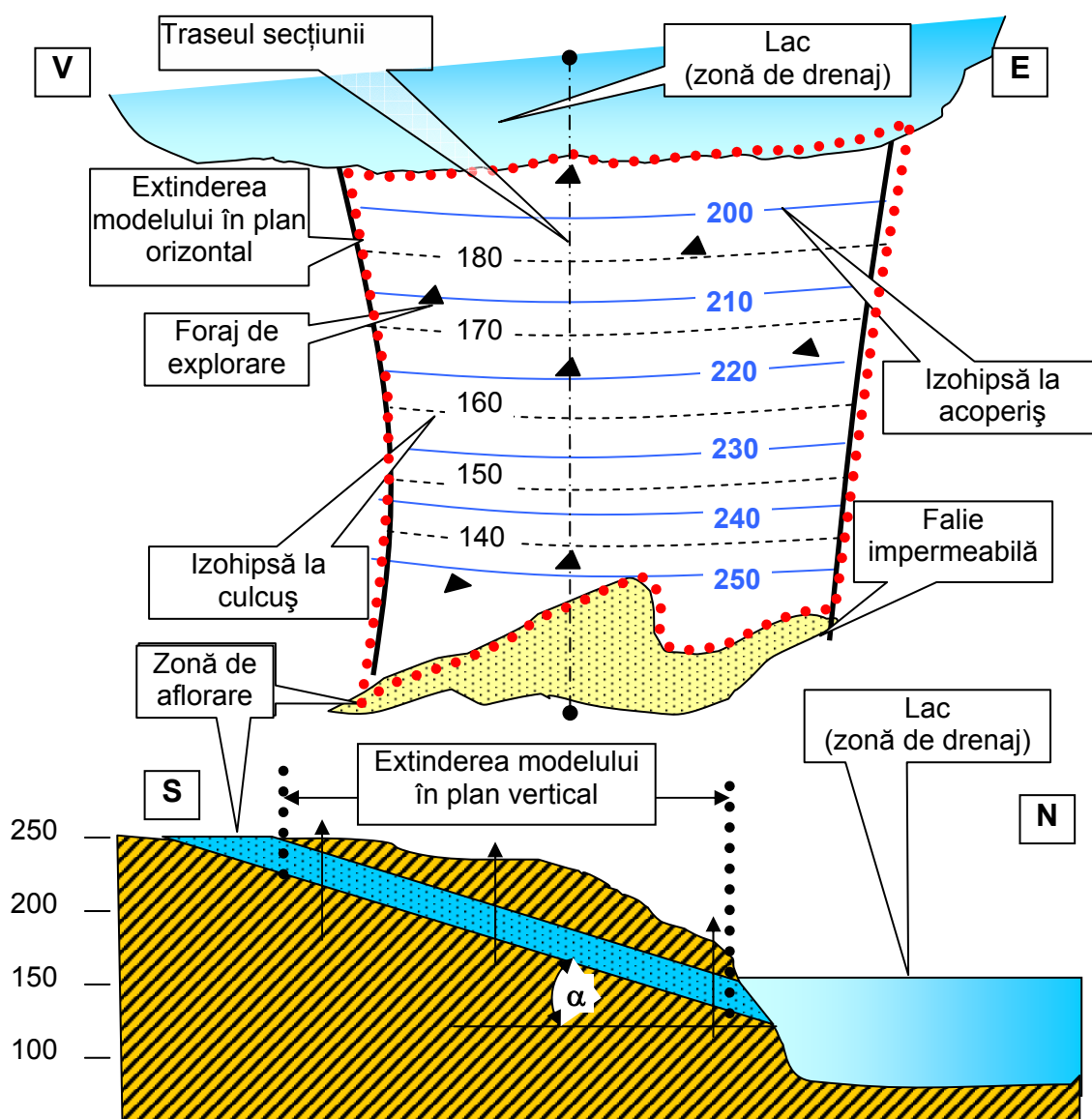


Fig.5.2. Structură acviferă monoclină, cu grosime constantă, drenată de un lac și limitată transversal de două falii verticale impermeabile.

5.1.2.1. Extindere regională

Pentru studiile **regionale**, consacrate evaluării **resurselor naturale** ale hidrostructurilor, modelul conceptual se extinde până la **limitele fizice** ale structurii (**zone de aflorare, falii impermeabile, zone de drenaj etc.**):

- geometria **zonelor de aflorare** se precizează pe baza cartărilor de suprafață realizate în zona de aflorare a depozitelor permeabile.
- traseul **faliilor** și **hărțile** cu **izohipse/izocore/** se obțin prin metode de interpolare (D.Scrădeanu, R.Popa, 2003) pe baza datelor obținute din forajele de explorare (cota acoperișului și a culcușului stratelor impermeabile) și a cartărilor de suprafață.
- **zonele de drenaj**, în funcție de particularitățile hidrostructurii, se precizează prin cartare de suprafață și pe baza datelor din forajele de explorare.

În cazul unei structuri acvifere monoclinale, limitată transversal de falii impermeabile (**Fig.5.2**) schematizarea spațială se rezolvă simplu cu ajutorul hărților cu izohipse la acoperișul și culcușul formațiunii permeabile:

- **extinderea modelului** în plan orizontal este stabilită de intersecția acoperișului stratului permeabil cu suprafața topografică în zona de aflorare și a lacului în cea de drenaj, iar transversal de traseul celor două falii impermeabile (**Fig. 5.2** și **Fig.5.3a**);
- **volumul formațiunilor permeabile** în care are loc curgerea apelor subterane se obține cu ajutorul celor două hărți cu izohipse la acoperișul și culcușul stratului permeabil (**Fig.5.3b**). Prin scăderea din cota acoperișului pe cea a culcușului se obține **grosimea verticală** ($g_{verticală}$) a formațiunii permeabile care supradimensionează **grosimea reală** ($g_{reală}$) proporțional cu înclinarea structurii ($g_{reală} = g_{verticală} \cdot \cos \alpha$; α - unghiul de înclinare al stratului). Acviferul se dezvoltă pe toată grosimea formațiunii permeabile dacă este **sub presiune** sau numai pe o parte din aceasta dacă este cu **nivel liber**.

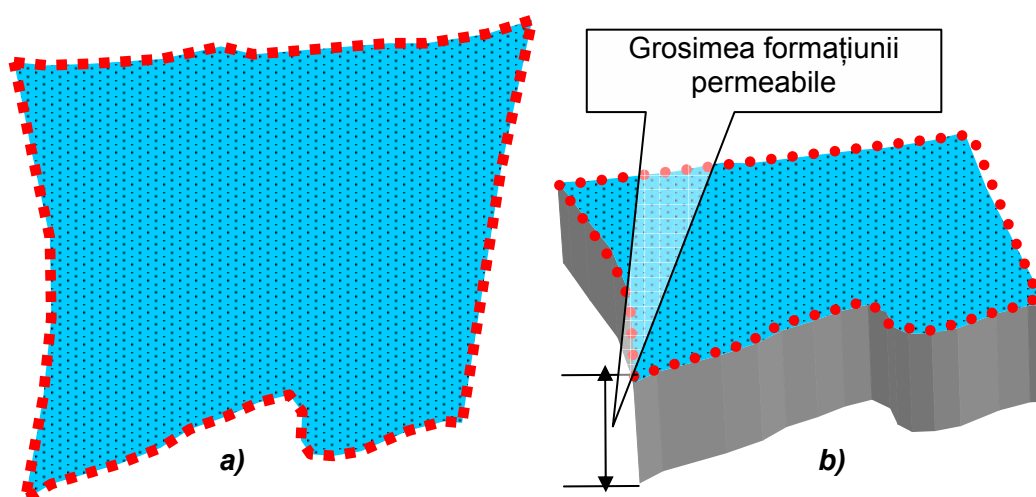


Fig.5.3. Schematizarea spațială a unei structuri acvifere monoclinale cu grosime constantă pentru studii regionale:

a)- extinderea în plan orizontal a formațiunii permeabile;

b)- volumul formațiunii permeabile în care are loc curgerea apelor subterane.

5.1.2.2. Extindere locală

Pentru studiile hidrogeologice de interes **local**, consacrate unor lucrări ingineresti (captări, drenaje, asecări), pentru a reduce cheltuielile, modelul conceptual se extinde doar până la **limita zonei de influență** a obiectivului studiat. În etapa de construire a modelului conceptual zona de influență se estimează pe baza unor modele analitice simplificate (Gh.Alexandru, 1963) sau prin măsurători ale nivelului piezometric în situația în care obiectivul studiat este în funcțiune.

Pentru un **foraj de captare** realizat într-un acvifer monoclinal, dacă funcționarea lui nu modifică configurația spectrului hidrodinamic până la limitele modelului conceptual regional (limitele fizice ale acviferului), **modelul local** se extinde până acolo unde morfologia spectrului în regim influențat nu diferă de cea a spectrului în regim natural de curgere (**Fig.5.4**).

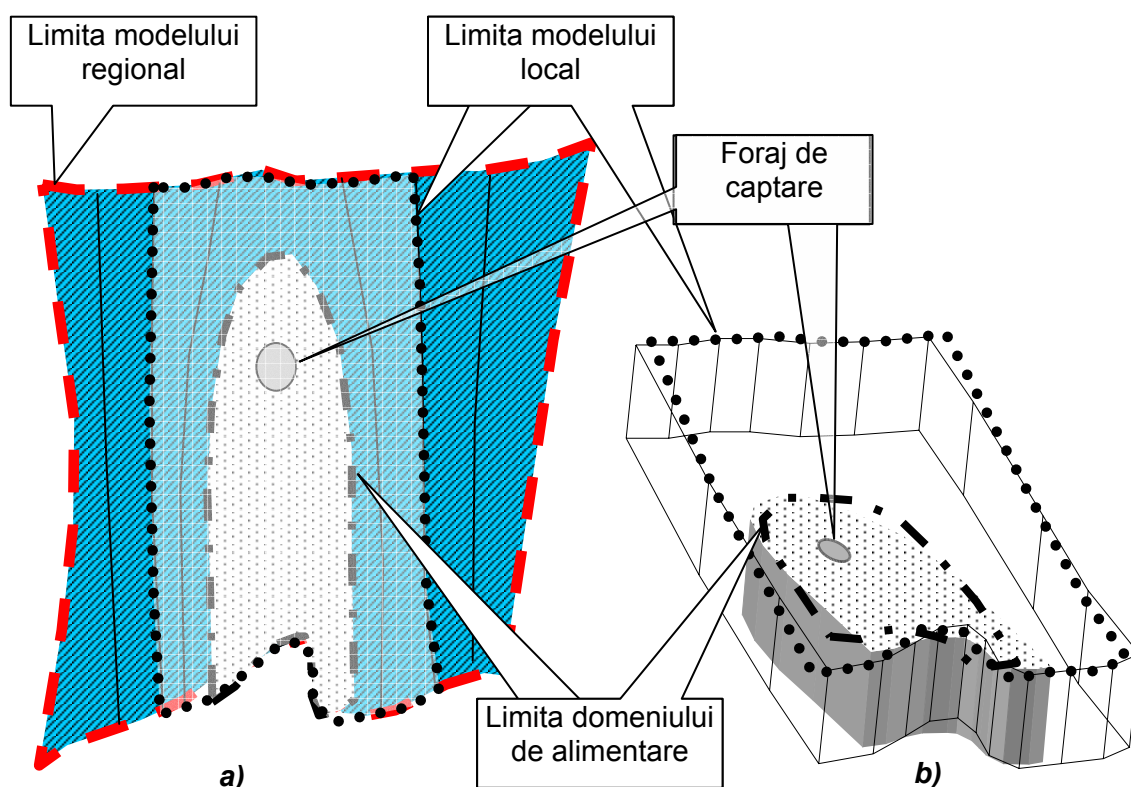


Fig.5.4. Schematizarea spațială pentru un studiu **local** consacrat unui foraj de captare executat într-un acvifer monoclinal cu grosime constantă:
a) extinderea în plan orizontal a modelului regional și a modelului local;
b) volumul acviferului pentru modelul local.

Domeniul de alimentare al forajului de captare nu modifică morfologia spectrului hidrodinamic până la **limitele fizice** ale acviferului, motiv pentru care modelul local are o extindere mai redusă.

Volumul depozitelor în care se studiază curgerea apei subterane este și el mai mic (**Fig.5.4b**) fapt care implică o reducere a efortului de cercetare (investigare de detaliu realizată pe o arie mai restrânsă, resurse hard pentru prelucrările numerice și durată de prelucrare mai reduse).

5.1.3. Rezolvarea ecuațiilor modelului matematic

Schematizarea **forme** și **extinderii** structurilor hidrogeologice în **plan orizontal** și **vertical** este condiționată nu numai de **modelul matematic** ales ci și de modalitatea, **analitică** sau **numerică**, de a obține soluțiile ecuațiilor acestuia.

5.1.3.1. Soluții analitice

Soluțiile ecuațiilor obținute pe cale **analitică** au avantajul că sunt **exacte** și dezavantajul că sunt aplicabile pentru soluționarea unui **număr limitat** de probleme ale curgerii apelor subterane definite printr-o geometrie simplă a frontierelor acviferelor. Luarea în considerare a întregii complexități structurale a acviferelor reale depășește potențialul soluțiilor analitice.

Alegerea soluționării **analitice** pentru ecuațiile modelului matematic impune o simplificare drastică a **forme** și **extinderii** structurilor hidrogeologice atât în plan orizontal cât și în plan vertical.

Schematizare în plan orizontal

Soluționarea analitică impune o schematizare a **forme** structurii hidrogeologice în **plan orizontal** conturată prin **segmente rectilinii** sau **arce de cerc** și o **extindere infinită** a acesteia.

Schematizarea geometrică a limitelor fizice ale hidrostructurii prin segmente rectilinii și arce de cerc are ca obiectiv echivalarea structurilor acvifere reale, cu **extindere finită**, cu modele ale structurilor cu **extindere infinită**, utilizându-se principiul **imaginilor** și al **suprapunerii efectelor**.

Extinderea infinită a hidrostructurii în plan orizontal este o noțiune hidrogeologică teoretică definită pe baza raportului dintre extinderea **zonei de influență** a unei perturbări hidrocinamice și **extinderea reală a hidrostructurii**.

O hidrostructură este considerată cu **extindere infinită** în raport cu extinderea **zonei de influență** a perturbărilor hidrocinamice studiate atunci când în interiorul zonei de influență nu sunt interceptate **frontiere fizice** ale acviferului (ex.: efilarea formațiunii permeabile în care este acumulat acviferul, o falie impermeabilă/permeabilă, un curs de apă de suprafață care a erodat depozitele permeabile etc.).

Formele clasice schematizate în **plan orizontal** ale hidrostructurilor, pentru soluționarea analitică a ecuațiilor curgerii apelor subterane sunt asociate cu cinci tipuri de acvifere (A.Gheorghe et.al., 1963):

- **acvifer cu extindere infinită**, atunci când frontierele fizice ale acviferului sunt la distanță foarte mare de limita zonei de influență a perturbării hidrocinamice (**Fig.5.5a**);
- **acvifer semiinfinit**, atunci când zona de influență a perturbării hidrocinamice intersectează o frontieră rectilinie permeabilă /impermeabilă (**Fig.5.5b**);
- **acvifer semiînchis/unghiular**, atunci când în zona de influență a perturbării hidrocinamice sunt prezente două frontiere rectilinii care se intersectează sub un unghi oarecare (**Fig.5.5c**);
- **acvifer liniar/bandă**, atunci când în zona de influență a perturbării hidrocinamice sunt prezente două frontiere rectilinii, paralele, situate la o distanță mult mai mică decât distanța dintre ele (**Fig.5.5d**);
- **acvifere închise**, atunci când zona de influență a perturbării hidrocinamice se suprapune peste întreg acviferul, iar frontierele pot fi approximate cu un contur circular (**Fig.5.5.e**);

Cele **patru** tipuri de acvifere semiinfinite, semiînchise, liniare și închise pot fi diferențiate în **zece** subtipuri prin combinarea frontierelor fizice - **permeabile** sau **impermeabile**- care se află în zona de influență a perturbărilor hidrodinamice.

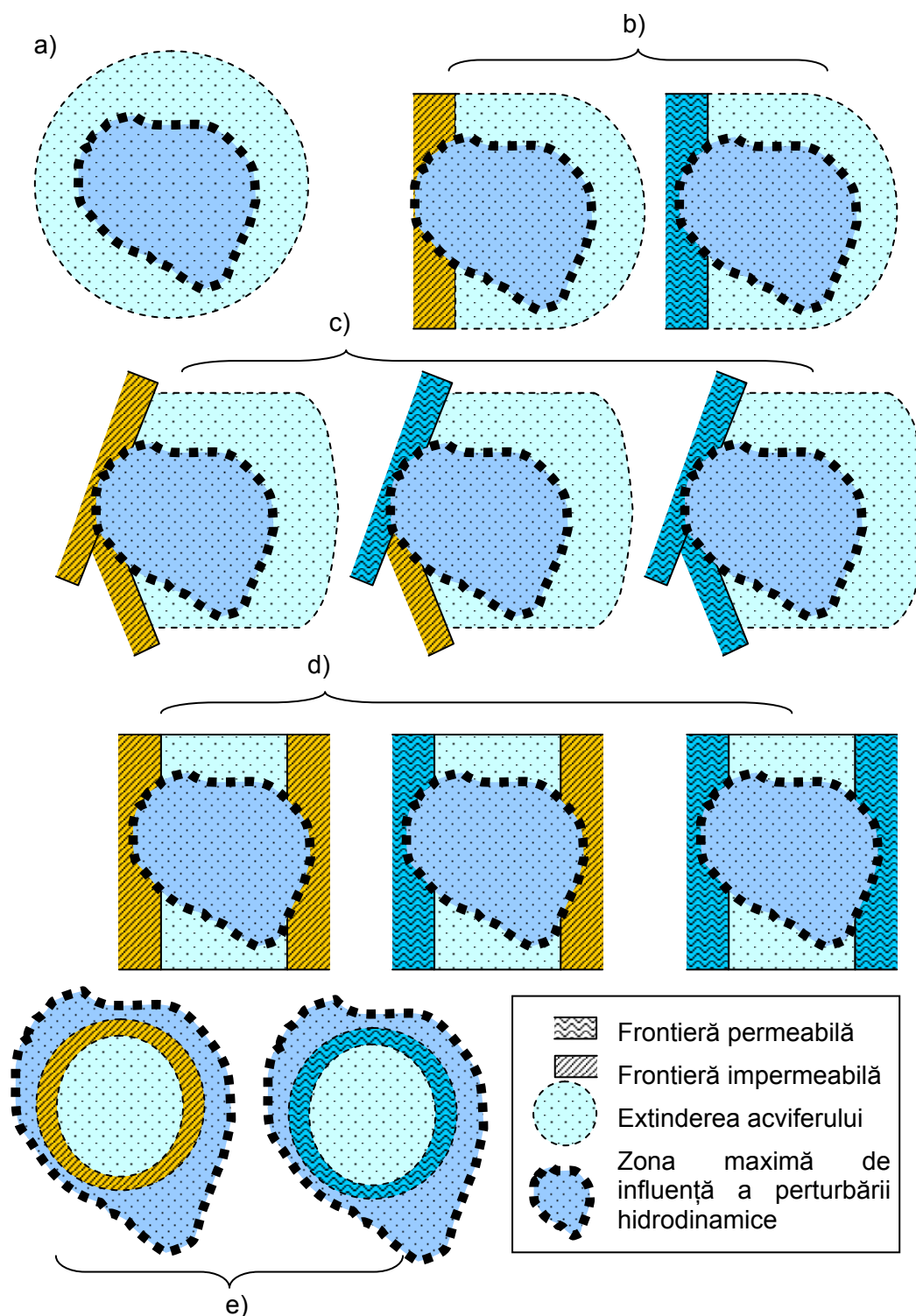


Fig.5.5. Schematizarea în plan orizontal a **forme** structurilor acvifere pentru soluționarea **analitică** a ecuațiilor modelului matematic.

a) acvifer infinit; b) acvifere semiinfinite; c) acvifere semiînchise; d) acvifere liniare; e) acvifere închise.

Schematizare în plan vertical

În **plan vertical**, în funcție de variabilitatea **grosimii** depozitelor permeabile, schematizarea se face în două variante:

- estimarea unei valori constante (**valoare medie**) pe tot domeniul de extindere a modelului;
- estimarea pe tronsoane de dimensiuni variabile, în funcție de datele disponibile, a unor legi de **variație de tip linear**.

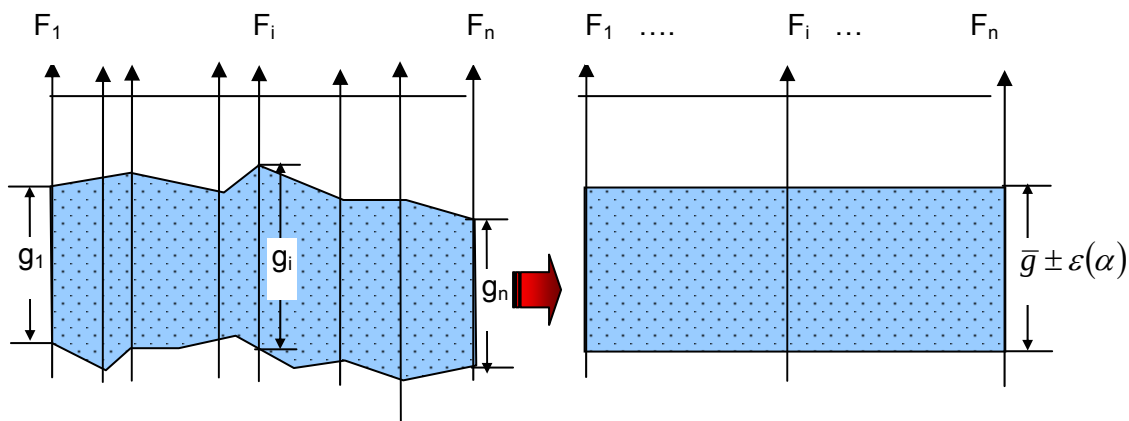


Fig.5.6. Schematizarea grosimii cu variabilitate aleatoare a unui acvifer cu grosimea medie a valorilor măsurate.

Dacă **variabilitatea** grosimii este **aleatoare**, lipsită de o tendință de variație regională, hidrostructurii i se atribuie o grosime constantă, egală cu **valoarea medie** a grosimilor măsurate în punctele de observație disponibile (**Fig.5.6**).

Pentru hidrostructurile regionale, variabilitatea grosimilor ($g_i; i=1, \dots, n$) are de cele mai multe ori o **distribuție normală** și calculul valorii medii nu implică complicații, ea fiind estimată ca o **medie aritmetică ponderată** a valorilor rămase după eliminarea valorilor extreme.

Valoarea medie ($\bar{g}$) este afectată de o eroare ($\varepsilon(\alpha)$) a cărei mărime

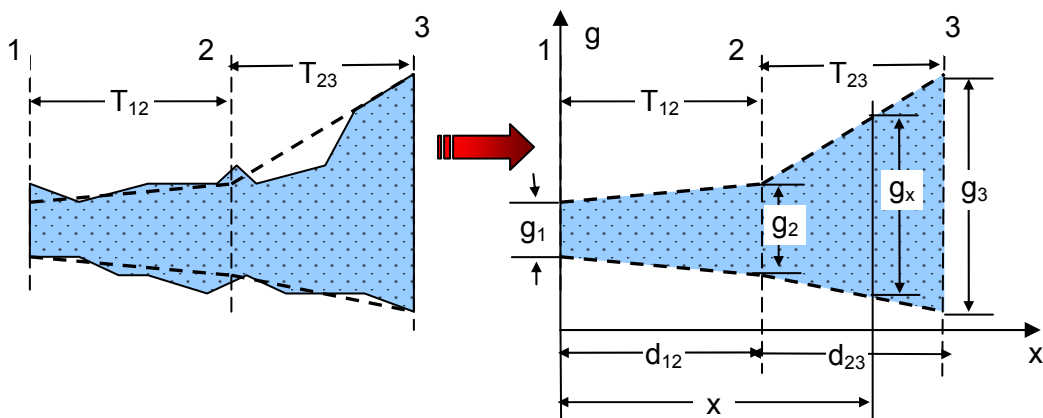


Fig. 5.7 Schematizarea variației grosimii prin legi de variație liniară pe tronsoane.

depinde de numărul de valori disponibile (n), dispersia valorilor mediate și riscul erorii de genul întâi (α) (D.Scrădeanu, 1995):

$$\bar{g} \pm \varepsilon(\alpha) \quad (5.2)$$

În cazul abaterilor de la distribuția normală, pentru evitarea **supraestimării/subestimării** grosimii medii, se normalizează distribuția selecțiilor de valori disponibile (D.Scrădeanu, R.Popa, 2001).

Prezența unei **tendințe regionale** a variației grosimii este schematizată prin legi de variație simple. Prin împărțirea acviferelor în tronsoane (T_{12} , T_{23}) se pot adopta legi de **variație liniară** fără a introduce mari abateri de la variația reală a grosimii (**Fig.5.7**).

Valoarea grosimii intră ca o variabilă cu variație liniară în ecuațiile curgerii apei subterane (A.Gheorghe et. al., 1983, F.Zamfirescu, 1995):

$$g_x : \begin{cases} g_1 + \frac{x}{d_{12}}(g_2 - g_1) \text{ pentru } & x \in T_{12} \\ g_2 + \frac{x}{d_{23}}(g_3 - g_2) \text{ pentru } & x \in T_{23} \end{cases} \quad (5.3)$$

5.1.3.2. Soluții numerice

Soluțiile numerice ale ecuațiilor curgerii apelor subterane, chiar dacă sunt **aproximative**, se obțin în condițiile luării în considerare a întregii complexități a **forme** hidrostructurilor atât în **plan orizontal** cât și în **plan vertical**. Gradul de aproximare al soluțiilor numerice poate fi crescut prin cantitatea de informații utilizată pentru descrierea **forme** frontierelor acviferului.

Schematizare în plan orizontal

Schematizarea în **plan orizontal**, în cazul soluționării numerice, se fundamentează pe **discretizarea** domeniului curgerii apelor subterane, până la **limitele fizice** ale acestuia sau până la **limita zonei de influență** a perturbării hidrodinamice studiate, printr-o rețea de puncte plasate într-o rețea specifică fiecărei metode:

- **metoda diferențelor finite** presupune discretizarea domeniului de curgere printr-o **rețea rectangulară** regulată/neregulată, în funcție de forma frontierelor naturale, variabilitatea parametrică a hidrostructurii și prezența surselor de perturbare hidrodinamică (**Fig.5.8b, 5.8c**);
- **metoda elementelor finite** presupune discretizarea domeniului de curgere printr-o **rețea poligonală**, cel mai frecvent triunghiulară, care permite redarea cu mai mare fidelitate a forme frontierelor naturale ale hidrostructurii (**Fig.5.8d**).

Acuratețea cu care este redată **forma** frontierelor acviferelor în **plan orizontal** este condiționată de **dimensiunea** celulelor de discretizare și de caracteristicile sistemului informatic cu care se lucrează (memoria disponibilă a mașinii de calcul și performanța aplicației utilizate exprimată prin numărul maxim de celule de discretizare acceptat). Cu cât sistemul informatic este mai performant pot fi utilizate celule de discretizare mai mici care pot reda mai fidel forma spațială a acviferului.

În cazul utilizării unor **rețele de discretizare neregulate** – necesare pentru detalierea distribuției câmpului piezometric în vecinătatea forajelor sau a anumitor incinte, variabilitatea dimensiunilor celulelor de discretizare este condiționată și de metoda numerică utilizată pentru soluționarea ecuațiilor modelului (raportul dimensiunilor a două celule vecine nu trebuie să depășească o anumită valoare!!!).

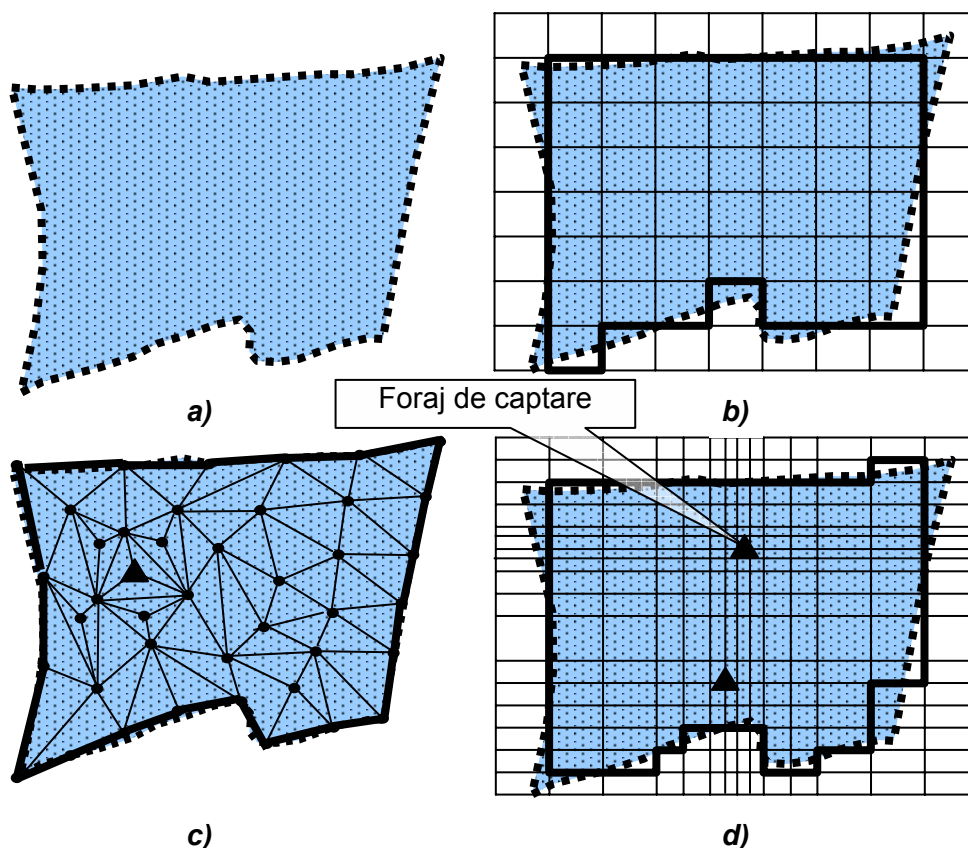


Fig.5.8 Schematizarea în plan **orizontal** a **forme**i unei structuri acvifere monoclinale pentru soluționarea numerică a ecuațiilor modelului matematic:

- a)**-conturul frontierelor naturale ale acviferului;
- b)**-conturul frontierelor modelului matematic pentru metoda diferențelor finite cu o rețea rectangulară regulată;
- c)**- conturul frontierelor modelului matematic pentru metoda elementelor finite cu o rețea triunghiulară neregulată;
- d)**- conturul frontierelor modelului matematic pentru metoda diferențelor finite cu o rețea rectangulară neregulată.

În fine, dimensiunea celulelor de discretizare și implicit gradul de schematizare al forme hidrostructurii în plan orizontal trebuie să țină seama de gradul de **detaliu** la care este cunoscută forma reală a frontierelor acesteia. Nu trebuie exagerat cu reducerea dimensiunilor celulelor de discretizare dacă nu este cunoscută în detaliu morfologia frontierelor fizice ale hidrostructurii.

Schematizare în plan vertical

Același principiu al discretizării fundamentează și schematizarea în plan vertical, el aplicându-se variației **grosimii** depozitelor permeabile, semipermeabile sau impermeabile.

Variația grosimii, aleatoare sau înglobând și prezența unei tendințe regionale, se fragmentează într-un număr suficient de mare de **tronsoane** pe care se calculează o **grosime constantă echivalentă** (**Fig.5.9**).

Dimensiunea tronsoanelor este determinată de mărimea celulelor de discretizare ale rețelei utilizate pentru schematizarea forme în plan orizontal a domeniului curgerii apelor subterane (**Fig.5.8**).

Pentru realizarea **echivalenței** dintre variația reală a grosimii și cea schematizată, într-un spațiu **2D**, se egalează **aria** depozitelor permeabile din secțiune ($A_{totală}$; **Fig.5.9a**) cu suma ariilor din tronsoanele de discretizare ($T_1, \dots, T_k$; **Fig.5.9b**):

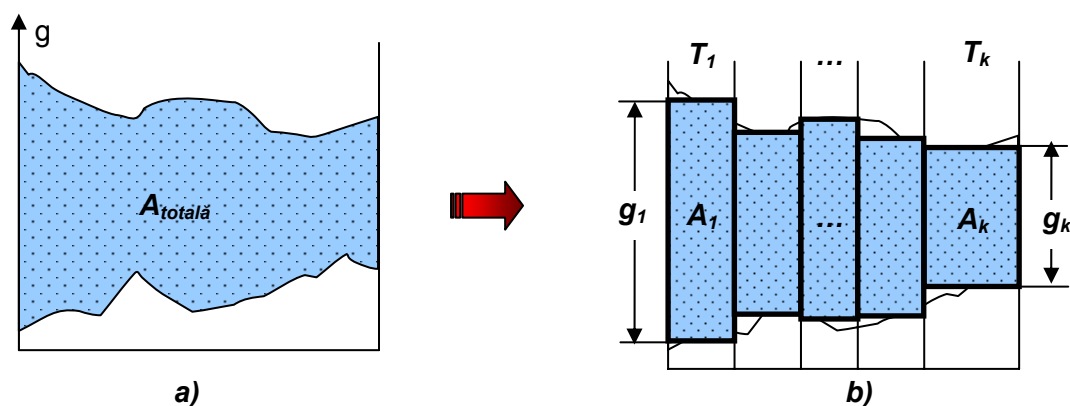


Fig.5.9 Schematizarea într-un spațiu **2D** a variației grosimii unui strat permeabil în cazul soluționării numerice a ecuațiilor modelului matematic:

a) variația reală a grosimii (g) de-a lungul unui aliniament;

b) schematizarea grosimii ($g_1, \dots, g_k$) pe tronsoane ($T_1, \dots, T_k$)

$$A_{totală} = \sum_{i=1}^{i=k} A_i \quad (5.4)$$

Schematizarea într-un spațiu **3D** adaugă și a treia dimensiune orientată perpendicular pe planul secțiunii. Rezultă o schematizare a grosimii sub forma unor prisme rectangulare:

- **dreptunghiulare**, în cazul aplicării metodei diferențelor finite (**Fig.5.10a**);
- **triunghiulare/poligonale**, în cazul aplicării metodei elementelor finite (**Fig.5.10b**).

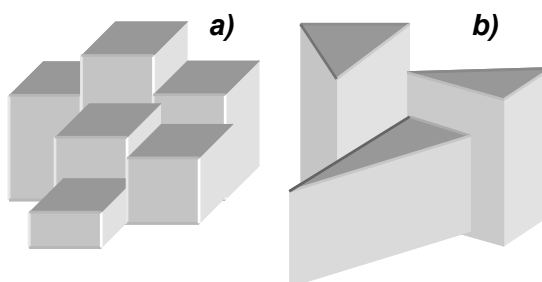


Fig.5.10 Schematizarea într-un spațiu **3D** a variației grosimii unui strat permeabil în cazul soluționării ecuațiilor modelului matematic prin:

a) metoda diferențelor finite;

b) metoda elementelor finite.

5.2. Schematizare parametrică

Variabilitatea spațială mare a condițiilor de formare a hidrostructurilor este cauza fundamentală a necesității schematizării distribuției spațiale a parametrilor ce cuantifică **proprietățile acvifere ale terenurilor**.

Limitările introduse de **resursele** alocate cercetării și de **instrumentele** de prelucrare disponibile au condus la dezvoltarea unei **metodologii** laborioase pentru **schematizarea parametrică** a hidrostructurilor. Valabilă pentru orice **variabilă regionalizată** (D.Scrădeanu, 1996, 2001, 2003), în cazul schematizării parametrică, metodologia este aplicabilă tuturor parametrilor hidrostructurilor, cei mai frecvent implicați în evaluările cantitative fiind:

- porozitatea activă (n_a);

- conductivitatea hidraulică și transmisivitatea (K/T);
- coeficientul de difuzivitate hidraulică și înmagazinare (a/S_e);
- coeficientul de realimentare (w);
- coeficientul dispersiei hidrodinamice (D);
- tensiunea interfacială (σ_{fluid}) etc.

Rezultatul schematizării parametrice este **imaginea** distribuției spațiale a parametrilor studiați, realizată sub forma **hărților** și **secțiunilor**, pe baza **valorilor** parametrilor determinate în diferite **puncte** din spațiu (aflorimentele cartate, forajele de cercetare, probele recoltate, profilele de rezistivitate, carotajele geofizice etc.).

Densitatea punctelor de observație și **variabilitatea** parametrilor condiționează gradul de precizie al schematizării parametrice.

Sunt posibile două variante de realizare a schematizării distribuției spațiale a parametrilor hidrostructurilor (**Fig.5.11**):

- **estimarea** celei mai probabile distribuții spațiale, prin **kriging**, pe baza minimizării varianței erorilor de estimare;
- **simularea** domeniului de variabilitate maximă, prin **simulare condițională**, pe baza legii de distribuție a parametrului.

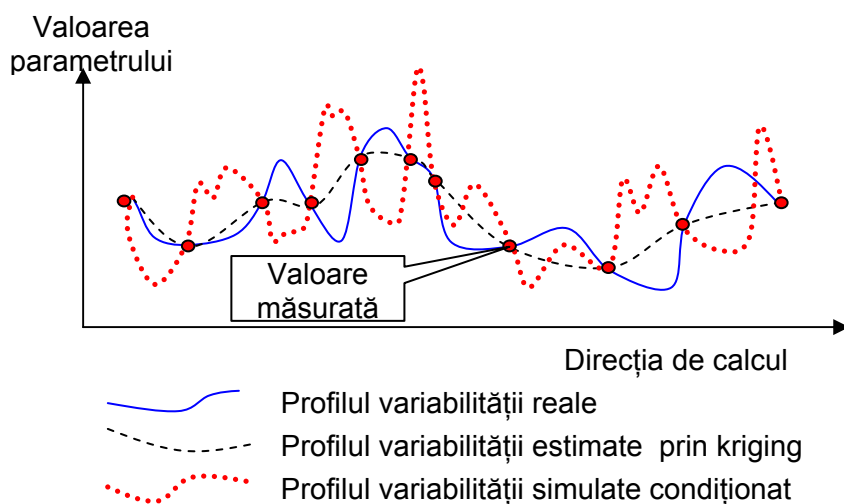


Fig.5.11 Schematizarea variabilității reale a parametrilor prin kriging și simulare condițională.

Alegerea variantei de schematizare se face în funcție de:

- **scara** la care se realizează modelul matematic al curgerii apelor subterane.
- **eroarea admisă** pentru estimările realizate;
- **senzitivitatea** modelului în raport cu parametrii schematizați;

Pentru modelele matematice realizate la **scară mică**, utilizate pentru estimarea resurselor hidrostructurilor regionale, se preferă schematizarea parametrică prin **kriging** (D.Scrădeanu, 1996), metodă care solicită un volum mai redus de date și este mai puțin laborioasă.

Pentru modelele matematice realizate la **scară mare** (mare detaliu), în special cele realizate pentru evaluarea poluării acviferelor, pentru schematizarea parametrică se apelează la **simularea condițională** (A.G. Journel, 1975), lucrându-se cu modele stochastice în evaluările hidrogeologice.

Simularea condițională este preferată kriging-ului și în situațiile în care **eroarea admisibilă este mică** pentru evaluările realizate cu ajutorul modelelor matematice.

Senzitivitatea redusă a modelului matematic recomandă utilizarea **kriging**-ului deoarece minimizarea variabilității parametrilor favorizează calarea modelului și în același timp nu afectează precizia estimării câmpului piezometric al acviferelor.

În cazul modelelor cu **senzitivitate mare** și în condițiile unor **erori admisibile reduse** este obligatorie schematizarea parametrică a hidrostructurilor prin **simulare condițională**.

Schematizarea parametrică a hidrostructurilor rezultate prin **schematizare spațială** se face în funcție de:

- **variabilitatea parametrilor** hidrostructurilor;
- **extinderea cercetării** hidrogeologice;
- **rezolvarea ecuațiilor modelului matematic** utilizat pentru evaluarea cantitativă a curgerii.

5.2.1. Variabilitatea parametrului

Variabilitatea parametrului este cuantificată sub două aspecte:

- variația valorii absolute a parametrului de la un punct la altul (**omogenitate/neomogenitate**);
- variația valorii parametrului dintr-un punct pe diferite direcții (**izotropie/anizotropie**).

Indiferent de **volumul elementar reprezentativ** pe care este definit parametrul (p) și de modalitatea de determinare a acestuia - în laborator sau în teren-, analiza variabilității parametrice se face în general plecându-se de la o **distribuție spațială punctuală** a valorilor disponibile (valori măsurate/determinate;

Fig.5.12).

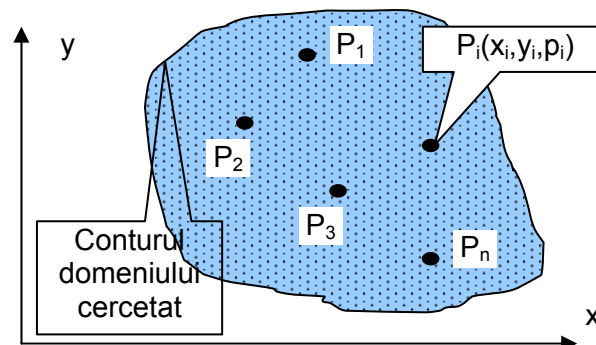


Fig.5.12 Distribuția spațială punctuală a valorilor parametrului ce este schematizat:

- x_i, y_i - coordonatele punctului P_i ;

- p_i - valoarea parametrului;

- i - indicele punctului de observație;

- n - numărul total al punctelor de observație.

5.2.1.1. Mediu omogen și izotrop

Dacă variabilitatea parametrului într-un domeniu spațial (2D/3D) este **aleatoare** și **staționară** (**Fig.5.13a**) iar variogramele experimentale direcționale sunt de tip **efect de pepită total** (**Fig.5.13b**; D.Scrădeanu, 1996) domeniul respectiv poate fi schematizat ca fiind **omogen** și **izotrop**.

Pentru un domeniu spațial **omogen** și **izotrop** parametrul studiat este cuantificat printr-o **valoare constantă** valabilă în **toate punctele** domeniului și în **toate direcțiile**.

Valoarea constantă este **valoarea medie** a parametrului ($\bar{p}$) și se estimează după metodologia statistică clasică, cu o **eroare** $\varepsilon(\alpha)$ dependentă de **dispersia** valorilor în jurul **mediei** și **riscul asumat** (α) (**Fig.5.13a**; D.Scrădeanu, 1995):

$$\bar{p} \pm \varepsilon(\alpha) \quad (5.5)$$

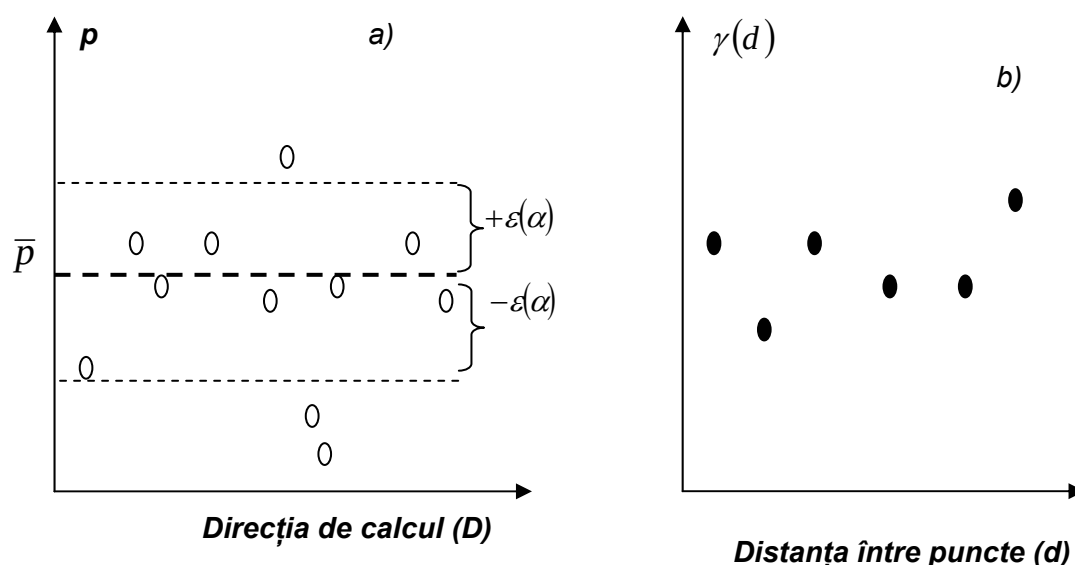


Fig.5.13. Diagrama de variabilitate și variograma direcțională a unui parametru cu variabilitate aleatoare și staționară:

a) diagrama de variabilitate;

b) variograma experimentală de tip efect de pepită total.

5.2.1.2. Mediu neomogen și anizotrop

Majoritatea parametrilor hidrostructurilor au o variație neomogenă și anizotropă. Variabilitatea este aleatoare, staționară/nestaționară, iar variogramele direcționale, diferite în funcție de direcția de calcul (datorită anizotropiei!!!), indică prezența unei structuri spațiale la scara de investigare realizată (**Fig.5.14**).

Schematizarea **neomogenității** și **anizotropiei** se cuantifică prin intermediul modelelor topo-probabiliste (D.Scrădeanu, 2001,2003).

Neomogenitatea este schematizată prin **variogramă** ($\tilde{\gamma}(d)$), modelul stocastic al legii de variație spațială (**Fig.5.14c**), utilizată atât în estimarea prin **kriging** cât și prin **simulare condițională**.

Anizotropia este schematizată cel mai frecvent prin două direcții ortogonale (D_1 - direcția de variabilitate minimă și D_2 - direcția de variabilitate maximă) după care parametrul este minim ($p_{\min}$), respectiv maxim ($p_{\max}$), raportul lor fiind constant în toate punctele domeniului:

$$\frac{p_{\max}}{p_{\min}} = \text{const} \quad (5.6)$$

Un astfel de mediu anizotrop, denumit **ortotrop**, este descris prin doi parametri elementari (**Fig.5.14d**):

- **direcția** de variabilitate maximă a parametrului: θ ;
- **raportul** de anizotropie (η_{aniz}):

$$\eta_{\text{aniz}} = \frac{R_1}{R_2} \quad (5.7)$$

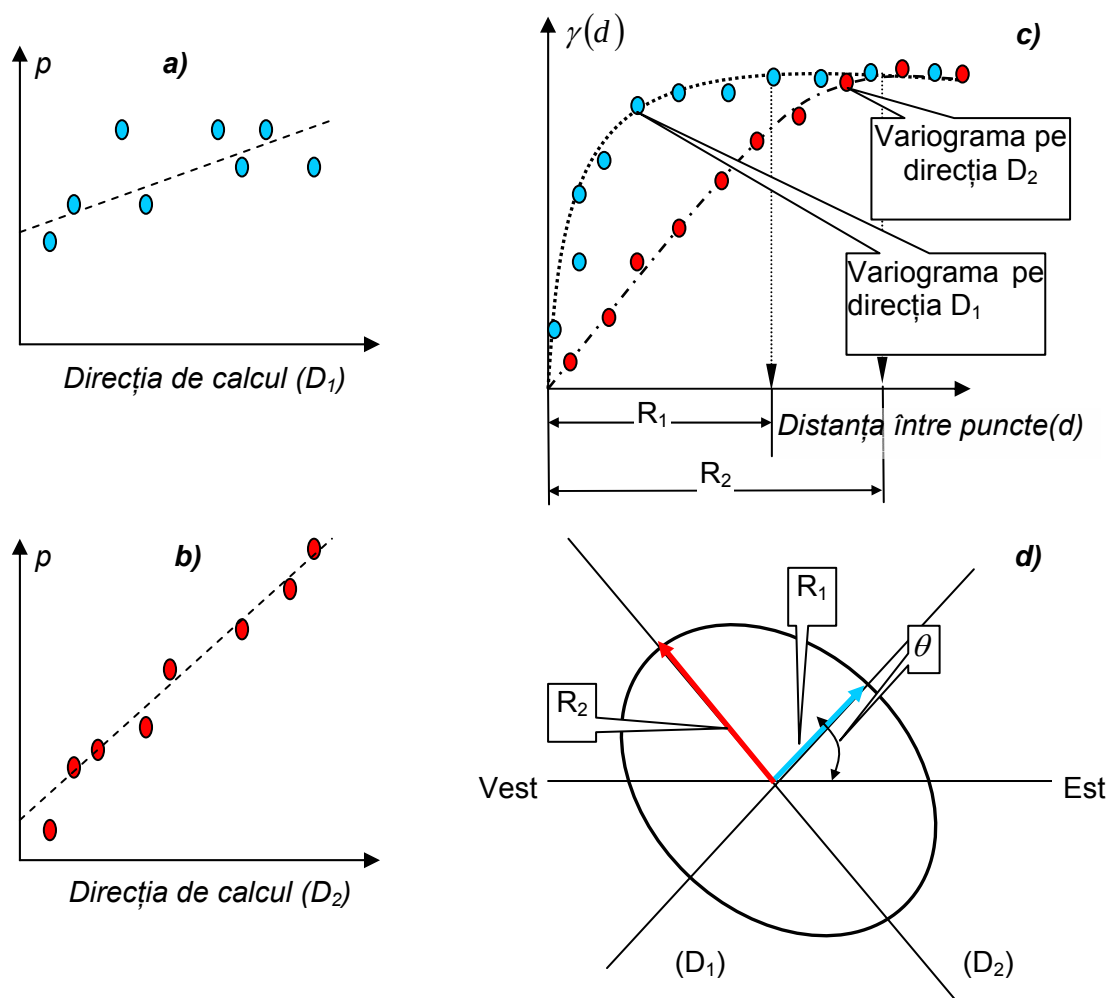


Fig.5.14 Elementele de schematizare a variabilității structurilor parametrice neomogene și anizotrope (ortotrope):

- diagrame de variabilitate direcționale: **a)** și **b)**;
- variograme experimentale direcționale: **c)**;
- parametri ai anizotropiei: **d)**.

în care

R_1 - raza de influență a variogramei de suprafață pe direcția de variabilitate minimă;

R_2 - raza de influență a variogramei de suprafață pe direcția de variabilitate maximă.

În funcție de **extinderea** și de modalitatea de **soluționare** a ecuațiilor modelului matematic, modelele topo-probabiliste sunt utilizate diferențiat pentru schematizarea parametrilor cu distribuție neomogenă și anizotropă.

5.2.2. Extinderea cercetării

Corelarea extinderii zonei cercetate cu parametrul analizat conduce la situații speciale de schematizare a distribuției parametrilor acviferelor.

5.2.2.1. Extindere regională

Realizarea unui **model regional**, cu extindere mare a zonei cercetate, estompează variabilitatea parametrilor și prin schematizare, în interiorul zonei cercetate se tinde spre adoptarea unei distribuții omogene și izotrope a parametrilor. În astfel de situații, în toate punctele **domeniului de curgere** al apelor subterane parametrii au valori constante egale cu **valoarea medie** a valorilor disponibile.

Acceptarea unei astfel de schematizări în cazul modelelor regionale este favorizată și de **senzitivitatea redusă** a modelelor regionale la variația parametrilor de tipul **porozității** și **conductivității hidraulice**. Excepție de la această regulă face **coeficientul de înmagazinare elastică** a cărui variabilitate, de cele mai multe ori “sensibilizează” câmpul piezometric al acviferelor.

5.2.2.2. Extindere locală

Modelele locale obligă la o rigurozitate specială în legătură cu descrierea variabilității parametrice în zona schematizată. Cu ajutorul modelelor topo-probabiliste, zona modelată, cu extindere mult mai **mică** decât cea din cazul modelelor regionale, este divizată în **subzone** în care parametrii studiați au o distribuție **omogenă** și **izotropă/ortotropă** dar diferită de la o subzonă la alta.

Realizarea modelului **neomogen** și **ortotrop** al zonei cercetate se bazează pe hărțile cu izolinii ale parametrilor realizate prin **kriging** sau **simulare condițională**.

Dimensiunile subzonelor sunt determinate de variabilitatea parametrică și de soluționarea analitică/numerică a ecuațiilor modelului matematic utilizat pentru evaluarea curgerii apelor subterane.

5.2.3. Rezolvarea ecuațiilor modelului matematic

Tipul de soluții alese pentru rezolvarea ecuațiilor modelului matematic condiționează nu numai **dimensiunea** subzonelor în care este separată zona cercetată ci și modalitățile de **echivalare** a acviferelor reale cu cele schematizate în funcție de ipotezele **hidrodinamice** acceptate (ex.: direcția de curgere a apelor subterane în raport cu poziția limitelor de separație ale subzonelor, tipul de tranziție de la o subzonă la alta etc.).

5.2.3.1. Soluții analitice

Schematizarea **neomogenității** și **anizotropiei** în cazul soluțiilor analitice apelează la două căi de rezolvare:

- identificarea unui **model analitic** pentru **variabilitatea** parametrului (cel mai frecvent un model liniar);
- **echivalarea** domeniului neomogen/anizotrop cu unul omogen și izotrop prin **distorsiune parametrică/geometrică**.

Schematizare a variabilității

Identificarea și modelarea unei variații de tip **linear** pentru conductivitatea hidraulică a unui acvifer (K) poate fi realizată de-a lungul unei direcții de curgere (D) pe care se cunosc **minimum trei valori** ale acesteia (Fig.5.15).

Dacă se admite că mediul este **neomogen** iar variația conductivității hidraulice este **continuă** ea poate fi aproximată cu o dreaptă de-a lungul direcției D , schematizată cu ecuația:

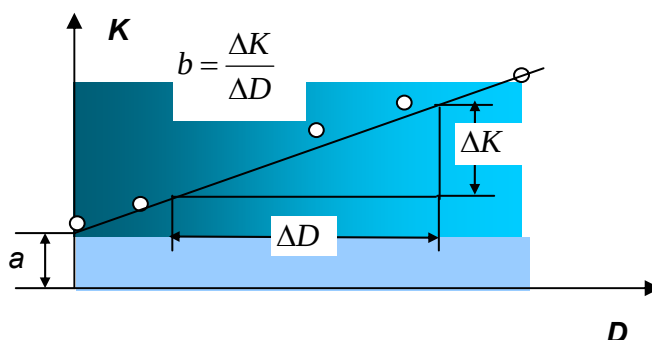


Fig.5.15 Evaluarea unei variații de tip linear pentru conductivitatea hidraulică a unei formațiuni permeabile.

$$K(D) = a + b \cdot D \quad (5.8)$$

Coeficienții a și b pot fi determinați **grafic** prin trasarea aproximativă a dreptei care interpolează linear valorile disponibile, sau **analitic** prin metoda celor mai mici pătrate (D.Scrădeanu, 1995).

Mediul real, **neomogen**, este înlocuit prin schematizare cu unul echivalent având conductivitatea egală cu coeficientul a , pentru $D=0$, variația lui o dată cu creșterea distanței D fiind exprimată de ecuația (5.8), în care coeficientul b reprezintă gradientul de creștere direcțională.

Dacă se dispune de mai multe valori ale parametrului de-a lungul unui aliniament se pot identifica și alte modele analitice (parabolic, logaritm etc.) pentru variabilitatea parametrului, modele care complică soluționarea analitică a ecuațiilor curgerii apelor subterane.

Schematizare prin echivalare

Schematizarea parametrică prin **echivalarea** mediului neomogen cu unul omogen se realizează atunci când variația parametrului este **discontinuuă** și se face în două variante:

- **distorsiune parametrică**, atunci când acviferul real și cel schematizat echivalent au aceeași dimensiuni dar parametri diferiți;
- **distorsiune geometrică**, atunci când schematizarea mediului real se bazează pe deformarea sa geometrică, pe verticală/orizontală.

Distorsiunea parametrică abordează numai aspectul neomogenității distribuției parametrice și pentru schematizarea acesteia ține seamă de:

- **unghiul** (α) dintre liniile de curent și limitele ce separă subzonele cu valori diferite ale parametrului;
- **dimensiunile** subzonelor ($h_1, h_2, \dots, h_n$) cu valori diferite ale parametrului;
- **valorile** parametrului ($K_1, K_2, \dots, K_n$) în mediul real, neomogen.

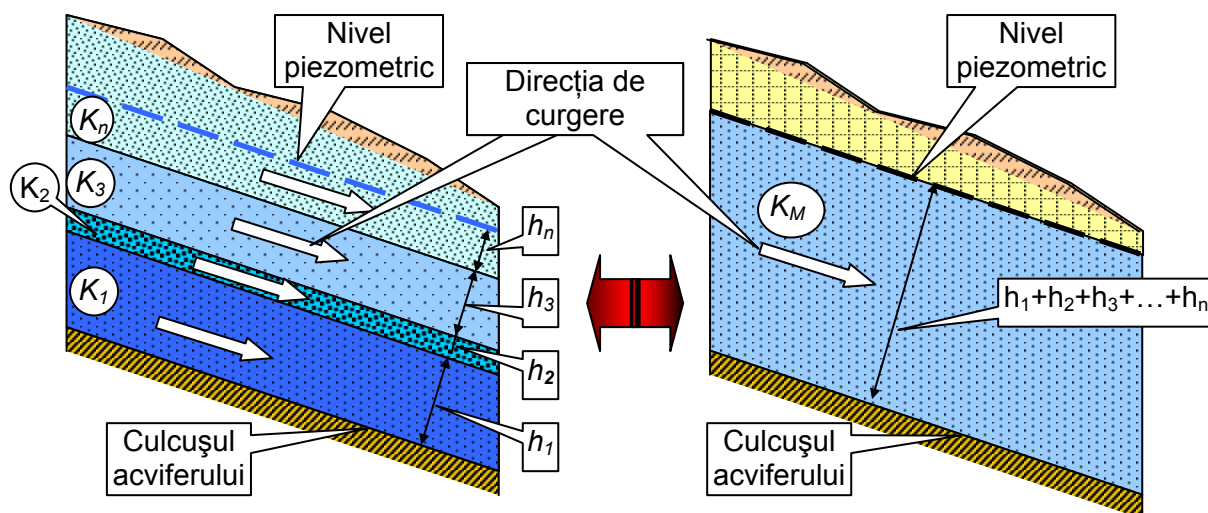


Fig.5.16. Schematizarea prin **distorsiune parametrică** a conductivității hidraulice (K) a unui acvifer neomogen cu nivel liber în care curgerea apelor subterane se face paralel cu limitele ce separă subzonele cu valori diferite ale conductivității hidraulice ($\alpha = 0$)

Valoarea parametrului pentru mediul **omogen echivalent** se calculează cu relația (F.Zamfirescu, 1995):

$$K(\alpha) = \frac{K_M \cdot K_m}{K_M \cdot \sin^2 \alpha + K_m \cdot \cos^2 \alpha} \quad (5.9)$$

în care

α - unghiul între direcția liniilor de curent și a limitelor ce separă subzonele cu valori diferite ale parametrului;

K_M - conductivitatea hidraulică a mediului omogen echivalent, atunci când $\alpha = 0^\circ$ (**Fig.5.16**), se calculează ca o medie armonică ponderată (A. Gheorghe et. al, 1983):

$$K_M = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} K_i \cdot h_i}{\sum_{i=1}^{i=n} h_i} \quad (5.10)$$

K_i - conductivitățile hidraulice ale subzonelor mediului neomogen;

h_i - grosimile subzonelor cu conductivități diferite, măsurate **perpendicular** pe direcția de curgere;

K_m - conductivitatea hidraulică a mediului omogen echivalent atunci când $\alpha = 90^\circ$ (**Fig.5.17**), se calculează cu relația (A.Gheorghe et.al.,1983):

$$K_m = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} d_i}{\sum_{i=1}^{i=n} \frac{d_i}{K_i}} \quad (5.11)$$

d_i - distanța parcursă prin mediul de conductivitate K_i , măsurată **paralel** cu direcția de curgere.

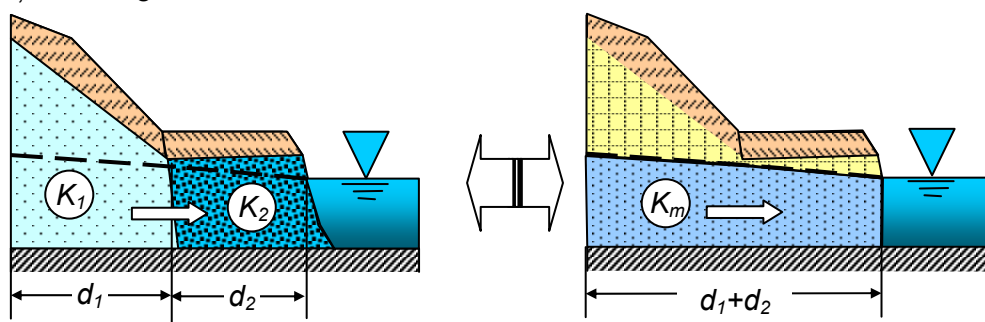


Fig.5.17. Schematizarea prin **distorsiune parametrică** a conductivității hidraulice(K) a unui acvifer neomogen cu nivel liber în care curgerea apelor subterane se face perpendicular pe limitele ce separă subzonele cu valori diferite ale conductivității hidraulice ($\alpha = 90^\circ$)

Prin **distorsiune parametrică**, **spațiul** în care are loc curgerea apelor subterane rămâne identic cu cel al acviferului real, neomogen, iar **acviferul schematizat este omogen, cu o conductivitate constantă, echivalentă** ($K(\alpha)$).

Distorsiunea geometrică este utilizată pentru schematizarea **neomogenității** și **anizotropiei** parametrice.

Schematizarea distribuției **neomogene** a conductivității hidraulice prin

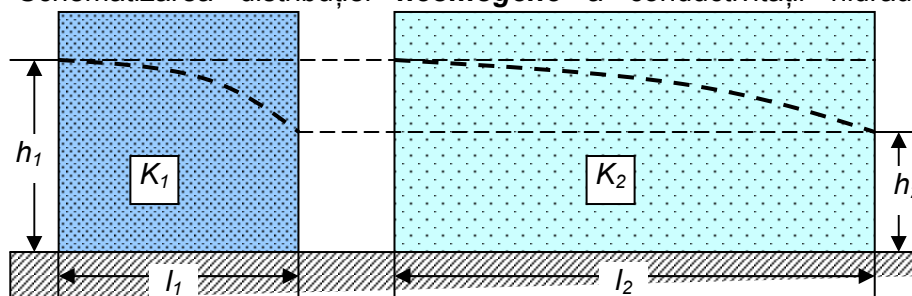


Fig.5.18 Proportionalitatea lungimii liniilor de curent cu conductivitățile hidraulice pentru aceleași condiții hidrodinamice pe frontierele domeniului curgerii (după V.Pietraru, 1977).

distorsiune geometrică se bazează pe observația că la aceleași condiții hidrodinamice pe frontierele domeniului curgerii apelor subterane, are loc curgerea aceluiași debit în două medii permeabile diferite, dacă lungimile liniilor de curent (l_1, l_2) sunt direct proporționale cu conductivitățile hidraulice (K_1, K_2) (Fig.5.18; V.Pietraru, 1977):

$$\frac{l_1}{K_1} = \frac{l_2}{K_2} \quad (5.12)$$

Utilizând această proprietate, schematizarea unui mediu neomogen se face prin distorsionarea spațiului **omogenizat** al curgerii pe direcția liniilor de curent prin:

- **dilatarea** spațiului curgerii acolo unde **conductivitatea este mai mică**;
- **comprimarea** spațiului curgerii acolo unde **conductivitatea este mai mare**.

În cazul unui acvifer cu nivel liber, cu un tronson de conductivitate mai mică (K_{mica}) în raport cu conductivitatea tronsoanelor vecine (K), dilatarea spațiului cu conductivitate mică:

$$l_e = l_{mica} \cdot \frac{K}{K_{mica}} \quad (5.13)$$

conduce la un **acvifer omogen echivalent** cu conductivitatea K și **lungimea mai mare** decât a acviferului real, neomogen (Fig.5.16):

$$L_e = l_1 + l_e + l_2 \quad (5.14)$$

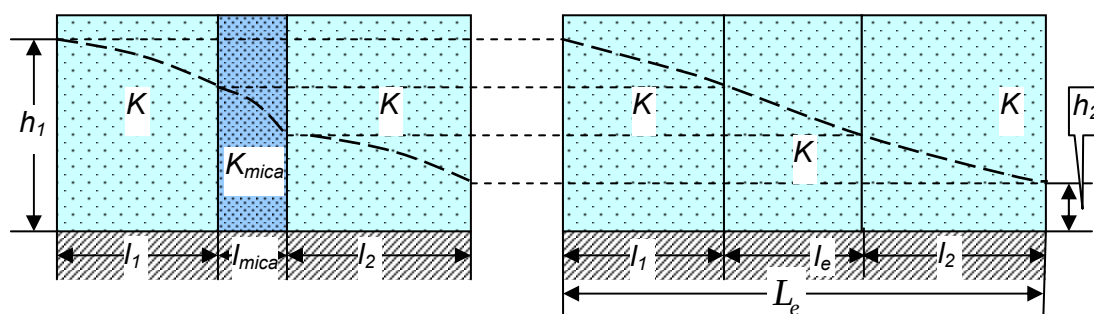


Fig.5.19. Echivalarea unui acvifer neomogen cu un acvifer omogen prin distorsiune geometrică (după V.Pietraru, 1977).

Schematizarea **anizotropiei** parametrice de tip **ortotrop** prin distorsiune geometrică conduce la un mediu **izotrop echivalent**.

Dacă cele două direcții ortogonale ale anizotropiei sunt x și z iar pentru parametru conductivitate hidraulică

$$\frac{K_z}{K_x} = \text{const în tot domeniul}$$

schematizat, mediul este

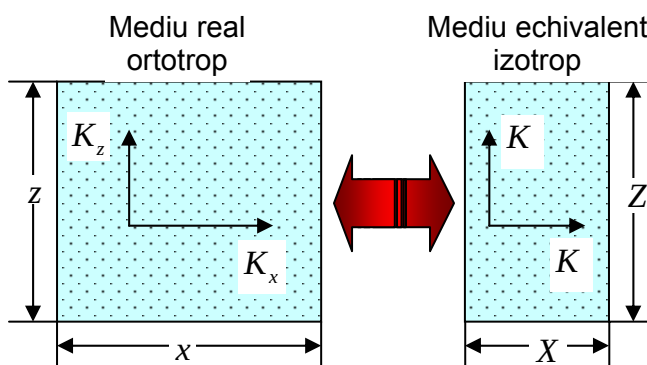


Fig.5.20. Schematizarea mediului ortotrop prin distorsiune geometrică pe direcția x (după V.Pietraru, 1977)

ortotrop și se distorsionează după una din cele două direcții. Alegând direcția x , pentru distorsiunea geometrică, noile direcții în care se va plasa mediul izotrop echivalent vor fi (**Fig.5.20**):

$$X = \frac{x}{\beta} \quad \text{și} \quad Z = z \quad (5.15)$$

Pentru aceleași condiții hidrodinamice pe frontierele domeniului curgerii apelor subterane atât în mediul ortotrop cât și în cel izotrop echivalent, prin egalarea debitelor rezultă (V.Pietraru, 1977):

- coeficientul de distorsionare geometrică pentru direcția x :

$$\beta = \sqrt{\frac{K_x}{K_z}} \quad (5.16)$$

- conductivitatea hidraulică în mediul izotrop (aceeași pe cele două direcții):

$$K = K_x = K_z = \sqrt{K_x \cdot K_z} \quad (5.17)$$

5.2.3.2. Soluții numerice

Schematizarea parametrică, în cazul adoptării soluționării numerice a ecuațiilor modelului matematic, se face în structura rețelelor de discretizare utilizate pentru schematizarea formei hidrostructurilor utilizându-se modelele topo-probabiliste/geostatistice. Două sunt problemele schematizării parametrice în acest caz:

- **orientarea/reorientarea rețelelor de discretizare** în raport cu direcțiile de anizotropie;
- **calculul valorii parametrului** în celulele rețelei de discretizare, celule de formă dreptunghiulară în cazul metodei diferențelor finite sau poligonală în cazul metodei elementelor finite.

Orientarea rețelei de discretizare

Orientarea rețelei de discretizare în raport cu axele de anizotropie ale distribuției conductivității hidraulice/transmisivității hidrostructurilor decurge din observația că într-un mediu permeabil real (neomogen și anizotrop) gradientul hidraulic al sarcinii piezometrice și direcția vitezei de curgere a apelor subterane, de cele mai multe ori nu coincid: curgerea apelor subterane tinde să urmeze direcțiile de conductivitate maximă (G. de Marsily, 1986; **Fig.5.21**).

Din acest motiv în ecuațiile curgerii apelor subterane conductivitatea hidraulică este reprezentată printr-un **tensor** (o matrice cu nouă coeficienți, simetrică în raport cu diagonala principală):

$$K = \begin{vmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{vmatrix} \quad \text{cu} \quad \begin{matrix} K_{xy} = K_{yx} \\ K_{xz} = K_{zx} \\ K_{yz} = K_{zy} \end{matrix} \quad (5.18)$$

Pentru reducerea acestui tensor doar la cele trei componente ale diagonalei principale (K_{xx}, K_{yy}, K_{zz}):

$$K = \begin{vmatrix} K_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & K_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & K_{zz} \end{vmatrix} \quad (5.19)$$

axele de coordonate în care se plasează curgerea (X, Y, Z) sunt direcțiile vectorilor

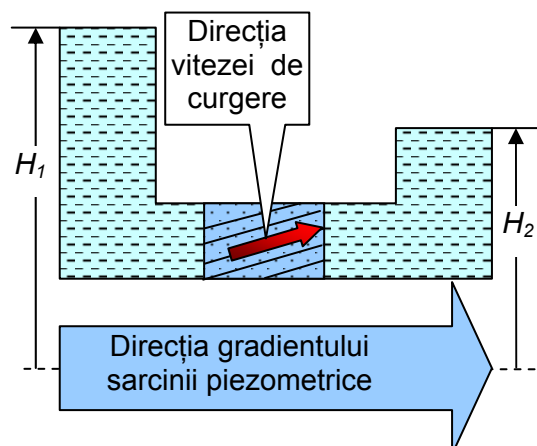


Fig.5.21. Efectul anizotropiei într-o formațiune permeabilă stratificată (după G. de Marsily, 1989)

proprii ai matricei tensorului K , iar din punct de vedere fizic ele sunt principalele **direcții de anizotropie** ale mediului.

În cazul unei curgeri în plan orizontal rămân numai componentele din planul xoy.

Orientarea rețelor de discretizare se face paralel cu cele două direcții de variabilitate maximă și minimă ale mediului ortotrop (X, Y) și tensorul conductivității hidraulice va avea doar două componente nenule (**Fig.5.22**):

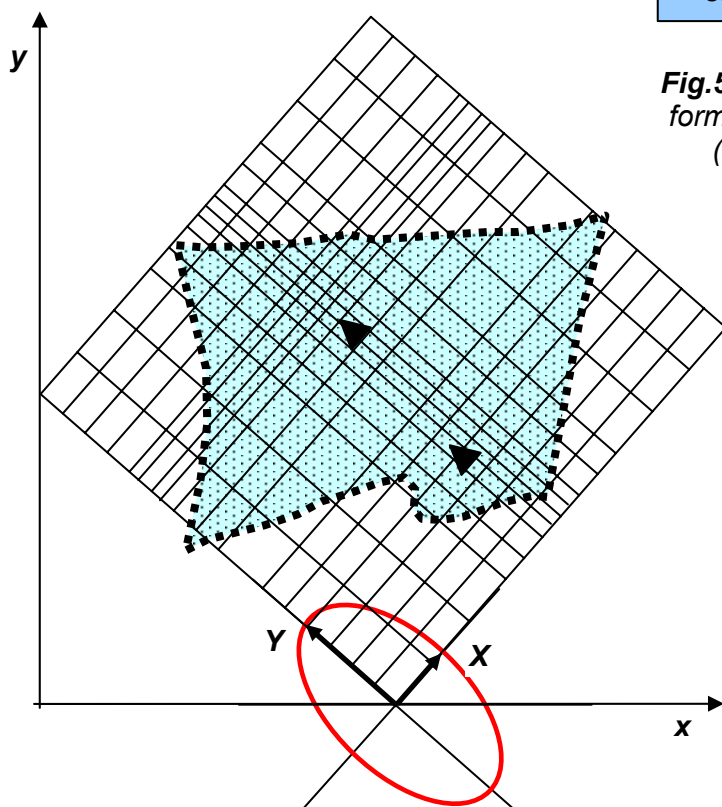


Fig.5.22. Orientarea rețelei de discretizare pentru metoda diferențelor finite, paralel cu direcțiile de anizotropie

$$K = \begin{vmatrix} K_{xx} & 0 \\ 0 & K_{yy} \end{vmatrix} \quad (5.20)$$

Deoarece simplificarea ecuațiilor este foarte importantă în evaluarea cantitativă a curgerii apelor subterane, analiza anizotropiei conductivității hidraulice se face înaintea schematizării forme hidrostructurii pentru a nu fi necesară reorientarea rețelei de discretizare la schematizarea parametrică.

Calculul valorii parametrului

Schematizarea distribuției valorii parametrului în rețeaua de discretizare orientată paralel cu direcțiile principale de anizotropie se face prin estimarea unei valori constante a parametrului pentru fiecare celulă a rețelei, indiferent de forma ei (triunghi, dreptunghi sau un poligon oarecare).

Cea mai riguroasă metodă de schematizare parametrică, valabilă pentru orice configurație a rețelei de discretizare este cea a **kriging-ului zonal** (D.Scrădeanu, 1996).

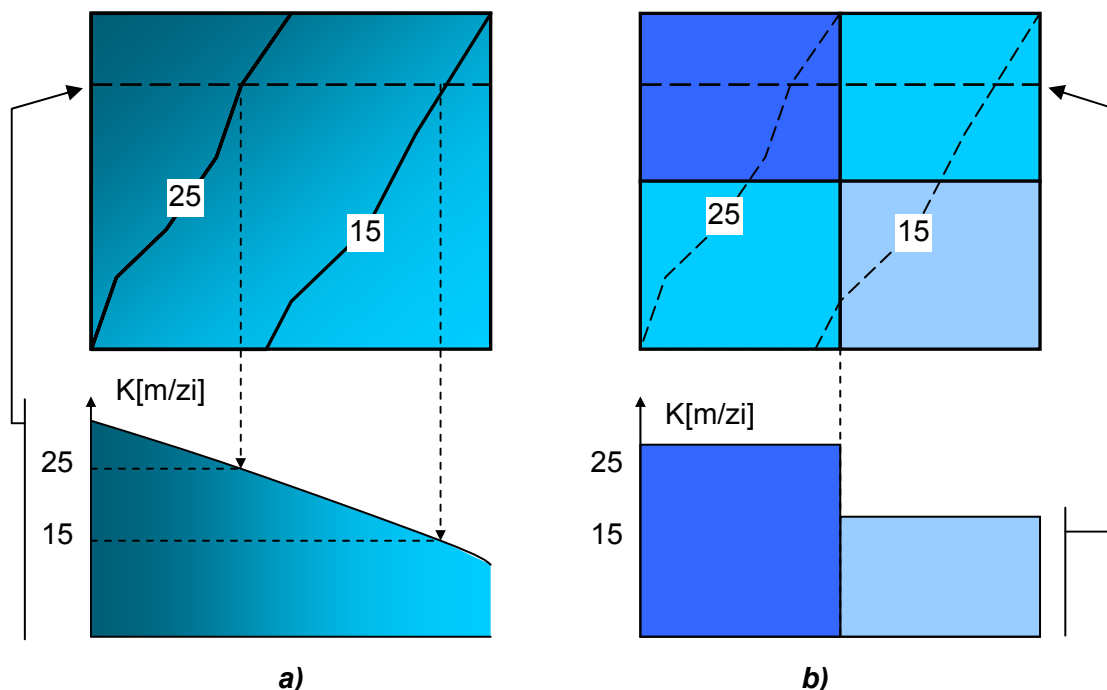


Fig.5.23. Schematizarea distribuției parametrice pentru conductivitatea hidraulică (K) într-o rețea de discretizare rectangulară regulată:
a) harta cu izolinii și o secțiune cu variația **continuă** a conductivității;
b) rețea de discretizare și o secțiune cu variația **discontinuă** a conductivității de la o celulă de discretizare la alta.

Prin această metodă, variația **continuă** a parametrilor ilustrată de hărțile cu izolinii (**Fig.5.23a**) este transformată într-o variație **discontinuă**, limitele de discontinuitate fiind contururile celulelor rețelei de discretizare (**Fig.5.23b**).

În evaluările ulterioare, valoarea conductivității hidraulice la trecerea de la o celulă la alta este estimată ca o medie armonică ponderată cu dimensiunile celulelor de discretizare (5.11).

5.3. Schematizare hidrodinamică

Obiectivul schematizării hidrodinamice este precizarea contextului energetic al curgerii prin :

- **condițiile hidrodinamice** (sarcina piezometrică/debitul) **pe frontierele** domeniului spațial în care are loc curgerea apelor subterane;
- **condițiile hidrodinamice inițiale** în interiorul frontierelor definite.

Schematizarea hidrodinamică este obligatorie pentru evaluarea sistemelor acvifere cu ajutorul modelelor matematice al căror nucleu este constituit din **ecuația difuziei**, ecuație diferențială de tip eliptic pentru **curgerea în regim staționar** ($\partial H / \partial t = 0$) sau de tip parabolic pentru **curgerea în regim nestaționar** ($\partial H / \partial t \neq 0$) (V.Pietraru, 1977; G. de Marsily, 1986).

Prin rezolvarea ecuației difuziei se obține distribuția în spațiu și timp a **sarcinii piezometrice a acviferului** (H) exprimată prin intermediul unei funcții:

$$H = f(x, y, z, t) \quad (5.21)$$

în care:

x, y, z - coordonatele spațiale într-un sistem ortogonal tridimensional;
 t - timpul.

Soluția generală ($H = f(x, y, z, t)$) conține **constante arbitrare** care se pot calcula doar dacă sunt precizate **condițiile hidrodinamice** pe frontierele domeniului spațial al curgerii apelor subterane precum și **condițiile hidrodinamice inițiale** în interiorul acestuia.

Sunt definite trei tipuri de condiții pe frontierele domeniului de integrare:

- **condiții Dirichlet**, care se referă la variabila dependentă (sarcina piezometrică: H);
- **condiții Neumann**, care se referă la prima derivată a variabilei dependente ($\partial H / \partial n$);
- **condiții Chauchy**, care se referă atât la variabila dependentă cât și la gradientul ei normal la frontieră ($H + \alpha(\partial H / \partial n)$).

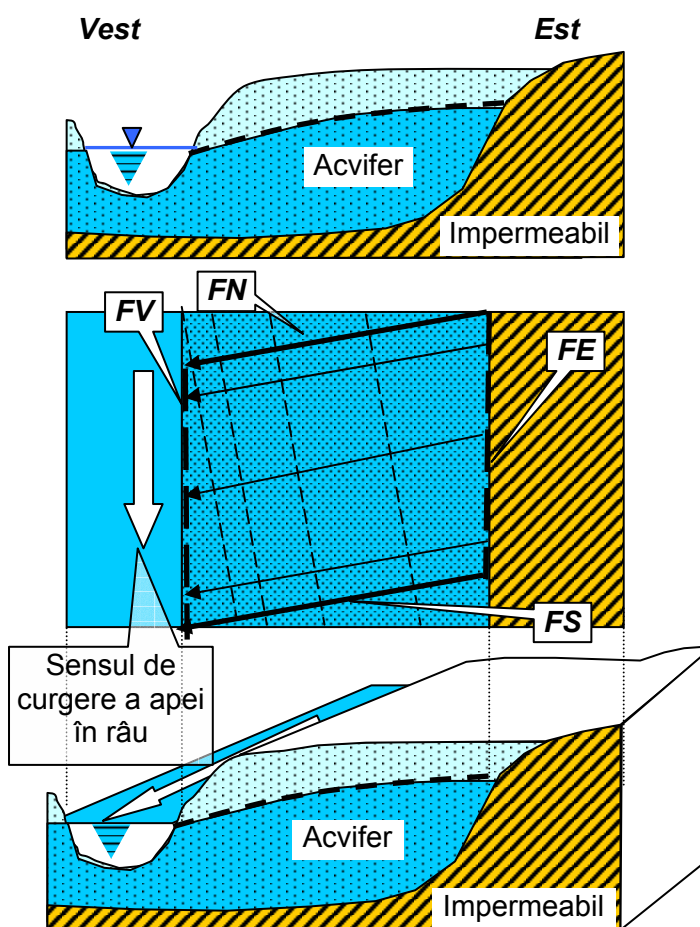


Fig.5.24. Acvifer freatic în lunca unui râu, delimitat:

- pe frontiera vestică(**FV**) de contactul direct cu râul (sarcină piezometrică impusă);
- pe frontiera estică (**FE**) de contactul cu formațiuni impermeabile (debit de alimentare nul, în absența infiltrațiilor)
- frontiera nordică (**FN**) și sudică (**FS**) de-a lungul a două linii de curent (debit de alimentare nul)

În formularea unei probleme de modelare a curgerii subterane este esențial să se distingă cu precizie între **frontierele fizice** ale sistemului acvifer natural și **frontierele modelului**.

Din nefericire sunt rare cazurile când frontierele fizice ale sistemului acvifer coincid cu frontierele modelului. Astfel de situații rare sunt cele ale frontierelor reprezentate de cursurile de apă de suprafață (**FV** din **Fig.5.24**) sau ale frontierelor reprezentate de contactul cu formațiuni impermeabile (**FE** din **Fig.5.24**).

De cele mai multe ori, **frontierele modelului** sunt limite imaginare care separă zona de interes din interiorul acviferului (**Fig.5.25**).

Succesul schematizării hidrodinamice a structurilor acvifere este asigurat de **stabilitatea și reprezentativitatea** condițiilor hidrodinamice pe frontiere.

Stabilitatea condițiilor hidrodinamice pe frontierele domeniului curgerii este dată de independența acestora față de toate perturbările din interiorul domeniului delimitat.

Reprezentativitatea condițiilor hidrodinamice este asigurată dacă frontierele propuse în etapa de schematizare hidrodinamică pentru model, vor avea același efect cu frontierele fizice ale sistemului acvifer natural. Pentru realizarea ambelor obiective se recomandă:

- **identificarea** cu precizie maximă a frontierelor fizice ale sistemului acvifer, chiar dacă frontierele modelului sunt la mare distanță de acestea;
- **justificarea** frontierelor modelului printr-o **analiză de sensibilitate** a modelului în funcție de **poziția și tipul frontierelor**

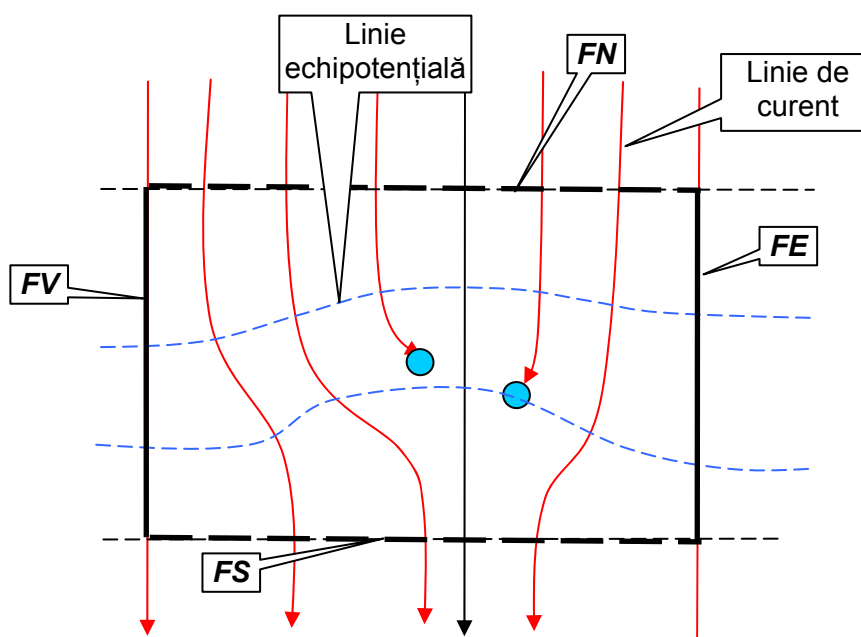


Fig.5.25 Delimitarea zonei de studiu în vecinătatea a două foraje de captare - executate într-un acvifer sub presiune - pe baza spectrului hidrodinamic:

- frontiera vestică (FV) și estică (FE) de-a lungul a două linii de curent nedeformate de efectul pompării (debit de alimentare nul);
- frontiera nordică (FN) și sudică (FS) de-a lungul a două echipotențiale nedeformate de efectul pompării (sarcină piezometrică constantă).

Analiza de sensibilitate presupune compararea rezultatelor modelării pentru diferite poziții și tipuri ale frontierelor modelului în raport cu frontierele fizice ale sistemului acvifer. Ea este absolut necesară pentru stabilirea corectă a frontierelor modelului atunci când:

- frontierele modelului nu coincid cu frontierele fizice ale sistemului acvifer natural;
- modelul este construit pentru simularea unor condiții de stress hidrodinamic, stress hidrodinamic care poate modifica distribuția sarcinii piezometrice pe baza căreia s-au plasat frontierele modelului.

5.3.1 Frontiere hidrodinamice ale structurilor acvifere

Principalele tipuri **hidrodinamice** de **frontiere** utilizate pentru delimitarea în **spațiu** a domeniului curgerii apelor subterane sunt:

- frontieră tip sarcină piezometrică impusă;

- frontieră tip debit impus;
- frontieră de tip debit dependent de sarcina piezometrică;
- frontieră de tip suprafață liberă;
- frontieră de tip suprafață de prelingere.

5.3.1.1. Frontieră de tip sarcină piezometrică impusă

Frontiera de tip **sarcină piezometrică impusă**, este o condiție matematică de tip **Dirichlet** și se aplică în cazul în care sarcina piezometrică pe o frontieră a domeniului curgerii este **independentă** de condițiile de curgere din acvifer.

Astfel de situații apar :

- la frontiera dintre un acvifer și o apă de suprafață fără dinamică (lac, mare etc.), acolo unde sarcina **piezometrică impusă este constantă** (Fig.5.26);
- la contactul dintre un acvifer și o apă de suprafață curgătoare (fluviu, râu etc.), frontieră pe care **sarcina piezometrică impusă este variabilă**, această variație fiind controlată de condițiile de suprafață și nu de condițiile de curgere ale apei subterane (în cazul unui curs de apă de suprafață: cota nivelului apei, adică sarcina piezometrică pe frontieră, este condiționată de panta talvegului; Fig.5.27);
- de-a lungul unei **linii de izvoare** prin care se descarcă un acvifer (în perioada de timp în care această descărcare este activă, adică debitul izvoarelor este constant și nenul) (**FE**- frontieră de tip sarcină piezometrică impusă-constantă; Fig.5.28);
- pe **zona de aflorare** a unui strat acvifer în care debitul infiltrat din precipitații este mai mare decât al debitului curgerii subterane spre zona de drenaj, surplusul transformându-se în scurgere de suprafață (**FV**- frontieră de tip sarcină piezometrică impusă-constantă; Fig.5.29).

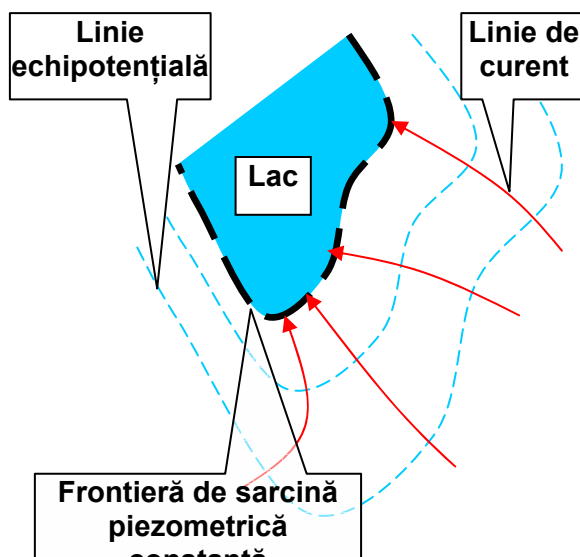


Fig.5.26. Malul unui lac definit ca frontieră/margine de tip sarcină piezometrică constantă pentru acviferul drenat

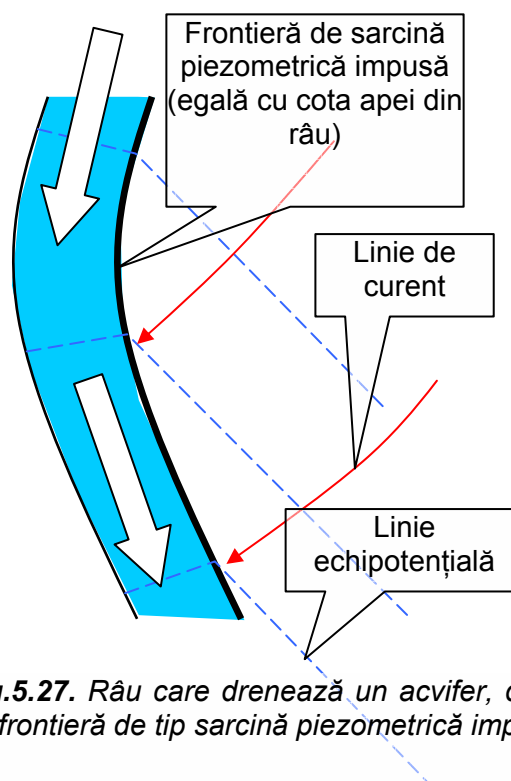


Fig.5.27. Râu care drenează un acvifer, definit ca frontieră de tip sarcină piezometrică impusă

5.3.1.2. Frontieră de tip debit impus

Frontiera de tip debit impus este o condiție matematică de tip **Neumann** prin care se impune o valoare constantă pentru prima derivată a sarcinii piezometrice pe normala la frontiera domeniului. În acord cu legea lui Darcy, această condiție este echivalentă cu impunerea unui debit constant ($-K\partial H / \partial n = \text{const.}$) și se aplică pentru frontierele acviferelor în două variante:

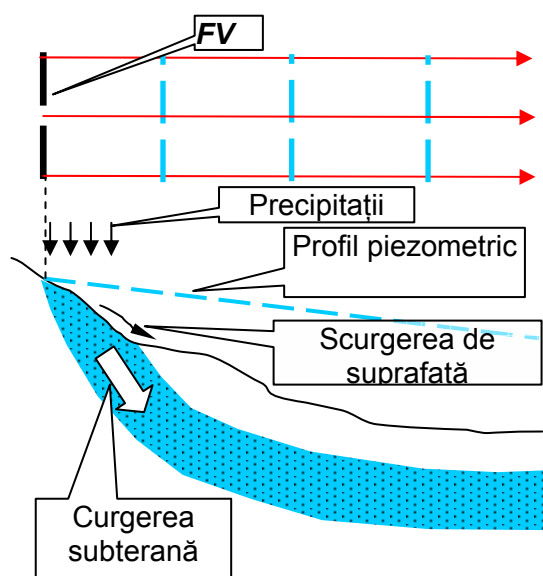


Fig.5.29. Zonă de aflorare a unui acvifer alimentat prin infiltrații

este nulă. Un astfel de exemplu este o frontieră practic **impermeabilă** (raportul dintre conductivitatea acviferului și a formațiunii impermeabile este de 1/1000) plasată pe o falie verticală, falie care limitează un acvifer sub presiune în vecinătatea unui puț de captare (**Fig.5.30**). Frontiere impermeabile (de tip debit impus nul) pot fi create și prin lucrări speciale de tipul peretilor impermeabili verticali realizați pentru crearea rezervoarelor de apă plasate pe acvifere freatice (**Fig.5.31**). Frontierele care se comportă impermeabil într-o astfel de situație sunt:

- peretele impermeabil pe porțiunea lui subterană;
- culcușul impermeabil al acviferului.

Debitul impus nenul este o condiție specială de tip Neumann care se aplică pe frontiere unde poate fi precizată distribuția debitului în spațiu și timp. Condiția

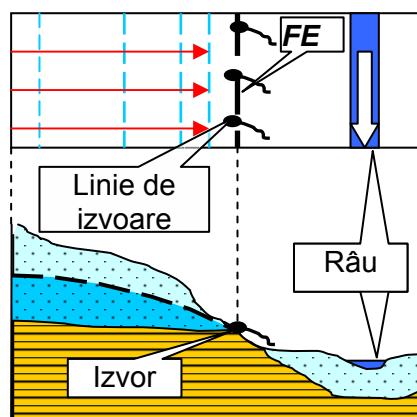


Fig.5.28. Linie de izvoare descendente la baza aluviunilor, definită ca frontieră de tip sarcină piezometrică impusă.

- **debit impus nul** (când frontierele acviferului/modelului sunt impermeabile sau paralele cu liniile de curent)
- **debit impus nenul** (când frontierele acviferului sunt traversate de un debit independent de condițiile de curgere din acvifer/model)

Debitul impus nul este condiția care se aplică de-a lungul unei frontiere tangente în orice punct la direcția de curgere. O astfel de frontieră nu va fi traversată de nici o linie de curent, deci valoarea debitului care o traversează

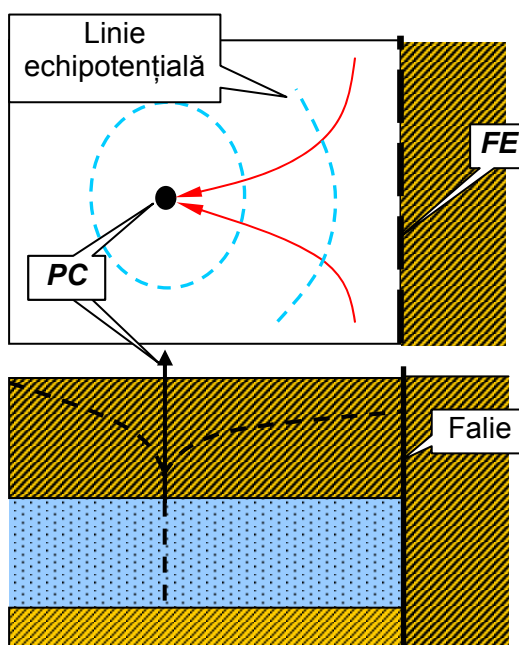


Fig.5.30. Falie în vecinătatea unui puț de captare (PC), definită ca frontieră estică de tip debit impus nul (FE)

hidrodinamică de debit impus nenul permite cuantificarea:

- **aporturilor** de apă în acvifer (infiltrații, injecții etc.);
- **pierderilor** de apă din acvifer (captări de ape subterane, detensionări, drenaje etc.).

Aportul de apă într-un acvifer poate proveni din infiltrații prin zona de aflorare. Dacă debitul provenit din infiltrații este mai mic decât debitul curgerii subterane spre zona de drenaj, zona de aflorare este definită ca o frontieră de tip **debit impus constant**, valoarea acestuia fiind egală cu volumul de apă infiltrat în acvifer pe unitatea de suprafață și unitatea de timp (**Fig.5.32.**).

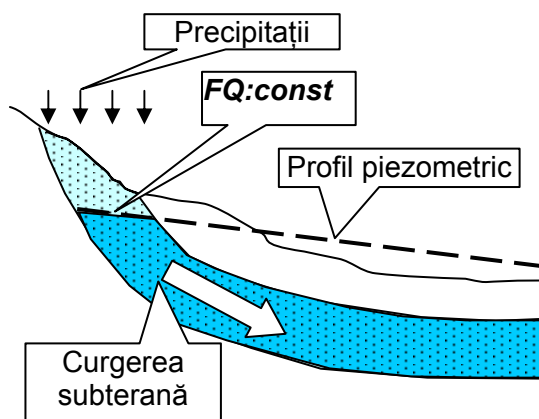


Fig.5.32. Zonă de aflorare a unui acvifer alimentat prin infiltrații, definită ca frontieră de tip debit constant (**FQ:const**)

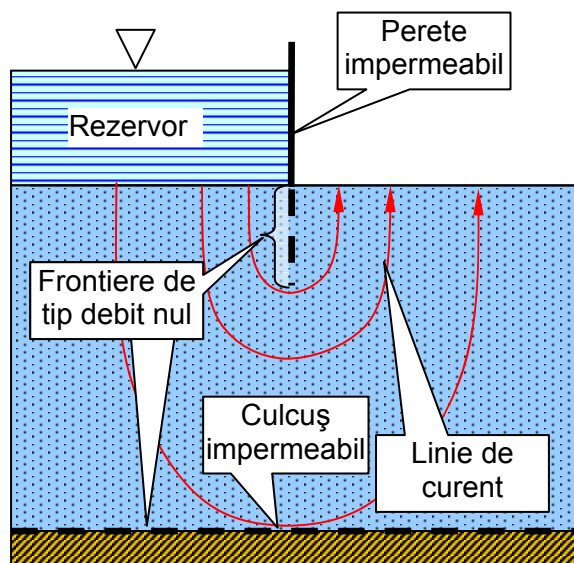


Fig. 5.31 Frontieră de tip debit impus nul pentru un acvifer în care a fost executat un perete impermeabil vertical.

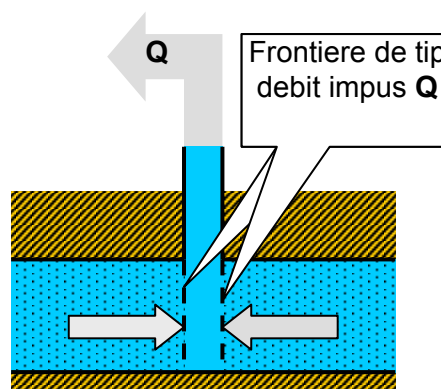


Fig.5.33. Pierderi de apă din acvifer prin pompare pe frontiere de tip debit impus nul

Pierderile de apă din acvifere sunt reprezentate prin puțuri de captare, drenuri orizontale, sisteme de asecare etc. În cazul simplu al unui puț de captare, filtrul prin care apa are acces în puț este o frontieră de tip debit impus, iar valoarea impusă a debitului este egală cu debitul pompat (**Fig.5.33**).

Frontieră de tip debit impus nenul poate fi plasată și la **interfața** dintre două formațiuni cu conductivități net diferite dacă debitul care traversează interfața este practic independent de condițiile de curgere din acviferul alimentat.

Un exemplu este cazul acviferelor din depozite aluvionare cu conductivitate mare (**K2**) care sunt plasate pe formațiuni permeabile cu conductivitate redusă (**K1**). (**Fig.5.34**).

Dacă pentru acviferul aluvionar cu conductivitate mare (**K2**) frontiera este de tip **debit impus constant**, pentru acviferul din formațiunile cu conductivitate redusă (**K1**) frontiera poate fi schematizată ca o frontieră de tip **sarcină piezometrică impusă** deoarece nivelul piezometric din acviferul cu conductivitate mare (**K2**) este nesemnificativ influențat de curgerea din cel cu conductivitate mică (**K1**).

În toate cele trei situații prezentate, debitul care traversează frontierele de tip debit impus (nul sau nenul) acest debit este prestabilit și nu este afectat de variațiile sarcinii piezometrice din acvifer.

5.3.1.3. Frontieră de tip debit dependent de sarcina piezometrică

Sunt frecvente situațiile în care frontierele care delimitează acviferele sunt traversate de debite a căror valoare este dependentă de modificările de sarcină piezometrică din acvifer.

Astfel de frontieră, de tip **debit dependent de sarcina piezometrică** ($F_Q = f(H)$), este acoperișul semipermeabil al unui acvifer sub presiune cu sarcina piezometrică diferită de a unui acvifer cu nivel liber plasat în acoperișul acestuia. (Fig.5.35).

Debitul drenat (q - exprimat în volum de apă drenată pe unitatea de suprafață a ecranului semipermeabil și unitate de timp) este direct proporțional cu diferența de sarcină piezometrică între cele două acvifere ($H_2 - H_1$), cu conductivitatea hidraulică a ecranului semipermeabil (K') și invers proporțional cu grosimea ecranului semipermeabil (m):

$$q = K' \frac{(H_2 - H_1)}{m} \quad (5.21).$$

Dacă sarcina piezometrică a acviferului cu nivel liber (H_2) este constantă, atunci când sarcina piezometrică a acviferului sub presiune (H_1) devine mai mică decât cota acoperișului (z_a), debitul drenat din acviferul superior devine constant:

$$q' = K' \frac{(H_2 - z_a)}{m} \quad (5.22)$$

independent de variația lui H_1 .

Atunci când $H_1 < z_a$, ecranul semipermeabil rămâne saturat cu apă pe toată grosimea iar culcușul lui devine pe anumite porțiuni frontieră de tip **suprafață de prelingere** sau frontieră de tip **debit impus nenul** pentru acviferul inferior în care curgerea trece de la regimul sub presiune la cel cu nivel liber

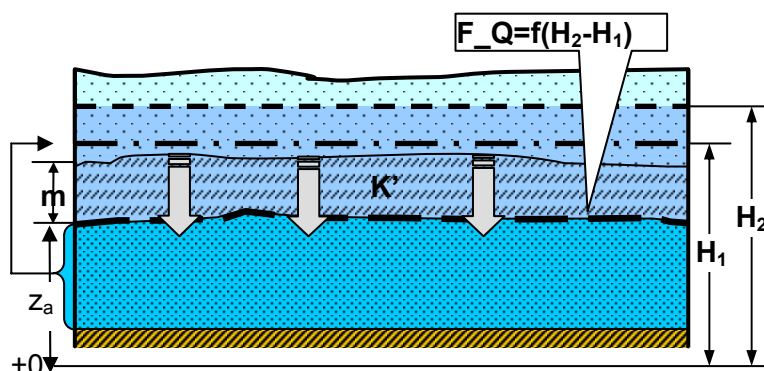


Fig.5.35. Acvifer sub presiune cu sarcina piezometrică H_1 , alimentat prin drenanță de un acvifer cu sarcina piezometrică H_2 . (acoperișul acviferului sub presiune este o frontieră de tip debit dependent de sarcina piezometrică: $F_Q = f(H_2 - H_1)$)

(Fig.5.36).

5.3.1.4. Frontieră de tip suprafață liberă

Suprafața liberă este un tip de frontieră specific pentru sistemele acvifere a căror curgere este guvernată de forțele gravitaționale.

Cea mai comună frontieră de tip suprafață liberă este suprafața piezometrică a acviferelor cu nivel liber care separă acviferul (zona saturată cu apă) de atmosferă/zona de aerare/zona nesaturată/ zona vadoasă. Caracteristicile principale ale acestui tip de frontieră sunt:

- variabilitatea în timp a morfologiei;
- sarcina piezometrică a suprafeței libere (H) este egală cu cota suprafeței piezometrice (z), deoarece presiunea pe suprafața liberă este egală cu cea atmosferică

($p/\gamma = 0$, adică într-un piezometru plasat cu limita inferioară la nivelul suprafeței libere nu este fluid: $H = z$).

Suprafața piezometrică a acviferului care traversează un baraj permeabil (CD în fig.5.37) este un exemplu de **frontieră de tip suprafață liberă** care:

- determină parțial geometria acviferului (numai la partea superioară);
- are variații în timp, care modifică semnificativ condițiile hidrodinamice pe frontiera superioară a acviferului.

Din acest motiv caracteristica principală a sistemelor acvifere cu frontiere de tip suprafață liberă este **neliniaritatea** relației dintre modificările condițiilor pe frontieră și ale curgerii din interior.

Interfața dintre apa dulce și cea sărată într-un acvifer litoral este un alt exemplu de frontieră de tip **suprafață liberă** (Fig.5.38). Dacă se neglijează difuzia, interfața apă dulce/apă sărată poate fi schematizată și ca o frontieră de tip **debit impus nul**. În aceste circumstanțe sarcina piezometrică a apei dulci în punctele plasate pe frontieră variază numai în funcție de cota punctului. Frontiera de-a lungul interfeței apă dulce/apă sărată este simultan frontieră de tip **suprafață liberă** și de tip **debit impus nul**.

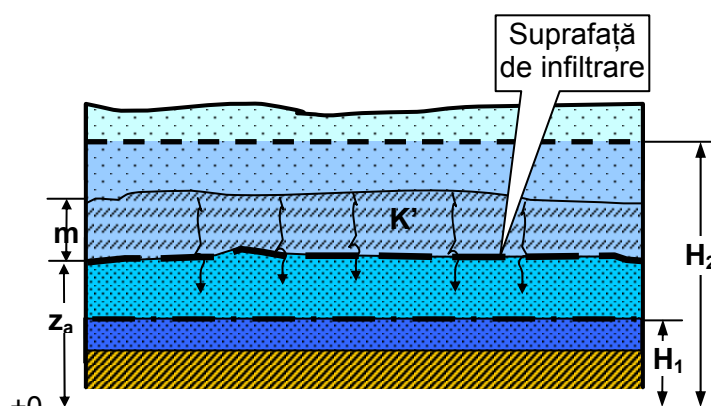


Fig.5.36 Acvifer cu nivel liber cu sarcina piezometrică H_1 , alimentat prin infiltrații dintr-un acvifer cu nivel liber cu sarcina piezometrică H_2 .

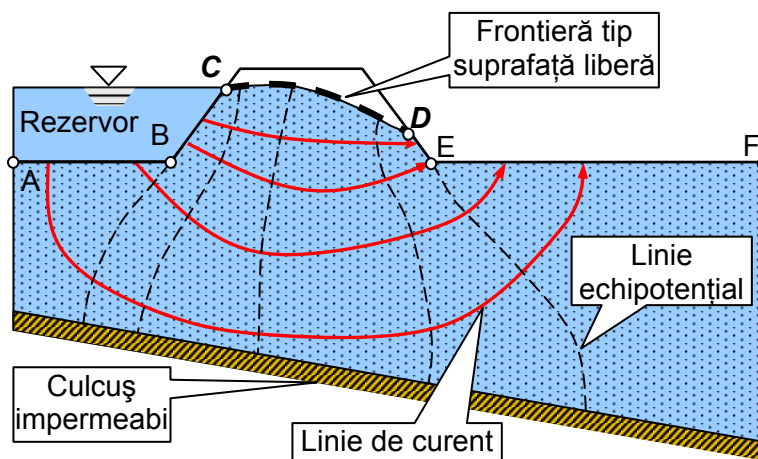


Fig.5.37. Frontieră de tip suprafață liberă (CD) în zona unui baraj permeabil amplasat pe o formațiune permeabilă

5.3.1.5. Frontieră de tip suprafață de prelingere

Trecerea de la zona saturată la atmosferă este o suprafață de "descărcare" a acviferului prin **evapotranspirație** sau **prelingere** pe suprafața terenului sub forma unui film subțire care se deplasează sub acțiunea gravitației.

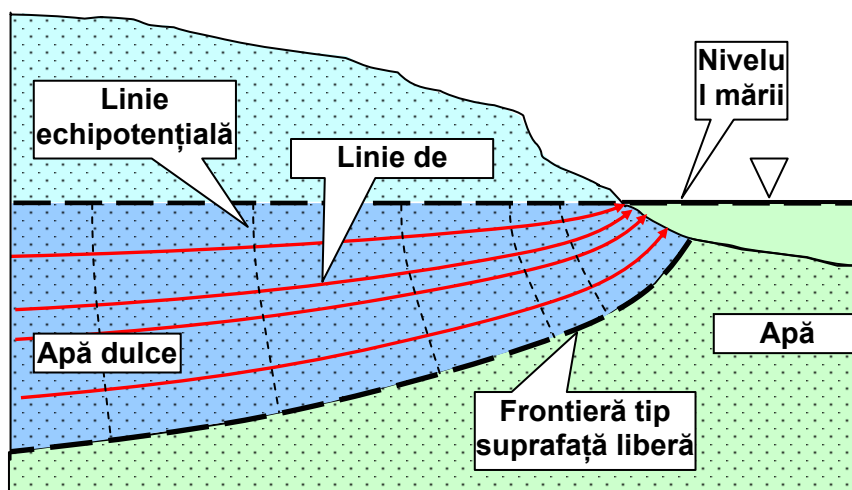


Fig.5.38 Acvifer litoral separat de apa dulce printr-o frontieră de tip "suprafață liberă"

Suprafața de prelingere este totdeauna asociată cu o frontieră de tip suprafață liberă. Intersecția dintre frontiera de tip suprafață de prelingere și cea de tip suprafață liberă este de cele mai multe ori necunoscută în faza de schematizare a hidrostructurii și trebuie obținută ca rezultat al modelării curgerii.

Extinderea suprafeței de prelingere este redusă și de cele mai multe ori neglijată în cazul modelării curgerii în acviferele cu extindere mare. Ea este luată în considerare pentru studierea curgerii pe zone restrânse în care este necesară o estimare riguroasă a parametrilor acesteia. Astfel de situații sunt de semnalat la drenajul apelor subterane printr-un baraj permeabil (DE în Fig.5.37 și BC în Fig.5.39) sau în puțurile captărilor de apă sau ale sistemelor de asecare și drenaj (BC în Fig.5.40).

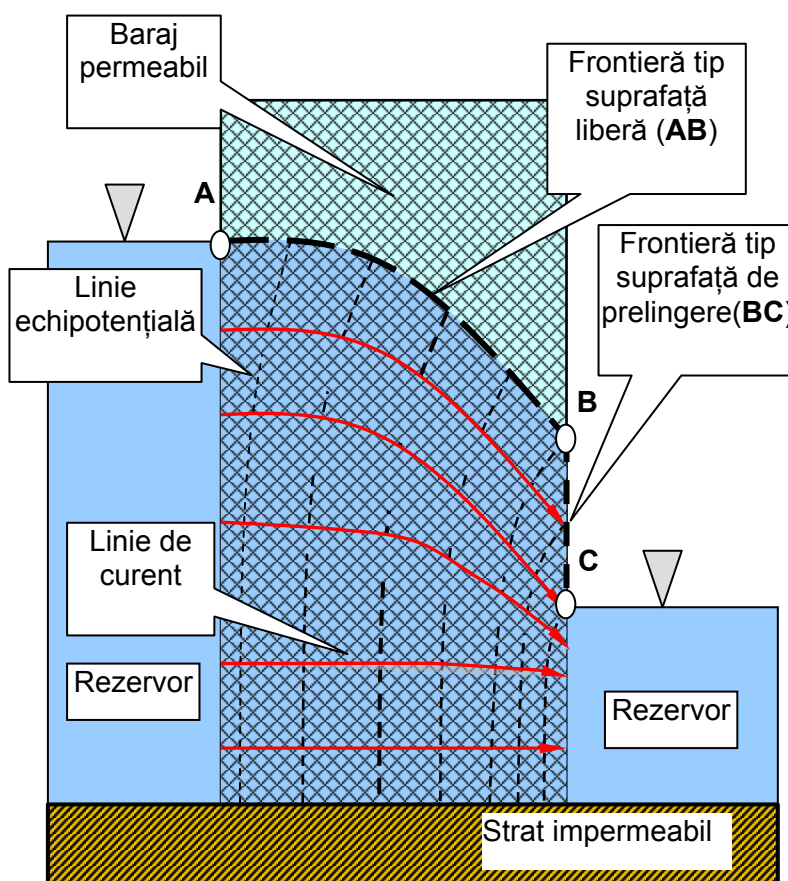


Fig.5.39 Drenajul printr-un baraj permeabil cu pereții verticali

5.3.2. Condiții hidro dinamice inițiale

Obținerea unei **soluții particulare** pentru un model cantitativ al curgerii apelor subterane în **regim tranzitoriu** implică completarea condițiilor hidro dinamice pe **frontierele spațiale** ale domeniului curgerii cu condițiile hidro dinamice **inițiale** în interiorul acestuia.

Schematizarea condițiilor hidro dinamice **inițiale** presupune specificarea **distribuției spațiale a sarcinii piezometrice** în **interiorul** domeniului curgerii la un **moment** dat:

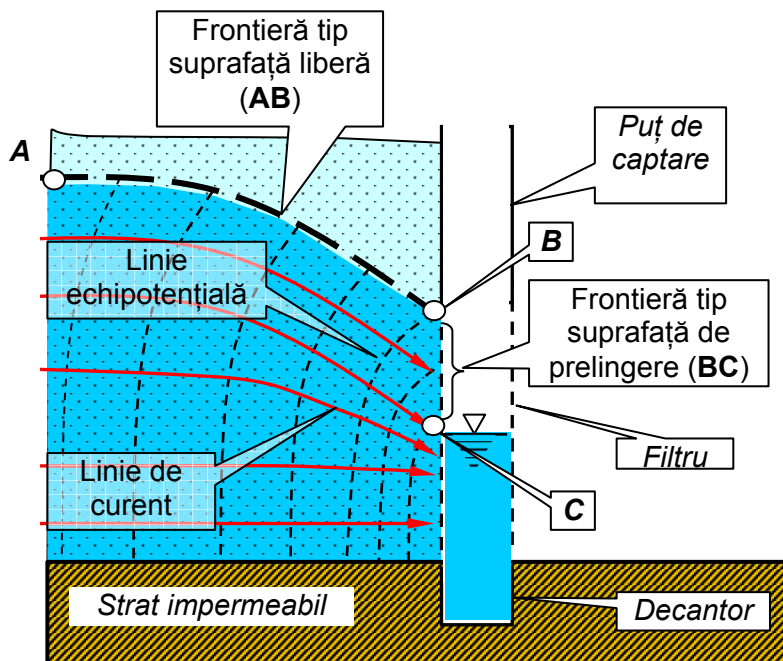


Fig.5.40 Schematizarea frontierelor curgerii apei subterane în vecinătatea unui puț de captare

$$H = f(x, y, z; t = 0) \quad (5.23)$$

Condițiile hidro dinamice **inițiale** pot fi asimilate cu condiții de **frontieră hidro dinamică în timp**. Modificările sarcinii piezometrice în timp sunt raportate la cele inițiale iar prin convenție **timpul de referință** este egal cu **zero**.

Schematizarea morfologiei câmpului piezometric inițial se realizează pe baza cotelor nivelurilor piezometrice măsurate în piezometre la un moment de **echilibru hidro dinamic** (regim staționar de curgere).

Realizarea unui moment de echilibru hidro dinamic poate fi obținut nu numai în absența oricărei perturbări hidro dinamice ci și prin menținerea constantă a caracteristicilor unor astfel de perturbări (**Fig.5.41**):

- variațiile nivelului piezometric al acviferului din **prima perioadă de echilibru hidro dinamic (a)**, în jurul cotei de 170m, sunt datorate variațiilor anuale ale infiltrațiilor din zona de aflorare a nisipurilor daciene în care este acumulat acviferul în care va fi realizată captarea;
- **a doua perioadă de echilibru hidro dinamic (c)**, în care nivelul piezometric se stabilizează la o cotă de 150m, începe după stabilizarea parametrilor de funcționare ai captării.

Cu ajutorul nivelurilor măsurate în perioadele de echilibru hidro dinamic se schematizează distribuția sarcinii piezometrice sub forma hărților cu izopieze. Pentru realizarea hărților cu izopieze se recomandă utilizarea **kriging-ului punctual universal** deoarece este metoda de interpolare care elimină erorile determinate de prezența **tendințelor regionale** de variabilitate ale câmpului piezometric (D.Scrădeanu, 1996).

Complexitatea distribuției **sarcinii piezometrice măsurate** în regim de echilibru hidro dinamic fac **imposibilă** utilizarea acesteia ca nivel de referință inițial în modelarea curgerii în regim nestaționar.

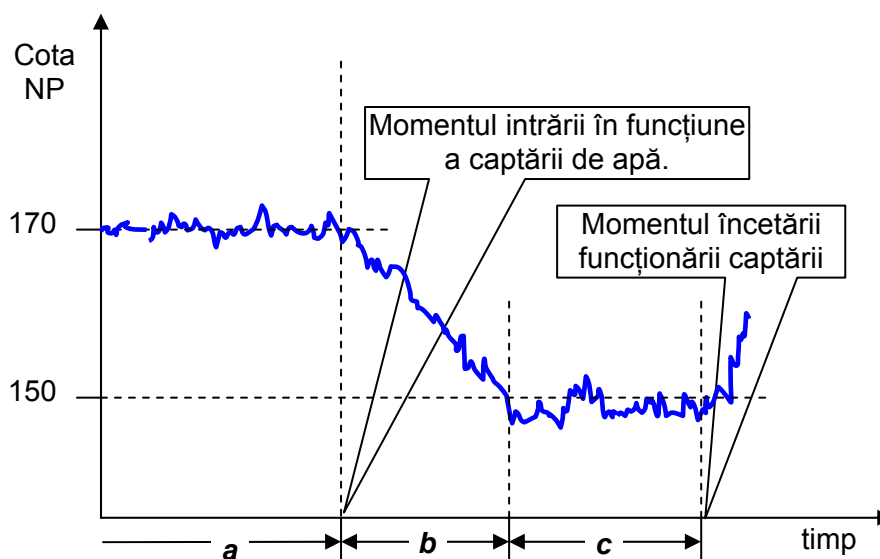


Fig.5.41. Hidrograful nivelurilor piezometrice în zona captării Motru:

a-perioadă de echilibru hidrodinamic (**regim staționar**) înainte de intrarea în funcțiune a captării;

b-perioada de dezechilibru hidrodinamic (**regim nestaționar**) datorat intrării în funcțiune a captării;

c-perioadă de echilibru hidrodinamic (**regim staționar**) în perioada funcționării captării cu un debit constant.

Condițiile hidrodinamice inițiale obținute prin **măsurători** sunt utilizate pentru simularea unei curgeri **staționare** corespunzătoare perioadei de echilibru hidrodinamic (perioada *a* din **Fig.5.41**). Rezultatele obținute prin simularea acestei curgeri staționare reprezintă condițiile hidrodinamice inițiale pentru simularea regimului nestaționar de curgere care urmează perioadei de echilibru hidrodinamic (perioada *b* din **Fig.5.41**)

BIBLIOGRAFIE

- Albu M., 1981, Mecanica apelor subterane, Editura tehnică, București.
 Albu M., 1984, Termodinamica crustei terestre, Editura tehnică, București.
 Albu M., 1987, Energia geotermică, Editura tehnică, București.
 Anderson, M.P. and Woessner, W.W., 1992, Applied Groundwater Modelling, Academic Press, New York.
 Andrei S., 1967, Apa în pământurile nesaturate, Editura tehnică, București.
 Baehr, Arthur L., 1987, Selective transport of hydrocarbons in the unsaturated zone due to aqueous and vapor phase partitioning. Water Resources Research 23, no. 10.
 Bandrabur T., Opran C., Feru M., 1967, Cercetări hidrogeologice în zona dunăreană dintre Jiu și Călmățui., I.G.G., St.t.e. Seria E 6, București.
 Banks, D., 1992, Aquifer management – an introduction to hydrogeology., Geology Today, 8(2), Earth Reference No.6, i-iv.
 Bear, J., 1969, Hydrodynamic dispersion, in Flow Through Porous Media (ed. R.J.M. De Weist), Academic Press, New York- London.
 Bear, J., 1972, Dynamics in Porous Media, Amer.Elsevir, New York.
 Bear, J., Zaslavsky, D., and Irmay, S., 1968, Physical Principles of Water Percolation and Seepage, UNESCO, Paris.

- Boussinesq, J., 1904, Recherches théorique sur l'éclouement des nappes d'eau infiltrées dans le sol e sur le débit des sources. Journal de Mathématiques Pure sat Appliquées 10:5-78.
- Brătianu, C., 1983, Metode cu elemente finite în mecanica fluidelor, Ed.Academiei R.S.R., București.
- Brebbia, C. A., 1978, The boundary Element Method for Engineers, Pentech Press, London
- Bredehoeft, J. D., Pinder G. F., 1973, Mass transport in flowing groundwater. Water Resources Research 9: 194-210
- Brigham, W. E., 1974, Mixing equations in short laboratory columns. Society of Petroleum Engineering Journal, 14: 91-99.
- Castany, G., 1967, Traité pratique des eaux souterraines, Deuxieme Edition Dunod, Paris.
- Castany G., 1972, Prospeccióniunea și exploatarea apelor subterane (traducere din limba franceză), Editura tehnică, București.
- Carozzi, A.V., 1975, Sedimentary Rocks, Halsted press, Strasbourg.
- Ciocârdel, R., 1952, Hidrogeologia, Editura tehnică, București.
- Ciocârdel, R., 1957, Manual de Hidrogeologie, Editura tehnică, București.
- Coates, M. S., C.B. Haimson, W. J. Hinze, &W. R. Van Schmuss. 1983. Introduction to the Illinois deep hole project. Jourbnal of Geophysical Research 88, B9.
- Crăciun, P., Barnes, I., and Bandrabur, T., 1989, Stable isotopes in hydrothermal structures in Romania. Studii Tehnice Economice, Seria E, Hidrogeologie, 15, 17-39.
- Crețu I., Soare Al.,1967, Cercetarea hidrodinamică a sondelor, Editura tehnică, București.
- Dagan, G., 1967, A method of determining the permeability and effective porosity on unconfined anisotropic aquifers. Water Resour.Res. 3(4), 1059.
- Dagan, G., 1979, Models of groundwater flow in statistically homogenous porous formations. Water Resour.Res. 15(1), 47-63.
- Dagan, G. and Bresler, E., 1980, Solute dispersion in unsaturated heterogenous soi land field scale: theory. Soil Sci. Soc. Am.J. 43, 461-467.
- Davis, S.N., and De Wiest, R.J.M., 1965, Hydrogeology, John Wiley, New York.
- Davis A. D., 1986, Deterministic modeling of dispersion in heterogenous permeable media. Ground Water 24. no.5.
- Delhomme, J. P., 1974, La chartographie d'une grandeur physique a partir de donnée de différentes quaaualités. Proc. Meet., Int. Assoc. Hydrogeol., Mem. 10 (1), 185-194.
- Delhomme, J. P., 1976, Applicatin de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l' eau. Thèse, Univ. Paris VI.
- De Wiest, R.J.M., 1965, Geohydrology, John Wiley, New York.
- De Wiest, R.J.M., 1969, Fundamental principles of ground-water flow, in Flow through Porous Media, Academic Press.
- Domenico, P. A., 1972, Concepts and model in groundwater hydrogeology, New York, nMcGraw-Hill.
- Domenico, P.A. and Schwartz, F.W., 1990, Physical and chemical Hydrogeology, John Wiley, New York.
- Faust, Charles R., 1985, Transport of imiscible fluids within and below the unsaturated zone: a numerical model. Water Resources Research 21, no. 4:587-96.
- Feru, U.M., 1978, Apele minerale de la Olănești, I.G.G., St.t.e. Seria E 13, București.
- Fetter, C.W., 1972, The concept of seif groundwater yield in coastal aquifer. Water Resources Bulletin 8, no.5.
- Fetter, C.W., 1980, Applied Hydrogeolgy, Merrill, Columbus, Ohio.
- Fetter, C, W, 1993, Contaminant hydrogeology, Maxwell Macmillan International, New York, Oxford, Singapore, Sydney.

- Freeze, R.A., and Cherry, J.C. (1979), "Groundwater", Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Freezy, R. Allen, and John A. Cherry, 1979, Groundwater. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice Hall, 606 pp.
- Florea M.N., 1964, Date noi privind procesul de filtrare a apei privind capilaritate, Bul.Inst.de Petrol, Gaze și Ggeologie, vol.XII, p.23-31.
- Gardner, W. R., Calculation of capillary conductivity from pressure plate out flow data. Proc.Soil Sci.Soc. Amer., 20:317-320, 1956.
- Gardner, W.R., Measurement of capillary conductivity an diffusivity with tensiometer. Transaction of the 7-th International Congress of Soil Science, I, 1960.
- Gheorghe A., Bomboe P., 1963, Hidrogeologie minieră, Editura tehnică, București.
- Gheorghe, A., 1973, Analiza și sinteza datelor hidrogeologice, Editura tehnică, București
- Gheorghe A., Zamfirescu F., Scrădeanu D., Albu M., 1983, Aplicații și probleme de hidrogeologie, Editura Universității București.
- De Josselin De Jong, G., 1958, Longitudinal and transverse diffusion in granular deposits. Transactions, American Geophysical Union 39, no, 1:67.
- Journel, A.G., Huijbregts, Ch.J., Mining Geostatistics, Academic Press, London, 1978.
- Journel, A.G., Exploitation des mines.Guide pratique de geostatistique, Ecole des mines d'Ales, 1975.
- Kelly W. E., Mares S., 1993, Applied geophysics in hydrogeological and engineering practice, Elsevir S.P., Amsterdam.
- Levorsen, A.I.(revised and edited by F. A. F.Berry), 1954, 1967, Geology of petroleum, W.H.Freeman and Company, San Francisco and London.
- Manahan S. E., 1991, Environmental Chemistry, Lewis Publisher, Chelsea, MI.
- Matheron G., 1962, Traite de geostatistique appliques, t. I et II. Memoires du Bureau de Recherches Geologiques et minieres. 14, France.
- McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1984, A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. U.S.Geological Srvey.
- Morris M., 1947, Physical Principles of Oil Production, McGraw-Hill Book Co., New York.
- Nosova, O.N., Rascet vodootdaci pescianîh gruntov. Goenergoizdat. Mosckva,- Leningrad, 1962.
- Pascu M. R., 1983, Apele subterane din România, Editura tehnică, București.
- Pietraru V., 1977, Calculul infiltrațiilor, Editura Ceres, București.
- Pricăjan A., 1985, Substanțele Minerale Terapeutice din România, Ed.Stiințifică și Enciclopedică, București.
- Radu Ciocârdel, 1952, Hidrogeologie, 329p., Editura tehnică București.
- Radu Ciocârdel, 1957, Manual de Hidrogeologie, 380 p., Editura tehnică, București
- Scrădeanu D., 1996, Modele geostatistice în hidrogeologie, Editura didactică și pedagogică, R.A.-București.
- Scrădeanu D.I, 1995, Informatică geologică, Editura Universității Bucuresti.
- Scrădeanu D., 1997, Modele geostatistice în hidrogeologie, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Scrădeanu D., Popa R., 2001, Geostatistică aplicată, Editura Universității București.
- Scrădeanu D., Trâmbițașu M., Vătuțiu T., 2002, Calculatoare, Editura Academiei Române de Management.
- Singh V. P., 1995, Environmental Hydrology, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.
- Schofield, R., K., The pF of water in soil., trans. 3rd Int.Congr. Soil Sci, II (disc. Vol.III, 1936), Oxford, 1936.
- Schoeller, H., 1962, Les eaux souterraines, Masson, Paris.
- Țenu, A., 1981, Zăcămintele de ape hipertermale din nord-vestul Romaniei, Edit. Acad., București, 210 p.

- Țenu, A., Slavescu, A., Davidescu, F., 1989, Level and evolution of the tritium concentrations in the natural waters of Romania. Meteorol. & Hydrol., Sp. Rep., pp. 41-48.
- Țenu, A., Davidescu, F (1998) - "Environmental isotopic studies on mineral and thermal waters in Romania: a review over the last 25 years". Mineral and Thermal Groundwater, Proc. of Intern. RAH Symp., M.Ciuc 1998, pp. 271-280.
- Ujvari, I., 1970, Geografia apelor României, Editura științifică, București.
- Van Genuchten, M. Th. And P.J. Wierenga., 1976, Mass-transfer studies in sorbing porous media, 1. Analytical solutions. Soil Science Society of America Journal 40.
- White, W. B., 1969, Conceptual models for carbonate aquifers, Ground water 7, no. 3:15-22.

ANEXE

Anexa 1a. Unități de măsură ale caracteristicilor hidrofizice

Categoria	Denumirea mărimii fizice	U.M.	Simbolul U.M.	Definiția unității de măsură
Unitățile de măsură elementare în Sistemul Internațional	Lungime	metru	m	Lungimea egală cu 1.650.763,73 lungimi de undă în vid ale radiației care corespunde tranziției între nivelele de energie $2p_{10}$ și $5d_5$ ale atomului de kripton ⁸⁶ .
	Masă	kilogram	kg	Reprezintă masa unui dm^3 de apă pură la 4^0C .
	Timp	secundă	s	Reprezintă durată a 9.192.631.770 perioade ale radiației corespunzătoare tranziției între cele două nivele hiperfine ale stării fundamentale a atomului de cesiu ¹¹³ .
	Intensitatea curentului electric	amper	A	Reprezintă intensitatea curentului electric constant, care menținut în două conductoare paralele, rectilinii, de lungime infinită și de secțiune circulară neglijabilă, așezate în vid, la distanța de un metru unul de altul, ar produce între acestea, pe lungime de un metru, o forță egală cu $2 \cdot 10^{-7} N$.
	Temperatură	kelvin	K	Reprezintă fracțiunea $1/273,16$ din temperatura absolută a stării triple a apei.
	Intensitatea luminoasă	candelă	cd	Reprezintă intensitatea luminoasă, în direcția normalei, a unei suprafețe cu aria de $1/600000$ metri pătrați, a unui corp negru la temperatura de solidificare a platinei la presiunea de $1,01325 N/m^2$
	Cantitatea de materie	mol	mol	Reprezintă cantitatea de substanță a unui sistem care conține un număr de unități elementare (atomi, molecule, ioni, electroni etc.) egal cu numărul atomilor existenți în $0,012$ kilograme de carbon ¹² .
	Unghiul plan	radian	rad	Reprezintă unghiul plan cu vârful în centrul unui cerc, care delimitează pe circumferința cercului un arc, a cărui lungime este egală cu raza cercului.
	Unghiul solid	steradian	sr	Reprezintă unghiul solid cu vârful în centrul unei sfere, care delimitează pe suprafața sferei o arie egală cu aria unui pătrat, a cărui latură este egală cu raza sferei.

Anexa 1b. Unități de măsură ale caracteristicilor hidrofizice

Categoria	Denumirea mărimii fizice	U.M.	Simbolul U.M.	Definiția unității de măsură
Unități de măsură electrice	Sarcina electrică	Coulomb	C	Cantitatea de electricitate transportată de un curent de 1 A într-o secundă.
	Potențialul electric	Volt	V	Diferența de potențial care disipează o putere de 1 W pentru un curent constant cu intensitatea de 1 A.
	Rezistență electrică	Ohm	Ω	Rezistența unui conductor prin care la o diferență de potențial de 1 V circulă un curent cu intensitatea de 1 A.
	Capacitatea electrică	Farad	F	Capacitatea unui condensator care se încarcă cu 1C sub o diferență de potențial de 1 V.
	Inductanța electrică	Henry	H	Inductanța electrică a unui circuit închis în care e diferența de potențial de 1 V se produce atunci când intensitatea curentului variază uniform cu 1 A/s.
	Fluxul magnetic	weber	Wb	Fluxul magnetic produs de o bobină cu o singură spiră prin reducerea uniformă, într-o secundă, a unei diferențe de potențial de 1 V, de la 1 la zero.
	Densitatea fluxului magnetic	Tesla	T	Este densitatea fluxului magnetic uniform care produce un flux magnetic total de 1 Wb distribuit uniform și normal pe o suprafață de 1 m ² .
	Intensitatea fluxului magnetic	Amper/metru	A/m	Intensitatea câmpului magnetic creat în centrul unui circuit cu diametrul de 1 metru prin trecerea unui curent de 1 amper prin circuitul realizat într-un fir conductor cu secțiune transversală neglijabilă.

Anexa 1c. Unități de măsură ale caracteristicilor hidrofizice

Categoria	Denumirea mărimii fizice	U.M.	Simbolul U.M.	Definiția unității de măsură
Unități de măsură optice	Luminozitate	Candelă/metru pătrat	cd/m^2	Luminozitatea unei surse cu o suprafață de 1 m^2 care emite cu o intensitate de 1 cd (candelă);
		Stilb	sb	$1 \text{ sb} = 10^4 \text{ cd/m}^2$
	Flux luminos	Lumen	lm	Fluxul luminos emis într-un unghi solid de 1 sr de o sursă uniformă punctuală plasată în apexul unghiului solid și având o intensitate luminoasă de 1cd.
	Iluminarea	lux	lx	Iluminarea unei suprafețe care primește sub un unghi de incidență normal un flux de 1 lm/m^2 uniform distribuit.
		phot	ph	$1 \text{ ph} = 10^4 \text{ lux}$
	Vergența sistemelor optice	dioptria	δ	Puterea refractivă a unui sistem optic cu o distanță focală de 1 m într-un mediu cu indicele de refracție 1.

Anexa 1d. Unități de măsură ale caracteristicilor hidrofizice

Categoria	Denumirea mărimii fizice	U.M.	Simbolul U.M.	Definiția unității de măsură
Unități de măsură radiologice	Activitate nucleară	Bequerel	Bq	O dezintegrare pe secundă a unui corp radioactiv
		Curie	Ci	1 Ci=37 GBq (gigabecquerel)
	Timp de înjumătățire	-	-	Intervalul de timp necesar înjumătățirii prin dezintegrare a masei unui element radioactiv
	Cantitatea de radiații X și gama	Coulomb/kilogram	C/kg	Cantitatea de radiații X sau gama care produce într-un kilogram de aer ioni ce transportă o cantitate de electricitate de 1 C
		Roentgen	R	1 R = $2,58 \times 10^{-4}$ C/kg
	Cantitatea /doza de radiații absorbite	Rad	Rad	Cantitatea de energie transferată unei mase, de obicei umană 1 Rad=0.01 Gy
		Gray	Gy	1Gy = 1 j/kg
	Doza biologică efectivă	Roentgen Equivalent Man	Rem	Unitate care corelează cantitatea de radiații absorbite cu efectul biologic; 1 rem=10 milisievert (mSv)
		Sievert	Sv	Doza absorbită produsă de o radiație care are un efect egal cu al unei radiații X sau gama de la 200 la 250 kV. Dozele recomandate de Comisia Internațională pentru Protecția la Radiații sunt: • 0,05 Sv/an pentru lucrătorii în industria nucleară; • 0,005 Sv/an pentru public, din orice surse; • 0,001 Sv/an pentru public, în cazul expunerii pe timp îndelungat

Anexă 2. Unități de lungime și echivalențe

Unități	Å	mm	cm	m	km	in	ft	yd	mi
1 Ångström	1	10^{-7}	10^{-8}	10^{-10}	10^{-13}	$3,97 \times 10^{-9}$	$3,28 \times 10^{-10}$	$1,09 \times 10^{-10}$	$6,21 \times 10^{-14}$
1 milimetru	10^{-7}	1	0,1	0,001	10^{-6}	0,0397	0,00328	0,00109	$6,21 \times 10^{-7}$
1 centimetru	10^{-8}	10	1	0,01	0,0001	0,3937	0,0328	0,0109	$6,21 \times 10^{-6}$
1 metru	10^{-10}	1000	100	1	0,001	39,37	3,281	1,094	$6,21 \times 10^{-4}$
1 kilometru	10^{-13}	10^6	10^5	1000	1	39.370	3281	1093,6	0,621
1 inch	$3,97 \times 10^{-9}$	24,4	2,54	0,0254	$2,54 \times 10^{-5}$	1	0.0833	0,0278	$1,58 \times 10^{-5}$
1 foot	$3,28 \times 10^{-10}$	304,8	30,48	0,3048	$3,05 \times 10^{-4}$	12	1	0,333	$1,89 \times 10^{-4}$
1 yard	$1,09 \times 10^{-10}$	914,4	91,44	0,9144	$9,14 \times 10^{-4}$	36	3	1	$5,68 \times 10^{-4}$
1 milă	$6,21 \times 10^{-14}$	$1,61 \times 10^6$	$1,01 \times 10^5$	$1,61 \times 10^3$	1,6093	63.360	5280	1760	1

Anexa 3. Unități de suprafață și echivalențe

Unități	cm ²	m ²	km ²	ha	in ²	ft ²	yd ²	mi ²	ac
1 centimetru pătrat	1	0,0001	10^{-10}	10^{-8}	0,155	$1,08 \times 10^{-3}$	$1,2 \times 10^{-4}$	$3,86 \times 10^{-11}$	$2,47 \times 10^{-8}$
1 metru pătrat	10^4	1	10^{-6}	10^{-4}	1550	10,76	1,196	$3,86 \times 10^{-7}$	$2,47 \times 10^{-4}$
1 kilometru pătrat	10^{10}	10^6	1	100	$1,55 \times 10^9$	$1,076 \times 10^7$	$1,196 \times 10^6$	0,3861	247,1
1 hectar	10^8	10^4	0,01	1	$1,55 \times 10^5$	$1,076 \times 10^5$	$1,196 \times 10^4$	$3,861 \times 10^{-3}$	2,471
1 inch pătrat	6,452	$6,45 \times 10^{-4}$	$6,45 \times 10^{-8}$	$6,45 \times 10^{-8}$	1	$6,94 \times 10^{-3}$	$7,7 \times 10^{-4}$	$2,49 \times 10^{-10}$	$1,574 \times 10^{-7}$
1 foot pătrat	929	0,0929	$9,29 \times 10^{-6}$	$9,29 \times 10^{-6}$	144	1	0,111	$3,587 \times 10^{-8}$	$2,3 \times 10^{-5}$
1 yard pătrat	8361	0,8361	$8,36 \times 10^{-5}$	$8,36 \times 10^{-5}$	1296	9	1	$3,23 \times 10^{-7}$	$2,07 \times 10^{-4}$
1 milă pătrată	$2,59 \times 10^{10}$	$2,59 \times 10^6$	2,59	259	$4,01 \times 10^9$	$2,79 \times 10^7$	$3,098 \times 10^6$	1	640
1 acru	$4,04 \times 10^7$	$4,047 \times 10^{-3}$	0,4047	0,4047	$6,27 \times 10^6$	43.560	4840	$1,562 \times 10^{-3}$	1

Anexa 4. Unități de volume și echivalențe

Unități	mL	litru	m ³	in ³	ft ³	gal	ac-ft	baril
1 mililitru	1	0,001	10 ⁻⁶	0,06102	3,53x10 ⁻⁵	2,64x10 ⁻⁴	8,1x10 ⁻¹⁰	6,41x10 ⁻⁶
1 litru	10 ³	1	0,001	61,02	0,0353	0,264	8,1x10 ⁻⁷	0,0064
1 metru cub	10 ⁶	1000	1	61,023	35,31	264,17	8,1x10 ⁻⁴	6,410
1 inch cub	16,39	1,64x10 ⁻²	1,64x10 ⁻⁵	1	5,79x10 ⁻⁴	4,33x10 ⁻³	1,218x10 ⁻⁸	1,05x10 ⁻⁴
1 foot cub	28,317	28,317	0,02832	1728	1	7,48	2,296x10 ⁻⁵	0,182
1 U.S.gallon	3785,4	3,785	3,78x10 ⁻³	231	0,134	1	3,069x10 ⁻⁶	0,024
1 acre-foot	1,233x10 ⁹	1,233x10 ⁶	1233,5	75,27x10 ⁶	43.560	3,26x10 ⁵	1	7,91x10 ³
1 barril	1,56x10 ⁵	156	0,156	9519,17	5,507	41,184	1,26x10 ⁻⁴	1

Anexa 5a. Unități de măsură și echivalențe cu unitățile Sistemului Internațional

Dimensiunea	English	SI	SI	English
Difuzivitate termică ($\lambda / (\rho \cdot c)$)	1 ft ² /s	0,0929 m ² /s	1 m ² /s	10,76 ft ² /s
Conductivitate hidraulică	1 ft/s	0,3048 m/s	1 m/s	3,28 ft/s
	1 US gal/day ft ²	4,720x10 ⁻⁷ m/s	1 m/s	2,119x106 US gal/day ft ²
Transmisivitate	1 ft ² /s	9,290x10 ⁻² m ² /s	1 m ² /s	10,76 ft ² /s
	1 US gal/day ft	1,438x10 ⁻⁷ m ² /s	1 m ² /s	6,954x10 ⁶ US gal/day ft
Permeabilitatea intrinsecă	1 ft ²	9,412x10 ⁻¹⁰ darcy	1 darcy	0,106x10 ⁻¹⁰ ft ²
	1 darcy	0,987x10 ⁻¹² m ²	1 m ²	1,013x10 ⁻¹² darcy
Difuzivitatea termică	1 ft ² /s	0,0929 m ² /s	1 m ² /s	10,76 ft ² /s
Vâscozitate dinamică (μ)	1 poise	0,1 Pa. s	1 Pa. s	10 poise
Viscozitatea cinematică ($\nu = \mu / \rho$)	1 stokes	10 ⁻⁴ m ² /s	1 m ² /s	10 ⁺⁴ stokes

Anexa 5b. Unități de măsură și echivalențe cu unitățile Sistemului Internațional

Dimensiunea	English	SI	SI	English
Lungime	1 inch (Țol)	2,54 cm	1 cm	0,3937 inch
	1 picior (foot)	0,3048 m	1 m	3,281 ft
	1 Ångstrom	10^{10} metru	1 metru	10^{-10} Ångstrom
Suprafața	1 milă terestră	1,609 km	1 km	0,6215 mi
	1 inch ²	6,4516 cm ²	1 cm ²	0,155 inch ²
	1 ft ²	0,0929 m ²	1 m ²	10,76 ft ²
	1 acru	0,4047 ha	1 ha	2,471 acri
	1 mi ²	2,590 km ²	1 km ²	0,3861 mi ²
Unghi plan	1 grad sexagesimal (1°)	$\pi / 180$ rad	1°	60' = 3600''
	1 grad centesimal (1gon: 1 ^g)	$\pi / 200$ rad	1g	100° = 10000 ^{cc}
Volum	1 US fluid ounce	29,54 cm ³	1 cm ³	$3,385 \times 10^{-2}$ Fl.oz
	1 ft ³	$2,832 \times 10^{-2}$ m ³	1 m ³	35,311 ft ³
	1 ft ³	28,32 litru	1 l	0,2642 US gal
	1 US gal	$3,785 \times 10^{-3}$ m ³	1 l	0,2200 UK gal
	1 UK gal	$4,546 \times 10^{-3}$ m ³	1 m ³	220 UK gal
	1 UK gal	4,546 l	1 m ³	28,38 US bushel
	1 US bushel	$3,524 \times 10^{-2}$ m ³	1 m ³	27,377 US bushel
	1 barril	0,156 m ³	1 m ³	6,41 barril
Debit	1 ft ³ /sec	$2,832 \times 10^{-2}$ m ³ /s	1 m ³ /sec	35,311 ft ³ /sec
	1 US gal/min	$6,309 \times 10^{-5}$ m ³ /s	1 litru/s	15,85 US gal/min
	1 UK gal/min	$7,576 \times 10^{-5}$ m ³ /s	1 litru/s	13,20 UK gal/min
Masă	1 ounce (oz)	28,35 g	1 g	$3,257 \times 10^{-2}$ oz
	1 pound (lb _m)	0,4536 kg	1 kg	1 2,205 lb _m
	1 short ton (s.ton)	907 kg	1 tonă	1,103 s.ton
	1 long ton (l.ton)	1,016 kg	1 tonă	0,984 l.ton
Densitate	1 lb _m /ft ³	16,02 kg/m ³	1 kg/m ³	$6,242 \times 10^{-2}$ lb _m /ft ³
	1 lb _m /ft ³	16,02 g/litru	1 kg/m ³	1 g/litru

Anexa 5c. Unități de măsură și echivalențe cu unitățile Sistemului Internațional

Dimensiunea	English	SI	SI	English
Accelerație	1 ft/s ²	0,3048 m/s ²	1 m/s ²	3,281 ft/s ²
Accelerația gravitațională (g)	g	9,80665 m/s ² la nivelul mării și la latitudinea de 45°		
Forță	1 lb _f	4,448 N	1 N	0,2248 lb _f
Presiune	1 lb _f /foot ²	47,88 Pa	1 Pa	2,089x10 ⁻² lb _f /ft ²
	1 pounds per square inch (psi)	6,895x10 ⁻³ Pa	1 Pa	1,450x10 ⁻⁴ psi
	1 atm	1,013x10 ⁵ Pa	1 Pa	10 ⁻⁵ bari
	1 bar	10 ⁵ Pa	1 MPa	10 bari
Energie	1 ft lb _f	1,356 J	1 J	0,7374 ft lb _f
	1 calorie	4,185 J	1 J	0,2389 calorie
	1 erg	10 ⁻⁷ J	1 J	10 ⁷ erg
	1 kWh	3,6x10 ⁶ J	1 J	0,278 x10 ⁻⁶ kWh
	1 British Thermal Unites (BTU)	1,055x10 ³ J	1 J	9,479x10 ⁻⁴ BTU
Putere	1 watt (W)	1 J/s	1J/s	1 watt
	1 Horsepower (HP)	736 W	1 HP	0,0014 W
	1 erg/s	10 ⁻⁷ W	1 W	10 ⁷ erg/s
	1 BTU/s	1,055x10 ³ W	1 W	0,948 BTU/s
Temperatura	X °F	$\frac{5}{9}(X - 32)^{\circ}C$	X°C	$\frac{9}{5}X + 32^{\circ}F$
Zero "absolut"	-459,69°F	0 K	-273,15°C	0 K
Conductivitate termică (λ)	1 kcal/s m °C	4,18x10 ³ W/m K	1W/m K	0,239x10 ⁻³ kcal/s.m. °C
Capacitate termică masică (c)	1 kcal/kg. °C	4,18x10 ³ J/kg K	1 J/kg.K	0,239x10 ⁻³ kcal/kg. °C

Anexa 6a. Proprietăți ale apei pure

Temperatura [°C]	Coeficient de compresibilitate [10 ⁻¹⁰ Pa ⁻¹]	Modulul lui Young [106kPa]	Coeficient dilatării termice volumice $\alpha = d(\ln \rho)/dT$ [10 ⁻⁶ K]	Căldura specifică masică [J/kg K]	Conductivitate termică [W/m K]	Difuzivitate termică [10 ⁻⁸ m ² /s]
0	5,098	2,02	-68	4217,4	0,564	13,4
5	4,928	2,06	16	-	-	-
10	4,789	2,10	88	4191,9	0,578	13,8
15	4,678	2,15	151	-	-	-
20	4,591	2,18	207	4181,6	0,598	14,2
25	4,524	2,22	257	-	-	-
30	4,475	2,25	303	4178,2	0,607	14,6
40	4,422	2,28	385	4178,3	0,628	15,2
50	4,417	2,29	458	4180,4	-	-
60	4,450	2,28	523	4184,1	0,652	15,8
70	4,515	2,25	584	4189,3	-	-
80	4,610	2,20	641	4196,1	0,669	16,4
90	4,734	2,14	696	4204,8	-	-
100	4,890	2,07	750	4215,7	0,671	16,6

Anexa 6b. Proprietăți ale apei pure

Temperatura [°C]	Greutatea specifică [kN/m ³]	Densitatea [kg/m ³]	Viscozitatea dinamică [10 ³ /Pa.s]	Vâscozitatea cinematică [10 ⁻⁶ m ² /s]	Căldura latentă de vaporizare [J/g]	Presiunea absolută de vapori [kPa]
0	9,805	999,8	1,781	1,785	2500,3	0,61
5	9,807	1000,0	1,518	1,519	2488,6	0,87
10	9,804	999,7	1,307	1,306	2476,9	1,23
15	9,798	999,1	1,139	1,139	2465,1	1,70
20	9,789	998,2	1,002	1,003	2453,0	2,34
25	9,777	997,0	0,890	0,893	2441,3	3,17
30	9,764	995,7	0,798	0,800	2429,6	4,24
40	9,730	992,2	0,653	0,658	2405,7	7,38
50	9,689	988,0	0,547	0,553	2381,8	12,33
60	9,642	983,2	0,466	0,474	2357,6	19,92
70	9,589	977,8	0,404	0,413	2333,3	31,16
80	9,530	971,8	0,354	0,364	2308,2	47,34
90	9,466	965,3	0,315	0,326	2282,6	70,10
100	9,399	958,4	0,282	0,294	2256,7	101,33

Anexa 7. Proprietăți ale apei sărate cu concentrația de 34 kg/m³

Temperatura [°C]	Densitatea [kg/m ³]	Căldura specifică [J/kg K]	Vâscozitatea cinematică [10 ⁶ m ² /s]
0	1027,32	3989	1,80
5	1026,91	3992	1,60
10	1026,19	3995	1,40
15	1025,22	3997	1,20
20	1024,02	4000	1,10
25	1022,61	4002	0,94

Anexa 8. Proprietăți ale apei sărate la diferite concentrații

Concentrația în NaCl [kg/m ³]	Masa de NaCl raportată la masa de soluție la 20°C [%]	Masa de NaCl raportată la volumul de soluție la 15°C [kg/m ³]	Masa de NaCl raportată la volumul de soluție la 20°C [kg/m ³]	Căldura specifică la 20°C [J/kg K]
0	0,000	999,13	998,23	4182
10	0,995	1006,30	1005,30	4127
20	1,976	1013,39	1012,29	4075
30	2,943	1020,41	1019,22	4024
40	3,898	1027,35	1026,07	3975
50	4,841	1034,25	1032,88	3929
60	5,772	1041,05	1039,60	3884
70	6,690	1047,83	1046,32	3841

Anexa 9. Densitatea și vâscozitatea absolută a apei

Temperatura [°C]	Densitatea [kg/m ³]	Densitatea [g/cm ³]	Vâscozitatea [g/s.cm]
0	999,841	0,999841	0,017921
1	999,900	0,999900	0,017313
2	999,941	0,999941	0,016728
3	999,965	0,999965	0,016191
4	999,973	0,999973	0,015674
5	999,965	0,999965	0,015188
6	999,941	0,999941	0,014728
7	999,902	0,999902	0,014284
8	999,849	0,999849	0,013860
9	999,781	0,999781	0,013462
10	999,700	0,999700	0,013077
11	999,605	0,999605	0,012713
12	999,498	0,999498	0,012363
13	999,377	0,999377	0,012028
14	999,244	0,999244	0,011709
15	999,099	0,999099	0,011404
16	999,943	0,999943	0,011111
17	999,774	0,999774	0,010828
18	998,595	0,998595	0,010559
19	998,405	0,998405	0,010299
20	998,203	0,998203	0,010050
21	997,992	0,997992	0,009810
22	997,770	0,997770	0,009579
23	997,538	0,000998	0,009358
24	997,296	0,997296	0,009142
25	997,044	0,997044	0,008937
26	996,783	0,996783	0,008737
27	996,512	0,996512	0,008545
28	996,232	0,996232	0,008360
29	995,944	0,995944	0,008180
30	995,646	0,995646	0,008007
35	994,029	0,994029	0,007225
40	992,214	0,992214	0,006560
45	990,212	0,990212	0,005988
50	988,047	0,988047	0,005494

Anexa 9. Prefixe utilizate pentru multipli și submulti ai unităților de măsură

Prefix	Simbol	Factor de multiplicare	
		Forma zecimală	Forma exponențială
yotta	Y	1000000000000000000000000	10^{24}
zetta	Z	100000000000000000000000	10^{21}
exa	E	10000000000000000000000	10^{18}
penta	P	1000000000000000000000	10^{15}
tera	T	100000000000000000000	10^{12}
giga	G	10000000000000000000	10^9
mega	M	1000000	10^6
kilo	k	1000	10^3
hecto	h	100	10^2
deca	da	10	10
deci	d	0,1	10^{-1}
centi	c	0,01	10^{-2}
mili	m	0,001	10^{-3}
micro	μ	0,000001	10^{-6}
nano	n	0,000000001	10^{-9}
pico	p	0,000000000001	10^{-12}
femto	f	0,000000000000001	10^{-15}
atto	a	0,000000000000000001	10^{-18}
zepto	z	0,00000000000000000001	10^{-21}
yocto	y	0,0000000000000000000001	10^{-24}

TERMINOLOGIE HIDROGEOLOGICĂ STANDARDIZATĂ

Terminologia utilizată curent în documentațiile hidrogeologice este standardizată în STAS 4621-91, elaborat în 1954 și revizuit în 1969 și 1979.

Responsabilul proiectului pentru elaborarea terminologiei a fost geolog Sînziana Țenu de la Institutul de Meteorologie și Hidrologie iar redactarea finală a fost realizată de ing. Magda Ionescu. Colaboratorii din cadrul proiectului au fost Institutul de Geologie și Geofizică, Institutul de Studii și Proiectări Hidroenergetice, Institutul de Cercetări și Proiectări pentru Gospodărirea Apelor București.

În tabelul următor este prezentată o selecție de termeni pentru completarea definițiilor cu informațiile prezentate în ***Hidrogeologia generală***.

Termen	Definiție
Acvifer	Termen comprehensiv, semnificând o formațiune geologică purtătoare de apă (strat, orizont, complex acvifer)
Acvifer multistrat	Sistem acvifer constituit dintr-o alternanță de orizonturi acvifere și semipermeabile, interdependente din punct de vedere hidrodinamic, în regim de drenanță.
Adâncime critică a apei freatice	Adâncime de la care ascensiunea capilară a apei freatice poate provoca sărăturarea solului
Aflux	Debitul intrat printr-o secțiune dată într-o formațiune acviferă
Agresivitatea apei	Proprietatea apei de a ataca chimic suprafața corpurilor cu care vine în contact
Alimentare artificială	Introducere voluntară de apă într-un acvifer pentru mărirea afluxului sau pentru ridicarea nivelului apelor subterane. (Aportul de apă într-un acvifer suplimentar, față de alimentarea naturală)
Alimentarea specifică	Raportul dintre cantitatea globală de apă intrată în medie într-un acvifer, într-o anumită perioadă de timp, și aria acviferului considerat: alimentare medie pe unitatea de suprafață
Alimentare stimulată	Procedeu ce constă în extragerea apei subterane dintr-o zonă situată în apropierea unui curs sau a unei suprafețe de apă, astfel încât scăderea nivelului apelor freatice să provoace un aflux al apelor de suprafață către rezervorul subteran
Anomalie geotermală	Zonă din aria de dezvoltare a unui acvifer în care gradientul geotermal este mai mic (anomalie negativă) sau mai mare (anomalie pozitivă) decât valoarea medie de 3,3°C la 100 m
Apă capilară	Apa care, sub acțiunea forțelor capilare, umple parțial sau total porii sau fisurile capilare ale rocilor
Apă de adâncime	Apă acumulată în strate acvifere de adâncime
Apă de zăcământ	Apă fosilă singenetică asociată zăcămintelor de hidrocarburi
Apă dulce	Apă fără gust, a cărei compoziție chimică o face în general bună pentru consum prin conținutul său scăzut în componenți dizolvați și liberi.
Apă dură	Apă care conține cantități relativ importante de săruri de calciu și magneziu
Apă de fosilă	Apă subterană provenită din bazinele marine sau lacustre care a saturat sedimentele în procesul depunerii lor, fie din infiltrațiile produse în cursul

	timpurilor geologice ale apelor inițial vadoase acumulate și conservate în sisteme acvifere subterane închise
Apă gravitațională Sinonim: apă eliberabilă	Apă subterană a cărei circulație este determinată preponderent de forțele de gravitație, celelalte forțe fiind neglijabile
Apă juvenilă	Apă rezultată prin procesele magmatice sau metamorfice
Apă minerală	Apă subterană sau de suprafață, termală sau rece, cu un conținut variabil de săruri, gaze sau substanțe minerale radioactive
Apă oligominerală	Apă dulce cu o mineralizație de regulă sub 500 mg/l
Apă peliculară	Apă reținută în sol de către forțele de atracție moleculară, formând o peliculă în jurul particulelor solide constitutive ale solului
Apă pendulară	Apă reținută prin legături slabe mixte de valență și capilare, în zona de contact dintre granulele rocii, unde formează inele izolate
Apă plată	Apă subterană dulce sau minerală (cu mineralizație totală de maximum 9 g/l), fără conținut de CO ₂ liber, cu puritate naturală (nepoluată) și cu stabilitate chimică în timp, îmbuteliată pentru consum fără a fi supusă nici unui amendament tehnologic
Apă potabilă	Apă naturală, subterană sau de suprafață care îndeplinește anumite condiții organoleptice, fizico-chimice, bacteriologice, biologice etc. pentru a putea fi folosită în alimentație
Apă salmastră	Apă sărată, cu conținut în componenți dizolvați mai mic decât al apei de mare, a cărei concentrație este convențional cuprinsă între 1 și 10 g/l
Apă sărată	Apă în care concentrația de săruri este relativ ridicată (peste 10 g/l)
Apă structurală	Apă care rămâne în proba litologică, după uscarea acesteia în cuptor la 105°C
Apă subterană	Apă acumulată în porii, fisurile sau golurile rocilor
Apă terapeutică	Apă subterană cu conținut în substanțe în soluție, cu temperatură și cu alte proprietăți fizice și chimice care o fac aptă pentru
Apă termală	Apă subterană care are la emergență temperatura mai ridicată decât o valoare minimă convențională (20°C sau 23°C) stabilită, în general, în funcție de temperatura medie normală a apelor freatice sau de temperatura medie a aerului. După temperatură se diferențiază în: • Hipotermală • Mezotermală • Hipertermală

Apă uzată Sinonim: apă reziduală	Apă conținând reziduuri solide, lichide sau gazoase, evacuată după utilizarea în diverse scopuri menajere sau industriale
Apă vadoasă	Apă acumulată în subteran, provenită din infiltrații (precipitații și ape de suprafață) sau din condensarea vaporilor de apă din atmosferă
Apă vitriolică	Apă acidă (pH mai mic de 3...5), sulfată (în special ape de mină), conținând cantități mari, uneori până la câteva g/l, fier și adesea alte metale (Al, Cu,
Arie de artezianism	Domeniu în care suprafața piezometrică a unui acvifer sub presiune se află deasupra suprafeței solului
Ascensiune capilară	Ridicarea apei în sol, deasupra nivelului apelor freatice, sub acțiunea capilarității
Baraj subteran	Masă naturală sau artificială de material impermeabil sau foarte slab permeabil, situată sub suprafața solului, având o asemenea poziție încât să împiedice scurgerea subterană.
Barieră de apă dulce	Front de apă dulce subteran care are sarcina hidrolică suficientă pentru a împiedica avansarea apelor sărate sau salmastre.
Bazin artezian	Structură geologică, adesea de mari dimensiuni, în care sistemele acvifere subterane au caracter artezian
Bazin de infiltrație artificială	Bazin săpat până în stratul permeabil, în care apa introdusă se infiltrează în stratul acvifer
Bazin hidrogeologic	Unitate hidrogeologică caracterizată prin prezența unor condiții litofaciale favorabile acumulării apei în subteran, precum și a unor zone de alimentare și drenare, având individualitate din punct de vedere structural și hidrochimic
Bilanțul apei în sol	Relație între cantitățile totale de apă intrate sau extrase dintr-un sol sau dintr-o zonă nesaturată în timpul unei perioade determinate, evaluată prin diferențele conținutului în apă
Bilanț hidric	Relație între cantitățile de apă intrate, ieșite și acumulate într-un anumit domeniu (bazin de recepție, lac, teritoriu, domeniu subteran etc.) într-un interval de timp dat
Bilanț hidrogeologic Sinonim: bilanțul apelor subterane	Relațiile între cantitățile de apă intrate și ieșite dintr-un domeniu subteran, într-un interval de timp dat, ținând cont de variația rezervelor înmagazinate
Calitatea apei	Ansamblul proprietăților organoleptice, fizice, radioactive, chimice, bacteriologice și biologice ale apei
Capacitatea de câmp	Cantitatea de apă reținută în sol după scurgerea apei gravitaționale. Se exprimă prin raportul dintre greutatea maximă de apă nemobilizată gravitațională poate fi obținută într-un mediu poros și greutatea

	totală a mediului poros în stare uscată
Capacitatea de infiltrație	Intensitatea maximă cu care un sol dat poate absorbi apa pe unitatea de suprafață, în anumite condiții date
Capilaritate	Fenomen asociat tensiunii superficiale a lichidelor, întâlnit în tuburile capilare și în mediile poroase, unde suprafețele gaz – lichid - solid sunt în contact și datorită căruia apa se poate deplasa în sol contra gravitației
Captare de apă subterană	Construcție hidrotehnică realizată în vederea extragerii apei subterane pentru folosirea ei în diferite scopuri
Caracteristici hidrogeologice	Mărimi care caracterizează proprietățile fizice și chimice și condițiile de circulație și acumulare a apelor subterane într-un acvifer
Carst	Totalitatea fenomenelor produse în regiunile cu roci solubile, în special calcaroase, ca urmare a dizolvării produse de circulația apelor (superficiale sau subterane) încărcate cu CO ₂
Cartare hidrogeologică	Ansamblu de operațiuni, executate în teren prin observare directă în vederea obținerii unor date hidrogeologice, necesare întocmirii hărții hidrogeologice
Ciclu freatic	Durata totală cuprinzând o perioadă de creștere până la un maximum, urmată de o perioadă de scădere până la un minimum, a nivelului apelor freatice
Coeficient al variației de nivel (a_n)	Mărimă care caracterizează capacitatea unui acvifer cu suprafața liberă de a transmite variațiile nivelului apei subterane. Se exprimă prin relația: $a_n = \frac{T_{med}}{\mu} \quad [m / d]$ în care T_{med} - transmisivitatea medie a acviferului, în metri pătrați pe zi; μ - coeficientul de cedare
Coeficient de alimentare subterană a râului (K_r)	Raportul exprimat în procente sau valori subunitare, dintre valoarea scurgerii subterane și scurgerea totală a râului pentru o anumită perioadă
Coeficient de cedare (μ)	Coeficient care reprezintă volumul de apă cedată gravitațional de un acvifer cu suprafață liberă, printr-o secțiune orizontală de arie unitară, la o scădere a nivelului liber egală cu unitatea, exprimându-se identic cu porozitatea eficace
Coeficient de cedare elastică (μ_e)	Coeficient caracteristic orizonturilor acvifere sub presiune, reprezentând volumul de apă care poate fi obținut dintr-o prismă având secțiunea bazei egală cu

	unitatea, la o coborâre a suprafeței piezometrice cu o unitate de înălțime
Coeficient de compresibilitate (β^*)	Fracțiunea volumului de apă dizlocuit dintr-un volum de rocă acviferă prin scăderea presiunii din el cu o atmosferă. Se exprimă în: unu pe kilopascali sau metri pătrați pe kilogram forță
Coeficient de dinamicitate al scurgerii subterane (K_d)	Coeficient ce caracterizează dinamicitatea scurgerii subterane pentru o anumită perioadă de timp, exprimat prin raportul dintre valoarea cea mai mare a scurgerii subterane pentru o perioadă oarecare și cea mai mică valoare pentru aceeași perioadă.
Coeficient de elasticitate (ε) Sinonim: modul de elasticitate	Mărime inversă coeficientului de compresibilitate: $\varepsilon = \frac{1}{\beta^*}$ Se exprimă în kilopascali sau kilograme forță pe metru pătrat
Coeficient de filtrație (K_f) Sinonime: • Coeficient de conductivitate hidraulică • Coeficient de permeabilitate Darcy	Coeficient care exprimă conductivitatea hidraulică, definit prin debitul volumic de fluid printr-o secțiune vie de arie unitară a rocii acvifere pentru o pantă hidraulică egală cu unitatea. Are dimensiunile unei viteze și se exprimă prin relația: $K_f = K_p \cdot \frac{\gamma}{\eta} \quad m/d$ în care K_f - coeficient de permeabilitate, în metri pătrați; γ - greutatea specifică a fluidului (apei), în kilonewtoni pe metru cub; η - vâscozitatea dinamică a fluidului (apei), în kilonewtoni și zi pe metru pătrat
Coeficient de înmagazinare (S)	Coeficient care reprezintă volumul de apă înmagazinată (sau eliberată) de un acvifer, pe o suprafață orizontală de arie unitară, prin creșterea (sau, respectiv scăderea) nivelului piezometric al acviferului pe o înălțime egală cu unitatea. În cazul acviferelor cu suprafață liberă, este reprezentat prin coeficientul de cedare iar în cazul acviferelor sub presiune este reprezentat prin coeficientul de cedare elastică.
Coeficient de neuniformitate (U_n)	Coeficient exprimat prin relația: $U_n = \frac{d_{60}}{d_{10}}$ d_{60} - dimensiunea granulei corespunzătoare conținutului de 60% (procente de masă) pe curba de

	granulozitate a rocii considerate; d_{10} - diametrul efectiv al rocii considerate
Coeficient de permeabilitate (K_p)	Coeficient ce exprimă permeabilitatea, caracterizând proprietățile geometrice ale mediului poros. Depinde de structura și textura terenului și are dimensiunile unei suprafețe. Se exprimă în metri pătrați
Coeficient de piezoconductivitate (a) Sinonime: - Coeficient de piezotransmisivitate - Difuzivitate hidrolică	Mărime care caracterizează capacitatea unui acvifer sub presiune de a transmite variațiile presiunii apei subterane. Se exprimă prin raportul: $a = \frac{T}{S} = \frac{K_f}{\gamma \cdot \beta^*} \quad [m^2 / zi]$ În care T - transmisivitatea acviferului în metri pătrați pe zi; S - coeficient de înmagazinare; K_f - coeficient de filtrație, în metri pe zi; γ - greutatea specifică a fluidului (apei), în kilonewtoni pe metru cub; β^* - coeficientul de compresibilitate, în unu pe kilopascali
Coeficient modul al scurgerii subterane K_{Ms}	Raportul dintre o mărime oarecare, variabilă, a scurgerii subterane (zilnică, decadală, lunară, anuală) și o valoare medie sinonimă
Coeficientul scurgerii subterane (η_s)	Raportul dintre cantitatea de apă (coloana de apă) echivalentă scurgerii subterane (Y_s) și cantitatea de precipitații
Colmatarea stratului acvifer	Efectul de reducere a permeabilității prin depunerea în golurile intergranulare sau fisurale a particulelor solide antrenate de apă
Complex acvifer	Succesiune de strate acvifere, separate prin strate impermeabile cu extensiune neregulată, aparținând aceluiași tip genetic și având o zonă de alimentare comună
Con de depresiune	Suprafață de depresiune creată într-un strat acvifer ca urmare a drenării apei prin pompare dintr-un puț sau foraj
Condiții hidrogeologice	Totalitatea particularităților care caracterizează condițiile de zăcământ ale apelor subterane : alcătuirea litologică, parametrii stratului acvifer, caracteristicile regimului în condițiile naturale și sub influența factorilor artificiali
Conductivitatea	Proprietatea unei roci poroase sau fisurate de a

hidraulică	permite circulația prin ea a unui fluid, adică proprietatea inversă rezistenței rocii față de curgerea fluidului
Coperișul stratului acvifer	Suprafața de contact dintre partea superioară a stratului permeabil și partea inferioară a stratului impermeabil acoperitor
Cumpăna apelor subterane	Linia de separare între două bazine hidrogeologice
Curbă de depresiune	Curbă rezultată prin intersecția suprafeței de depresiune cu un plan vertical, orientat după direcția curgerii curentului acvifer subteran
Curent subteran consecvent	Curent subteran în sensul pantei unui strat impermeabil înclinat
Curent subteran obsecvent	Curent subteran în sens invers pantei unui strat impermeabil înclinat
Curgerea laminară a apei subterane	Curgerea apei subterane prin roci permeabile, în care liniile de curent sunt aproximativ paralele, cu viteză mai mică decât viteza critică de circulație
Darcy (D)	Unitate de măsură a permeabilității rocilor, definită ca permeabilitatea unui mediu prin care se filtrează un fluid cu o vîscozitate dinamică 1 centipoise, printr-o suprafață a secțiunii transversale de 1 cm ² cu o viteză de 1 cm/s sub acțiunea unui gradient de presiune de 1 at. Se exprimă în centimetri pătrați $1 D = 0,981 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2$ Se utilizează de regulă o unitate mai mică mD
Datarea apelor subterane	Evaluarea vârstei medii a unei probe de apă subterană pe baza radioizotopilor de mediu (tritiu și carbon 14)
Debit al curentului subteran	Volumul de apă care trece în unitatea de timp printr-o secțiune dată, dispusă perpendicular pe direcția de curgere a unui strat acvifer
Debit modul al apei	Cantitatea de apă care se poate obține prin lucrări de captare, dintr-un strat acvifer în unitatea de timp, pe o arie de 1 km ²
Debit specific al curentului subteran	Debitul curentului acvifer subteran care se filtrează în condiții naturale prin unitatea de arie a secțiunii sale vii
Debit unitar	Debitul curentului subteran pe unitatea de lățime de front al acestuia
Deficit de umiditate	Diferența dintre capacitatea de absorbție a solului și valoarea instantanee a umidității de sol
Diametrul efectiv (d ₁₀)	Dimensiunea granulei corespunzătoare conținutului de 10 % (procente de masă) pe curba de granulozitate a rocii considerate
Dinamica apelor subterane	Parte a hidrogeologiei care aplică legile generale ale hidraulicii subterane la particularitățile stratelor acvifere
Direcție de curgere	Linia de cea mai mare pantă pe care are loc curgerea apei subterane

Domeniu de influență	Domeniu în care suprafața piezometrică a unui acvifer este modificată prin scăderi sau creșteri sesizabile sub efectul unor prelevări sau injecții de apă într-o construcție apropiată. În funcție de sensul influenței, se pot identifica domenii depresionare sau domenii de ridicare
Drenanță	Fenomenul (natural sau indus) de comunicare hidraulică pe verticală între două sau mai multe acvifere, cu niveluri piezometrice diferite, separate de orizonturi semipermeabile
Drenarea apelor subterane	a) Proces natural manifestat prin apariția de izvoare determinate de emergența unui acvifer ca rezultat al eroziunii sau al altor acțiuni geologice b) Dirijarea gravitațională a unui curent subteran prin amenajări hidrotehnice c) Crearea unui aflux de apă într-o captare prin evacuarea apei subterane cu ajutorul unor mijloace mecanice
Durata regenerării (reînnoirii) rezervelor naturale	Intervalul de timp necesar pentru refacerea integrală a rezervelor naturale (totale) medii, dacă ele ar fi fost epuizate. Se exprimă prin inversul indicelui de regenerare a rezervelor naturale.
Duritatea apei	Proprietatea apei dată de prezența în soluție a sărurilor de calciu și magneziu. Se deosebesc: - duritate temporară dată de bicarbonații de Ca și Mg; - duritate permanentă dată de sulfații și clorurile de Ca și Mg; - duritate totală = duritate temporară + duritate permanentă
Emergența	Apariția naturală la zi a apei subterane, fie localizată sub formă de izvoare, fie difuză – prin capilaritate, exfiltrație și suprafețe de prelingere
Epuisment	Extragerea prelungită a apei dintr-o formațiune acviferă, cu o intensitate superioară celei de realimentare, prin care se produce o scădere continuă a nivelului apei subterane
Erupție (a apei subterane)	Descărcarea violentă a apei dintr-un strat acvifer datorită energiei proprii pe care aceasta o are în condiții naturale
Evapotranspirația apelor subterane	Fenomenul complex de pierdere a apei din zona de aerare și din acviferele freatice de mică adâncime, prin procesul fizic de evaporare și cel biologic de transpirație a plantelor
Evapotranspirație potențială	Evapotranspirația maximă posibilă în condițiile meteorologice date și a unor disponibilități de apă care să poată compensa pierderea
Evapotranspirație reală	Evapotranspirația în condițiile meteorologice și hidrogeologice date
Exces de umiditate	Fenomenul de ridicare a nivelului apelor subterane la cote superioare adâncimii critice sau de existență a

	unei saturații complete în apă a zonei de aerare, datorită unei alimentări excesive (naturală sau artificială) și a unui drenaj deficitar
Explorare hidrogeologică	Ansamblul lucrărilor de teren efectuate prin foraje și uneori prin lucrări miniere în vederea stabilirii caracteristicilor hidrogeologice de detaliu ale acviferelor
Exsurgență	Emergența unui acvifer carstic a cărui suprafață de alimentare coincide în întregime cu aria pe care se extinde acviferul
Factor de drenanță (B)	Mărime caracteristică pentru alimentare prin drenanță a unui strat acvifer, care se exprimă prin relația: $B = \sqrt{\frac{Tb'}{K_f'}} \quad [m]$ în care T – transmisivitatea acviferului [m^2/zi]; $\frac{K_f'}{b'}$ parametru de drenanță [zi^{-1}]
Filtrație	Curgerea unui fluid printr-o rocă poroasă sau fisurată, saturată
Franjă capilară Sinonim: - zonă capilară	Zonă situată imediat deasupra suprafeței unui strat acvifer freatic în care apa se ridică prin capilaritate deasupra acestei suprafețe
Gaz-lift	Fenomen de țâșnire a apelor subterane suprasaturate în gaze, datorită formării pe cale naturală sau artificială în foraj sau în canalul sursei naturale a unui amestec gaz-apă cu densitate mai mică decât apa
Gheizer	Izvor artezian cu manifestare intermitentă, hipertermal (cu temperatura apropiată de cea de fierbere) situat într-o regiune vulcanică
Gradient geotermal	Parametru fizic care exprimă creșterea temperaturii cu adâncimea, într-o zonă cu acvifere termale. De regulă, se exprimă în $^{\circ}C/100\ m$
Gradient hidraulic (I) Sinonime: - pantă hidraulică - panta suprafeței piezometrice	Raportul dintre pierderea de sarcină ΔH (care pentru apele subterane se consideră ca diferență de nivel piezometric) între două secțiuni situate pe direcția de curgere și distanța dintre acestea (I): $I = \frac{\Delta H}{l}$
Gradient hidraulic critic	Valoarea gradientului hidraulic de la care se produce antrenarea hidrodinamică a unor particule solide care formează stratul permeabil
Grosimea acviferului cu suprafața liberă	Distanța de la patul impermeabil până la nivelul liber al apei într-un punct considerat

Grosimea acviferului sub presiune (M)	Distanța dintre patul (culcușul) și coperișul acviferului
Hartă hidrogeologică	Reprezentare grafică în plan orizontal a caracteristicilor hidrogeologice (geometrice, hidrodinamice, hidrochimice, termice, etc.) ale unui sau mai multor acvifere
Hartă piezometrică	Reprezentare grafică în plan orizontal a suprafeței piezometrice a unui acvifer prin hidroizohipse sau hidroizopieze
Hidroizohipsă	Curbă rezultată din unirea punctelor de egală cotă piezometrică a unui acvifer cu suprafață liberă
Hidroizopieză	Termen sinonim cu hidroizohipsa utilizat în special pentru acviferele sub presiune
Indicele porilor	Raportul dintre volumul golurilor și volumul materialului solid (scheletului mineral) dintr-un anumit volum de rocă
Indice de regenerare (reînnoire) a rezervelor naturale	Raportul dintre rezervele temporare medii și rezervele naturale (totale) medii
Infiltrație	Mișcarea descendentă a apelor de la suprafața scoarței terestre, prin porii și fisurile rocilor, în mediu nesaturat al zonei de aerare
Infiltrație eficace (I_e) Sinonim: Modul de infiltrație	Debitul de apă infiltrată de la suprafața solului prin zona de aerare și transferată prin unitatea de arie a suprafeței libere a unui acvifer. Se exprimă în metri pe zi sau în milimetri pe an.
Interacțiunea forajelor	Influența hidrodinamică reciprocă între două sau mai multe foraje în funcțiune, amplasate la o distanță mai mică decât suma razelor lor de influență, care are drept consecință scăderea suplimentară a nivelului dinamic și (sau) a debitului în raport cu funcționarea independentă a forajelor
Interfață apă dulce/apă sărată	Suprafața ideală ce separă într-un acvifer o masă de apă dulce de una salmastră sau salină
Izbuc	Punctul de emergență cu intermitență al apei subterane ce curge pe un canal carstic și funcționează pe principiul sifonului
Izobată a nivelului piezometric Sinonim: hidroizobată	Curbă rezultată din unirea punctelor de egală adâncime de la suprafața solului a nivelului piezometric al apei subterane dintr-un acvifer
Izobată a stratului acvifer	Curba rezultată din unirea punctelor de egală valoare a adâncimii patului sau coperișului unui strat acvifer față de un reper orizontal
Izodiname	Curbe rezultate din unirea punctelor de egală sarcină

	hidrodinamică a unui strat acvifer aflat sub acțiunea și în timpul drenării lui
Izoduritate	Curbă rezultată din unirea punctelor în care apele subterane au aceeași duritate
Izofreate	Izobatele nivelului piezometric dintr-un acvifer freatic
Izomineralizare	Curbă rezultată din unirea punctelor în care apele subterane au aceeași mineralizare totală, exprimată în miligrame pe litru
Izopahitele stratului acvifer Sinonim: hidroizopahite	Curbe ce unesc punctele de egală grosime ale unui strat acvifer
Izotermele stratului acvifer Sinonim: hidroizoterme	Curbe care unesc punctele cu aceeași temperatură a apei subterane
Izotopi de mediu	Izotopi care se întâlnesc în mediul natural, la scară globală sau regională, fără nici o posibilitate de control uman. Utilizați în hidrogeologie sunt: - izotopi radioactivi: tritiul ($T, {}^3H$) și radiocarbonul (${}^{14}C$); - izotopi stabili: deuteriul ($D, {}^2H$); oxigenul 18 (${}^{18}O$) și carbonul 13 (${}^{13}C$)
Izvor	Punct de apariție naturală a apei subterane la suprafața terenului
Izvor ascendent (artezian)	Izvor generat de un strat acvifer sub presiune care apare la zi datorită unor condiții geologice naturale
Izvor descendent	Izvor generat de intersecția suprafeței solului cu nivelul piezometric al unui acvifer cu suprafață liberă
Izvor intermitent Sinonim: izvor periodic	Izvor în care perioadele de debitare sunt alternate cu perioade de stagnare
Izvor mineral	Izvor care debitează apă minerală
Izvor peren	Izvor care debitează în tot cursul anului
Izvor submers	Izvor generat de un acvifer a cărui emergență are loc sub nivelul unei ape de suprafață
Izvor temporar	Izvor care debitează numai în anumite perioade ale anului, în funcție de refacerea din precipitații a acumulărilor de apă subterană care-l alimentează
Izvor termal	Izvor care debitează apă termală
Înălțimea limită a ascensiunii capilare	Înălțimea până la care se ridică apa deasupra stratului acvifer, datorită capilarității
Încercare prin revenire	Urmărirea evoluției în timp a nivelului apei subterane în zona de influență a unei lucrări (puț, foraj, dren) sau grup de lucrări de captare, care se produce după reducerea debitului captat sau oprirea pompării
Înmagazinare	Acumularea apei (unui fluid) într-o rocă poroasă sau fisurată

Legea lui Darcy	Legea liniară de mișcare a fluidelor prin medii poroase, exprimată prin relația: $Q = K_f \Omega I$ în care Q – debitul, în metri cubi pe zi; K_f – coeficientul de filtrație, în metri pe zi; Ω – aria secțiunii ortogonale direcției mișcării, în metri pătrați; I – gradientul hidraulic.
Linie de curent	Curbă la care sunt tangenți în punctele lor de aplicație vectorii vitează ai particulelor fluide în mișcare. În regim stabilizat, linia de curent reprezintă traiectoria unei particule fluide.
Linie de izvoare	Înșiruire de izvoare determinate de un afloriment continuu al unui acvifer
Linie (sau suprafață) echipotențială	Curbă (sau suprafață) de egal potențial de viteză a apei subterane, ortogonală în fiecare punct liniilor de curent pe care le intersectează
Lizimetru	Dispozitiv îngropat într-un teren pentru a intercepta și colecta apele ce se infiltrează prin el, putând avea multiple aplicații în studiul diverselor faze ale ciclului hidrologic (infiltrații, evapotranspirații etc.)
Mediu poros	Material solid, conținând pori ce comunică între ei, distribuiți mai mult sau mai puțin regulat
Mediu poros izotrop	Mediu poros ale cărui proprietăți fizice rămân identice în toate direcțiile
Mediu poros omogen	Mediu poros ale cărui caracteristici (porozitate, granulometrie, permeabilitate, conductivitate hidraulică) sunt aceleași în toate punctele mediului
Mineralizația totală a apei	Conținutul total al apei în componenți dizolvați și liberi, exprimat în miligrame pe litru
Model analogic	Model ce transpune fenomenul hidrogeologic de studiat în alt domeniu fizic, cercetându-l prin intermediul unor fenomene analoage (electrice, termice)
Modelare hidrogeologică	Reproducerea cu ajutorul unui model oarecare a unei situații reale din natură în vederea cercetării în laborator a evoluției hidrodinamice sau hidrochimice probabile a unui acvifer
Model matematic	Sistem de relații matematice care leagă între ele mărimile de stare ale sistemului hidrogeologic modelat
Model redus	Model ce reproduce la scară redusă un anumit proces hidrogeologic, fără a modifica natura fenomenului studiat
Modulul scurgerii subterane (M_s)	Cantitatea de apă care se scurge în unitatea de timp de pe unitatea de suprafață a stratului acvifer, exprimată, de regulă, în litri pe secundă și kilometru

	pătrat
Nisip curgător	Nisip ce trece în stare de curgere datorită forțelor hidrodinamice care acționează asupra particulelor solide constituente și le antrenează
Nivel artezian	Nivel piezometric al apei subterane care se situează la o cotă superioară cotei terenului
Nivel ascensional	Nivel piezometric care se situează la o cotă superioară coperișului stratului acvifer, fără a fi artezian
Nivel hidrodinamic	Nivel piezometric modificat prin lucrări experimentale de captare și drenaj
Nivel hidrostatic	Nivel piezometric natural (inițial) al unui acvifer
Nivel liber	Nivelul piezometric al apei subterane dintr-un acvifer, caracterizat prin umplerea parțială cu apă a stratului permeabil de către curentul subteran
Nivel piezometric	Cotă absolută sau relativă a nivelului apei subterane, la un moment dat, care exprimă suma energiei de poziție și a energiei de presiune () $H = z + \frac{p}{\gamma}$
Nivel stabilizat Sinonim: nivel staționar	Nivel al apei subterane care se menține neschimbat în timp, într-un punct de observație situat în zona de influență a unei lucrări (puț, foraj, dren) sau grup de lucrări de captare cu debit constant
Norma scurgerii subterane ($\overline{M}_s$)	Valoarea medie a scurgerii subterane pentru o perioadă multianuală; în cazul unei perioade suficient de mari este echivalentă cu resursele naturale ale apelor subterane sau cu alimentarea (infiltrația) medie multianuală
Parametru de drenanță (K_f'/b')	Mărime care reprezintă capacitatea unui strat semipermeabil de a transmite prin el apa în cadrul unui sistem de drenanță. Se exprimă prin raportul dintre coeficientul de filtrație pe verticală (K_f) a stratului semipermeabil și grosimea sa b'
Parametri hidrogeologici	Mărimi fizice constante ce definesc cantitativ comportamentul unui mediu poros față de un fluid; aptitudinea de a-l conține și de a permite mișcarea sa. Principalii parametri hidrogeologici sunt: coeficientul de înmagazinare, porozitatea eficace, coeficientul de filtrație, transmisivitatea
Patul/ Culcușul stratului acvifer	Suprafața de contact dintre partea inferioară a stratului acvifer și partea superioară a stratului impermeabil din culcuș
Permeabilitate	Proprietatea unui mediu poros sau fisurat de a permite circulația fluidelor sau a gazelor prin golurile sale, sub acțiunea forțelor de gravitație și de presiune
Permeamtru	Dispozitiv utilizat pentru determinarea, în laborator, a coeficienților de permeabilitate și de filtrație ai rocilor

Pierdere de sarcină hidraulică	Scăderea sarcinii hidraulice între două puncte care aparțin unei aceleiași linii de curent sau între două secțiuni ale unui curent acvifer subteran
Piezometru	Foraj de observație, de diametru mic, în care se efectuează măsurători asupra nivelului apelor subterane
Poluarea apelor	Modificarea proprietăților organoleptice, fizice, chimice și bacteriologice ale apei prin introducerea unor substanțe (microorganisme, produși chimici, deșeuri) care depășesc limitele admisibile, în urma căreia apa devine necorespunzătoare normelor admise pentru utilizare în diverse scopuri
Pompare experimentală	Pompare de încercare, în regim nepermanent sau permanent, a unui acvifer, efectuată în scopul determinării parametrilor hidrogeologici
Porozitate totală (n) Sinonim: - porozitate absolută	Raportul procentual dintre volumul total al golurilor V_g și volumul total al unei probe de rocă V_t $n = \frac{V_g}{V_t} \cdot 100$
Porozitate eficace	Fracțiunea pe care o reprezintă volumul eficace al golurilor (volumul apei eliberabile) din volumul total al rocii. Se exprimă ca fracție zecimală sau în procente
Presiune de strat	Greutatea coloanei de apă raportată la o secțiune de arie unitară, care are înălțimea măsurată de la cota nivelului piezometric până la cota unui punct oarecare din stratul acvifer
Probă de apă	Cantitatea de apă recoltată dintr-un acvifer, în scopul determinării proprietăților fizico-chimice sau biologice ale apei
Prospecțiune hidrogeologică	Ansamblul lucrărilor de teren efectuate prin observații directe și foraje hidrogeologice în scopul stabilirii condițiilor hidrogeologice ale unei regiuni
Punct de apă subterană	Punct de ivire naturală sau de deschidere artificială a unui acvifer
Puț	Excavație sub forma unei coloane cilindrice sau prismatice, cu orice dimensiuni, având axa verticală, consolidată sau neconsolidată, executată în scopul cercetării sau exploatării apelor subterane
Puț de observație	Puț executat în scopul urmăririi variației nivelului apei subterane în timpul explorării sau exploatării unui zăcământ de substanțe minerale utile, fluide sau solide, pe o perioadă variabilă
Puț satelit	Piezometru care se amplasează în zona de influență a unui foraj din care se pompează apa
Raport genetic	Raport al unor gaze și a unor ioni conținuți în apele minerale (termale) a cărui valoare poate indica indirect geneza acestor ape
Rază de influență	Distanța pe direcția de curgere a curentului subteran către foraj, măsurată pe orizontală de la axa forajului până la punctul unde încetează efectul drenării
Regimul apelor subterane	Variația în timp a caracteristicilor calitative și cantitative a apelor subterane, exprimată prin modificarea unor mărimi hidrogeologice reprezentative

	(nivel piezometric, viteză, debit, compoziție chimică etc.)
Resurgență	Reapariția la zi, în terenuri carstice, a unui curs de apă subteran
Resurse naturale	A se vedea nr. crt. 265
Rețea de observații hidrogeologice	Totalitatea stațiilor hidrogeologice în care se fac observații sistematice asupra regimului apelor subterane după același program și metodică în funcție de scopul urmărit
Revenire	Ridicare a suprafeței piezometrice a apei subterane din zona de influență a unei lucrări (puț, foraj, dren) sau grup de lucrări de captare, ca urmare a reducerii debitului captat
Rezerve de bilanț	Partea din rezervele exploatabile de ape subterane a căror exploatare în prezent este posibilă din punct de vedere tehnic și rațională din punct de vedere economic, astfel încât să fie satisfăcute condițiile privind cantitatea și calitatea apei pentru scopul și regimul de exploatare prevăzut, precum și conservarea și protecția zăcămintelor
Rezerve de prognoză	Rezerve de apă subterană estimate pe baza unor considerente generale, geologice, geofizice, hidrologice și hidrogeologice stabilite pe mari unități hidrogeologice
Rezerve dinamice Sinonim: resurse naturale	Cantitatea de apă reprezentând afluxurile corespunzătoare curgerii naturale a apelor subterane prin zăcământ
Rezerve exploatabile Sinonim: rezerve disponibile	Volumul de ape subterane care poate fi extras dintr-un zăcământ într-o perioadă determinată, corespunzând unor anumite condiții tehnico-economice și necesități de conservare și protecție a zăcământului respectiv
Rezerve în afară de bilanț	Partea din rezervele exploatabile de ape subterane a căror exploatare în prezent este nerațională din punct de vedere economic datorită capacității reduse de debitare, calității necorespunzătoare a apelor față de normele impuse de domeniul de utilizare, condițiilor tehnice de exploatare complicate, dar care pot constitui obiecte valorificate în viitor
Rezerve naturale Sinonime: - rezerve potențiale - rezerve totale	Volumul de ape eliberabile, înmagazinat în cursul unei perioade determinate sau la un moment dat, într-un zăcământ
Rezerve permanente Sinonime: - rezerve geologice - rezerve seculare	Partea din rezervele naturale în care nu se resimt variațiile raportului dintre alimentare și pierderile naturale ale zăcământului prezentând un volum practic invariabil
Rezerve temporare medii Sinonime: - rezerve de regularizare	Partea din rezervele naturale a cărei existență este datorată exclusiv raportului dintre alimentare și pierderile naturale ale zăcământului, reprezentând volumul de ape eliberabile înmagazinat suplimentar față de volumul rezervelor permanente, în cursul unei

- rezerve regulatrice	perioade determinate sau la un moment dat
Rocă acvicoludă	Rocă în cuprinsul căreia porii, interstițiile și fisurile au dimensiuni capilare și subcapilare ce nu permit decât o slabă circulație a apei, sub un anumit gradient de presiune (ex. argile, marne)
Rocă acviferă	Rocă poroasă, fisurată sau cavernoasă care conține apă gravitațională (eliberabilă)
Rocă acvifugă	Rocă lipsită de goluri sau pori, socotită practic impermeabilă (ex. rocile eruptive compacte)
Rocă permeabilă	Rocă a cărei porozitate este dată de interstiții, pori supracapilari cu diametru mai mare de 0,5 mm, fisuri, diaclaze, fețe de stratificație etc.
Sarcină piezometrică	Suma energiei de poziție și a energiei de presiune $\left(H = z + \frac{p}{\gamma} \right)$ care practic este concretizată prin cota absolută sau relativă a nivelului apei subterane, măsurat într-un punct pe verticala unui acvifer
Scurgere subterană	Mișcarea apelor subterane în procesul ciclic al circuitului apei în natură, sub acțiunea forțelor hidrodinamice
Secțiune hidrogeologică	Reprezentarea, în secțiune verticală a datelor geologice și hidrogeologice dintr-o anumită regiune: litologia depozitelor, dezvoltarea orizonturilor acvifere, nivelul piezometric etc.
Secțiune vie a curentului Sinonim: secțiune activă	Suprafața normală direcției de ansamblu a curgerii unui curent acvifer subteran
Sistem acvifer subteran	Unul sau mai multe strate acvifere și sisteme fisurale acvifere, interdependente din punct de vedere hidrodinamic
Sistem fisural acvifer	Sistem hidraulic al rocilor acvifere predominant fisurate
Spectru hidrodinamic	Reprezentare grafică în plan orizontal a distribuției liniilor de curent și echipotențialelor unui curent acvifer
Stație (post) hidrogeologică	Foraj sau grup de foraje hidrogeologice în care se fac observații sistematice asupra regimului apelor subterane
Stație hidrogeologică experimentală	Complex de lucrări hidrogeologice în vederea efectuării de observații hidrogeologice și de lucrări experimentale permanente, în scopul perfecționării metodelor de cercetare hidrogeologică
Strat acvifer Sinonim: orizont acvifer	Strat reprezentat prin roci poroase sau fisurate, saturate cu apă eliberabilă
Strat acvifer artezian	Strat acvifer aflat sub o presiune suficient de mare pentru a determina ridicarea apei, într-un foraj, deasupra suprafeței terenului
Strat acvifer cu suprafață liberă (nivel liber)	Strat acvifer delimitat la partea superioară de suprafața liberă a apelor subterane pe care le conține
Strat acvifer de	Strat permeabil saturat cu apă, în general sub

adâncime	presiune, situat sub stratul acvifer freatic, la adâncimi variabile
Strat acvifer freatic	Stratul acvifer cel mai apropiat de suprafața terenului situat pe primul orizont impermeabil de extindere regională, având zona de alimentare aproximativ egală cu extinderea și nivelul (de obicei liber) influențat de variația factorilor hidrometeorologici
Strat acvifer sub presiune Sinonim: strat acvifer captiv	Strat acvifer limitat la partea superioară de un strat impermeabil și al cărui nivel piezometric depășește cota coperișului stratului acvifer
Strat acvifer suspendat Sinonime: - strat acvifer sezonier - strat acvifer suprafreatic	Acumulare de apă subterană cu caracter temporar, suspendată pe un pat impermeabil lenticular, situată deasupra unui strat acvifer freatic propriu-zis
Strat impermeabil	Strat constituit din roci acviclude sau acvifuge
Strat permeabil	Strat constituit din roci permeabile, în care este posibilă acumularea și circulația apei
Stratul (coloana de apă echivalentă) scurgerii subterane (Y_s)	Volumul scurgerii subterane raportat la aria suprafeței acviferului. Se exprimă în mm coloană de apă
Structură hidrogeologică	Structura geologică care cuprinde unul sau mai multe sisteme acvifere într-o unitate hidrogeologică
Substanțe minerale terapeutice	Apele minerale, apele termale, apa din lacuri, nămolurile și gazele, situate în interiorul sau la suprafața scoarței terestre, care au sau pot avea utilizări în scopuri balneare, fie direct, fie în urma prelucrării sau în scop de valorificare prin îmbuteliere
Sufoziune	Spălare chimică (prin dizolvare) și mai ales mecanică (prin transport) a particulelor solubile sau foarte fine de rocă, de către apele subterane
Suprafață piezometrică	Suprafață ce delimitează la partea superioară un acvifer cu suprafață liberă sau suprafața determinată de totalitatea punctelor reprezentând nivelurile piezometrice ale apei dintr-un acvifer sub presiune
Termogaz-lift	Fenomen de gaz-lift intensificat datorită temperaturii ridicate a apelor subterane
Timp de reînnoire	Durata teoretică în care volumul de apă dintr-un acvifer este reînnoit prin realimentarea naturală, echivalând pe termen lung cu raportul dintre volumul mediu înmagazinat în acvifer (V) și deflux (Q)
Transmisivitate (T)	Debitul printr-un acvifer pentru un gradient hidraulic unitar, raportat la unitatea de lățime de front. Se exprimă prin produsul între coeficientul de filtrație K_f și grosimea M sau H a acviferului sub presiune, respectiv cu nivel liber: $T = K_f M ; \quad T = K_f H$ Se exprimă în m^2/zi
Trasor	Substanța ajunsă, în mod natural sau artificial, într-un acvifer care permite identificarea și descrierea

	caracteristicilor de mișcare a apei
Turnare experimentală	Introducerea în regim nepermanent sau permanent a apei într-un puț, în scopul determinării parametrilor hidrogeologici ai unui acvifer sau a unei roci poroase sau fisurate
Umiditate (w)	Raportul, în procente, dintre masa apei conținută într-un volum de rocă și masa aceleiași volum de rocă uscată la temperatura de 105 °C
Viteza admisibilă de intrare a apei în foraj	Viteza curentului subteran cu valoarea limitată de viteza critică de sufoziune
Viteza critică de circulație	Viteza limită a curentului subteran de la care circulația (curgerea) laminară în roci omogene trece la o circulație (curgerea) în regim turbulent sau invers
Viteza critică de sufoziune	Viteza limită a curentului subteran peste care are loc antrenarea granulelor fine ale rocii permeabile
Viteza de filtrare a curentului subteran Sinonim: viteza aparentă a curentului subteran	Raportul dintre debitul curentului acvifer subteran printr-o secțiune vie și întreaga arie a secțiunii vii considerate
Viteza reală a curentului subteran Sinonim: viteza efectivă	Raportul dintre debitul curentului acvifer subteran printr-o secțiune vie și aria golurilor secțiunii vii considerate (secțiune efectivă), care este egal cu raportul dintre viteza de filtrare a aceleiași curent și porozitatea eficace
Vârsta apelor subterane Sinonime: - timp de rezidență; - timp de tranzit	Durata prezenței în subsol a unui volum de apă de origine meteorică de la infiltrarea sa naturală, până la momentul probării
Volumul scurgerii subterane (W_s)	Produsul dintre debitul mediu al scurgerii subterane și intervalul de timp pe care s-a mediat acest debit. Se exprimă în m^3 sau km^3
Zăcământ de apă subterană	Sistem acvifer subteran caracterizat prin individualitatea sa hidrodinamică din care se poate extrage apă utilizabilă în prezent sau în viitor, într-un domeniu al economiei
Zonă capilară	A se vedea nr. crt. 147(147 scrie în stas?)
Zonă de aerare	Zonă cuprinsă între suprafața terenului și suprafața liberă a apei subterane
Zonă de alimentare a unui acvifer	Zona (suprafața) prin care se realizează alimentarea unui acvifer cu ape meteorice și de suprafață, sau din sistemele acvifere subterane adiacente
Zonă de drenare naturală a unui acvifer Sinonim: zonă de descărcare	Zonă limitrofă a unui acvifer subteran prin care se realizează o descărcare a acestuia prin pierderi la suprafața terenului, în apele de suprafață, sau în sistemele acvifere subterane adiacente
Zonă de fluctuație	Parte dintr-un acvifer cu suprafață liberă cuprinsă între suprafețele piezometrice extreme (cele mai ridicate și cele mai coborâte) atinse în cursul fluctuațiilor pe o

	durată de un an sau mai mulți ani (perioadă dată)
Zonă de saturație	Partea din stratul permeabil saturată cu apă, adică aflată sub suprafața liberă apei subterane
Zonare hidrogeologică	Operație de delimitare grafică pe hărți a unor domenii având caracteristici hidrogeologice diferite, conform unor criterii prestabilite

INDEX

A

abaterea standard	67
absorbția	173
acvclud	193
Acvifer	193, 194
acvifer artezian	202
acvifer ascensional	203
Acvifer bazal	221
acvifer bazal cu nivel liber	221
acvifer cu extindere infinită	229
acvifer liniar/bandă	229
acvifer neomogen și anizotrop	199
acvifer neomogen și ortotrop	199
acvifer omogen și izotrop	198
acvifer omogen și ortotrop	198
acvifer semiînchis/unghiular	229
acvifer semiinfinit	229
acvifere carbonatice carstice	218
acvifere carbonatice difuze	218
acvifere carbonatice sub presiune	218, 220
acvifere cu nivel liber susținute	207
acvifere geotermale	214
acvifere închise	229
Acvifere litorale	208
acvifere sub presiune	214
Acvifere suspendate	221
acvifere suspendate cu nivel liber	206
Acvifere suspendate cu nivel liber	206
acviferele carstice	219
acvifug	193
acvitard	193
adsorbția	173
adsorbția higroscopică	80
advecția	168
advecție	167, 169
albedou	7
albia majoră	38
albia minoră	38
Alimentarea acviferelor	218
Analiza de sensibilitate	248
Apa capilară	86
apa capilară discontinuă	86
apa capilară legată	86
apa capilară mobilă	86
apa capilară suspendată	86, 145
apă capilară suspendată	144
apă gravitațională	85
Apa higroscopică	85
Apa în stare de vapori	85
Apa în stare solidă	86
Apa în stare supracritică	86
apa ireductibilă	190
Apa legată chimic	85
Apa legată fizic	85
Apa liberă	86
Apa magmatică	5
apa mobilă	189
Apa peliculară	85
apă sedimentogenă	See ape fosile
apă vadoasă	4
ape fosile	83
Ape fosile epigenetice	83
Ape fosile singenetice	83
Ape regenerate	82
ape subterane	2
ape vadoase	81
Archie	116
Asigurare experimentală	64
asigurarea empirică de egalare sau depășire	64
asigurarea empirică de nedepășire	64
avere	12

B

Bazinul hidrogeologic	35
Bazinul hidrografic	32
bilanț global al unui bazin de recepție	70
bilanț global al unui bazin hidrogeologic	70
Bilanțul apei	70
Bilanțul mediu multianual	77
bilanțul unui acvifer	70
bilanțul zonei vadoase	71

C

calcare compact-cristaline	111
calcare cretoase	111
calcare granulare-zaharoide	112
căldura latentă a apei	196
căldură specifică a apei	196
capacitatea calorică a apei	196
Capacitatea de infiltrare	47
Caracteristici hidrofizice	102
Cheia limnimetrică	43
chemosorbția	173
ciclu hidrologic global	2
Ciclul hidrologic	3
Cimentul argilos	111
Cimentul carbonatic	111
Cimentul silicios	111
circuitul mic	6

coeficient al variației de nivel	164
coeficient de cedare a zonei capilare	148
coeficient de cedare curent	149
coeficient de cedare finală	148
coeficient de cedare superficială	149
coeficient de difuzivitate a presiunii apei din pori	163
coeficient de drenanță	154
coeficient de epuizare a acviferului ..	53
coeficient de înmagazinare	149
coeficient de productivitate specifică	123
coeficient specific de înmagazinare	150
Coeficientul alimentării subterane	63
coeficientul de autocorelație	67
Coeficientul de difuzie	168
coeficientul de difuzie efectivă	117, 167, 168, 169
coeficientul de distorsionare geometrică	244
coeficientul de formă al bazinului hidrografic	33
Coeficientul de neuniformitate	104
coeficientul de permeabilitate. 104, 126	
Coeficientul de permeabilitate	126
Coeficientul de productivitate specifică	124
Coeficientul de sortare	105
coeficientul dispersiei hidro dinamice	170
coeficientul dispersiei hidro dinamice transversale	170
Coeficientul scurgerii medii	76
Coeficientul scurgerii subterane	63
coeficientul specific de înmagazinare	164
Coloana de apă a scurgerii medii	62
Coloana echivalentă a scurgerii subterane	63
condensarea endocarstică	81
condiții Chauchy	247
condiții Dirichlet	247
condiții Neumann	247
Conductanța	153
conductivitate hidroaică	108
conductivitatea hidroaică	150, 161
convecție	169
Cota medie a bazinului hidrografic ...	34
cubic	Vezi medii poroase fictive
curba de concentrare	45
curba de epuizare	45
curba de granulație	104
curba de recesiune	45
curba de secare	45

curbă granulometrică medie	106
Curbă granulometrică medie	106
Curba hipsometrică	33
curba nivel-debit	43
curgere polifazice	177
curs de apă drenant	49
curs de apă independent	49
curs de apă infiltrant	49
curs de apă suspendat	50

D

darcy	111
Datele hidrometrice	40
debit impus nenul	250
Debit impus nenul	250
debit impus nul	250
Debit impus nul	250
Debitele specifice minime	76
debitul de etiaj	44
Debitul elementar	42
Debitul instantaneu	42
Debitul mediu multianual	61
Debitul mediu specific	61, 76
debitul minim minimorum	44
Debitul modul	44
debitul normal	44
Debitul specific subteran	63
Debitul unitar al alimentării subterane	63
Debitul unui curs de apă	42
Deficit de saturație	133
deficitul de umiditate	26
Deficitul scurgerii	74
Densitatea rețelei hidrografice	39, 40
Depozite glaciale fluviale	212
Depozite glaciere frontale	212
Descărcarea acviferelor	219
Deschiderea fisurilor	120
diagrame ternare	178
Diametrul efectiv	105
diametrul hidroaică	113
diametrul hidroaică al calaului de pori	113
difuzia moleculară	168
difuzia vaporilor de apă	80
difuzie	167
difuziei	172
direcții de anizotropie	245
dispersia	168
dispersia hidroaică	169
dispersia hidroaică longitudinală	171
dispersie	169
dispersiei mecanice	172

Dispersivitatea.....	170
dispersivitatea dinamică longitudinală	170
dispersivitatea dinamică transversală	170
dispersivitatea longitudinală	167
Dispersivitatea longitudinală	171
dispesia mecanică.....	169
Distanțarea fisurilor	119
distorsiune geometrică	241
distorsiune parametrică.....	241, 242
Distorsiunea geometrică	242
dolomitizare.....	111
domeniu granulometric.....	106
Domeniu granulometric.....	106
domeniu hidrologic	32
Domeniul de alimentare	228
Drenanța	155
durată de refacere.....	6

E

ecuația lui Bernoulli	200
ecuației de bilanț termic	9
Energia liberă	136
Energia mecanică a apelor subterane	199
Energia totală a apei subterane	199
Evaporarea.....	19
evapotranspirația potențială	23
evapotranspirația potențială lunară	24
evapotranspirația reală.....	23
Evapotranspirația reală anuală	24
Extinderea infinită a hidrostructurii	229
extinderea modelului	227

F

factor de retardare.....	176
Factorii climatici.....	1
Factorii geologici	2
Factorii hidrologici	1
Factorii naturali.....	1
factorul de formație	115
factorul de retardare	173
Factorul de retardare.....	176
factorului de formație.....	116, 117
Filtrarea capilară	146
fisuri capilare	114
fisuri supracapilare	114
Flotorii de suprafață	42
fluide newtoniene	129
Fluidul imiscibil fg mobil	189
foraj de captare	228
Foraje de observație	162
Forajul central	162

Formula lui Hazen	159
formula lui Horton	46
Formula lui Zamarin	160
Freatofitele	22
frontiere fizice	247
frontierele modelului	247
funcția conductoare	194
funcția de schimb	194
Funcția de schimb	196
funcția de stocaj	194

G

grad Celsius	129
Grad de saturație.....	132
grad zi.....	7
gradientul concentrației	168
Gradientul de presiunea lateral	191
gradientului geotermic	8
gradul de carstifiere.....	125
gradul de cimentare.....	215
Gradul de fisurație	119
Gradul de împădurire.....	34
gradul de saturație.....	177
Gradul de saturație.....	177
granulozitatea	104
Greutatea specifică	128
grosime constantă echivalentă.....	233
grosimea minimă a stratului de fluid	185
grosimea zonei capilare saturate	146

H

hidrograf de nivel.....	41
Hidrografe complexe	45
Hidrograful debitelor	43
Hidrograful elementar	44
Hidrostructura.....	192
Hidrostructuri închise.....	205
Hidrostructuri parțial deschise	205
higrograf	26
higrometru	26
histerezis	152
Humble	116

I

înălțime de ascensiune capilară.....	147
înălțimea de ascensiune capilară	142
indicele de distribuție al porilor	140
Indicele pF	113
infiltrarea.....	32
Infiltrarea	46
infiltrarea eficace	74
Infiltrația eficace	49

infiltrometru	47
Intensitatea precipitațiilor	12
izocore.....	225
Izohietă.....	14
izohipse.....	225
izopachite	225
izopletă.....	10
Izotahă	41
izoterma Freundlich.....	174
izoterma Langmuir	174
Izotop	96
izotop instabil	96
izotop stabil	96

K

kelvin.....	129
kriging.....	235
kriging zonal.....	246

L

langley.....	7
lanț Marcov.....	67
lățimea medie a bazinului hidrografic	33
legea lui Darcy	150
Legea lui Darcy	150
legea lui Fick	168
Limita inferioară a zonei de saturație.....	89
limita zonei de influență.....	228
limnigraf.....	41
linia de cumpănă a apelor de suprafață.....	32
linia de cumpănă apelor subterane	35
Lizimetru.....	48

M

macrofisuri.....	114
macropori	114
Marnele	213
maxima hidrografului.....	45
media aritmetică.....	67
mediana	127
medii poroase fictive	109, 112
Metoda analizei optice	112
metoda diferențelor finite.....	232
metoda elementelor finite.....	232
metoda hidrochimică	56
metoda hidrografului	56
Metoda izohietelor.....	14
Metoda Kriging-ului zonal.....	15
Metoda mediei aritmetice	14
Metoda Thiessen.....	15
metode geofizice	220

microfisuri capilare	114
micropori subcapilari	114
Mira hidrometrică.....	40
mișcarea litogenă	91
mișcarea magmatogenă.....	91
mișcarea meteogenă.....	91
modelul Brooks & Corey.....	139
Modulul de infiltrare atmosferică	28
modulul scurgerii	61
Morene	211
Morenele	211
Morișca hidrometrică	41

N

nivel în hidrologie	40
nivel piezometric.....	219
nivelul de etiaj.....	40
Nivelul piezometric	219
Nivometru	13
Norii	11
număr Peclet	172
numărul de particule.....	107

O

Originea magmatică	82
Originea vulcanică.....	82

P

Panta medie a bazinului hidrografic	34
parametrii Brooks&Corey	186
parametrii van Ghenuchten	188
parametrul lui Bousinesque.....	164
perioada de repetare	65
Permabilitatea relativă.....	178
permeabilitate primară.....	215
permeabilitate relativă	177
permeabilitate secundară	215
Permeabilitatea	126, 127
permeabilitatea intrinsecă	177
permeabilitatea relativă a apei	178
Permeametru cu gradient hidrolic variabil	161
Perturbarea fizico-chimică.....	224
Perturbarea hidrodinamică	223
piezometru.....	162
ploaie acidă	15
ploi torențiale	12
pluviograf.....	12
Pluviometru.....	12
pori capilari	114
pori capilari mari	115
pori capilari mici.....	115
pori supracapilari	114

Porometria.....	112
porozitate secundare	221
porozitate activă	120
Porozitate activă.....	121
porozitate de retenție	120
porozitate deschisă	120
porozitate dinamică	122
Porozitate eficace.....	121, 148
porozitate fisurală	119
porozitate închisă	120
porozitate primară	216, 221
porozitate secundară.....	217
Porozitatea	108
Porozitatea activă.....	121
Porozitatea bazaltelor	110
porozitatea cenușii vulcanice	110
Porozitatea dinamică.....	122
porozitatea interstițială	118
porozitatea interstițială dublă	119
porozitatea interstițială redusă	119
porozitatea interstițială simplă.....	119
porozitatea pentru piatra ponce	110
porozitatea primară	127
Porozitatea primară 112, 118, 125, 127	
Porozitatea rocilor carbonatice.....	110
Porozitatea rocilor clastice	110
porozitatea rocilor cristaline	110
porozitatea secundară.....	127
Porozitatea secundară ... 118, 119, 125	
Porozitatea totală	124, 125
porozitatea tufului.....	110
porozitatea vacuolară	118
porozității interstițiale.....	112
Potențialul curgerii apelor.....	179
Potențialul fluidelor	181
Pragul pluviometric.....	49
Precipitația eficace	12
precipitație medie multianuală.....	28
precipitații convective	11
precipitații frontale	11
precipitații orografice	11
presiune minimă de drenaj.....	137, 140
Presiunea capilară	136
Profilul longitudinal al albiei.....	39
Profilul transversal al albiei	38
psihrometru	25
punctul de rouă	26
Puterea evaporantă.....	19

R

Regim pluviometric.....	14
Regimul termic al aerului.....	8
regimul termic al apelor.....	9
Regimul termic al solului	8

regularizare	3
Reprezentativitatea	223
respirația solului	81
resursă elastică	150
retenția superficială	32
rezerva dinamică	195
Roci argiloase.....	213
Roci epiclastice	213
Roci psefitice	213
Roci sedimentare carbonatice.....	216
romboedric .. Vezi medii poroase fictive	

S

saprolit.....	222
Sarcina piezometrică.....	200
sarcină piezometrică impusă.....	249
Saturația capilară	145
Saturația ireductibilă în apă.....	177
saturația reziduală	189
saturație reziduală în petrol	177
Schematizarea hidrostructurilor.....	223
schimb biologic.....	196
scurgere totală.....	61
Scurgerea de pe versanți	30
Scurgerea de suprafață.....	30
Scurgerea hipodermică	30
Scurgerea maximă	46, 65
Scurgerea medie	46
Scurgerea medie multianuală.....	61
Scurgerea medie subterană	76
scurgerea minimă.....	65
Scurgerea minimă	46
scurgerea subterană	76
Scurgerea subterană.....	31
Scurgerea totală	61
Sedimente glaciare lacustre	211
senzitivitatea.....	235
Senzitivitatea redusă	235
Sezonul hidrologic de iarnă	75
Sezonul hidrologic de primăvară	75
Sezonul hidrologic de toamnă	75
Sezonul hidrologic de vară	75
simulare condițională.....	235
Simularea condițională	235
Sistem secundar de drenaj.....	219
sisteme trifazice.....	178
soluția analitică a lui G.Tison.....	55
sorbția.....	168
Sorbția	174
sorbție.....	167, 173, 196
structură hidrogeologică deschisă.....	93
structură hidrogeologică închisă.....	93
structură hidrogeologică parțial deschisă.....	93

sublimarea.....	3
sucțiunea.....	113
suprafața specifică	108
Suprafața specifică.....	107
suprafață specifică	See suprafață totală
suprafață totală	See suprafață specifică
suprafețe echipotențiale	180

T

talvegul.....	38
temperatura punctului de rouă	11
tensiunea superficială a apei.....	196
Teoria condensării vaporilor de apă.....	78
Teoria infiltrării.....	78
Teoria juvenilă.....	81
Teoria originii arteziene.....	82
Teste hidrodinamice.....	162
timp de injumătățire.....	99
timpul de răspuns	45
tortuozitate	168
tortuozitate	168
Tortuozitatea	115
transmisivitate	213
Transmisivitatea	154
Transpirația	21

U

umiditate de saturație.....	137
Umiditate masică.....	132
umiditate minimă ireductibilă.....	137
Umiditate volumică.....	132
umiditate volumică de saturație.....	133
umiditatea absolută	25
Umiditatea absolută	26
umiditatea de saturație.....	26

umiditatea relativă	26
unghiul de contact	177
unghiul de umezire	142

V

vâcozitatea cinematică a apei	130
vâcozitatea dinamică.....	129
vâcozitatea dinamică a apei	129
vârsta izotopică	99
Vâscozitatea	129
vâscozitatea cinematică	130
Vâscozitatea dinamică	129
viteza de filtrare Darcy.....	161
volumul de fluid imiscibil.....	185
volumul elementar reprezentativ	236
Volumul scurgerii subterane.....	63
Volumul scurgerii totale	61

Z

zona capilară	188
zona capilară nesaturată	143
zona capilară saturată	143
zona de aerare	87
zonă de aerare	4
zona de ascensiune capilară.....	145
Zona de ascensiune capilară	88
zona de evapotranspirație	87
zona de retenție.....	87
Zona de saturație	88
Zona nesaturată	87
zona neutră	80
zona saturată.....	188
Zona schimbului activ.....	93
Zona schimbului lent de ape	93
Zona schimbului pasiv de ape.....	93
zona vadoasă	188
zonă vadoasă	4