

COMPONENTELE CURGERII TOTALE

1.7. Ciclul și componentele scurgerii.....	30
1.8. Bazinul de recepție	32
1.8.1. Bazinul hidrografic.....	32
1.8.2. Bazinul hidrogeologic	35
1.9. Elemente de hidrologie a cursurilor de apă.....	37
1.9.1. Morfometria rețelei hidrografice	37
1.9.2. Hidrometria rețelei hidrografice.....	40
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

(din HIDROGEOLOGIA GENERALA -2009- D.Scrațeanu & A.Gheorghe,
Editura Universitatii in Bucuresti

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**.

Scurgere de suprafață se datorează deplasării gravitaționale, pe suprafața topografică, a acelei părți din apele meteorice care n-a fost supusă **infiltrației**, **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 **scurgere pe versanți** (fenomenul de **șiroire**), care se referă la deplasarea apelor imediat după precipitație fără a urma un traseu bine individualizat, și **scurgere în albiile elementare**.

Scurgere 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).

Scurgere hipodermică reprezintă o

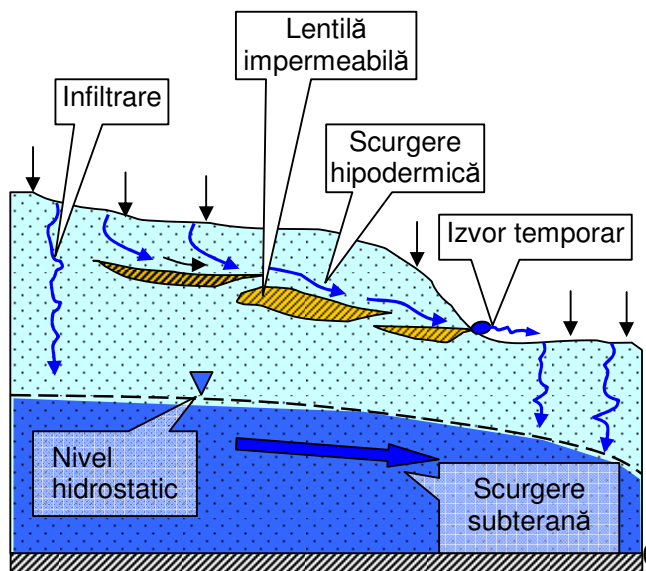


Fig.1.17. Formarea scurgerii hipodermice

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 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.

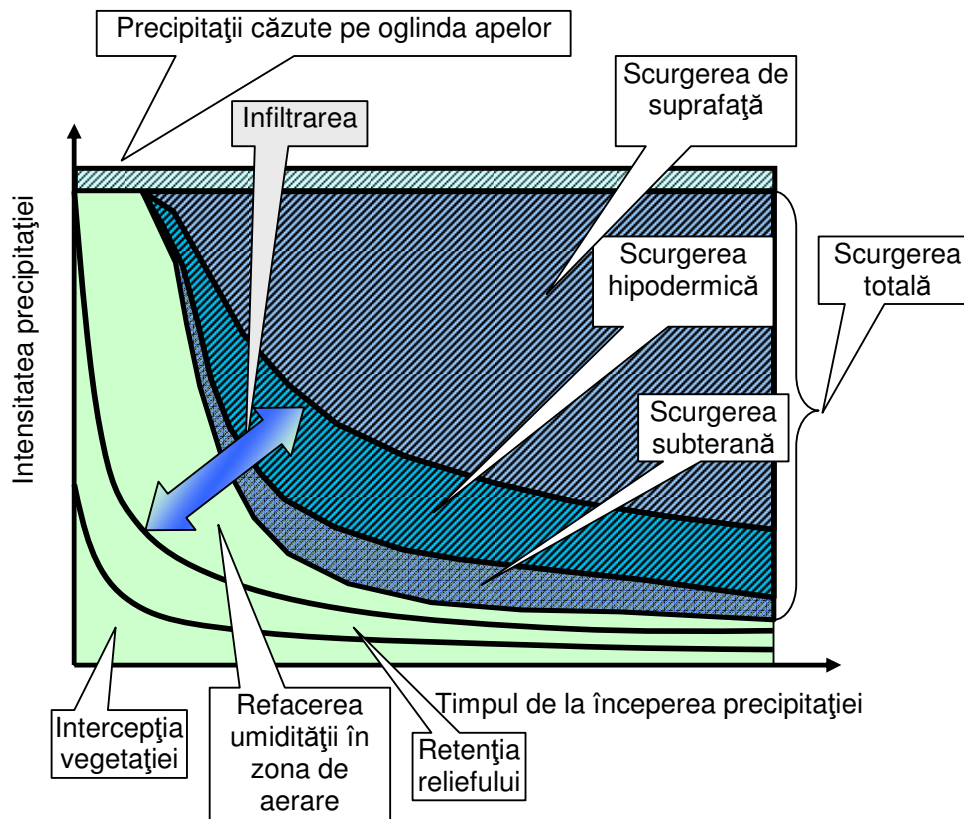


Fig.1.18. Repartiția schematică a apelor meteorice în cazul unei precipitații de intensitate constantă (după Linsley)

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 intercepția 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.

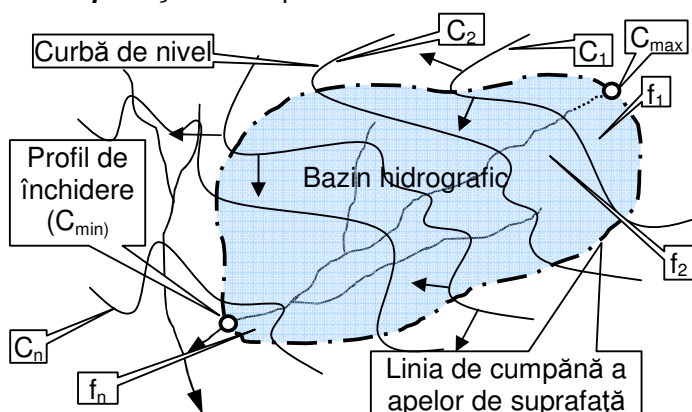


Fig.1.19. Delimitarea bazinului hidrografic pe hartă.

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 aproximații 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 SI ALTITUDINEA MEDIE A BAZINULUI HIDROGRAFIC

Curba hipsometrică exprimă repartitia cotelor suprafeței bazinului hidrografic (**Fig.1.20**) și permite evaluarea rapidă

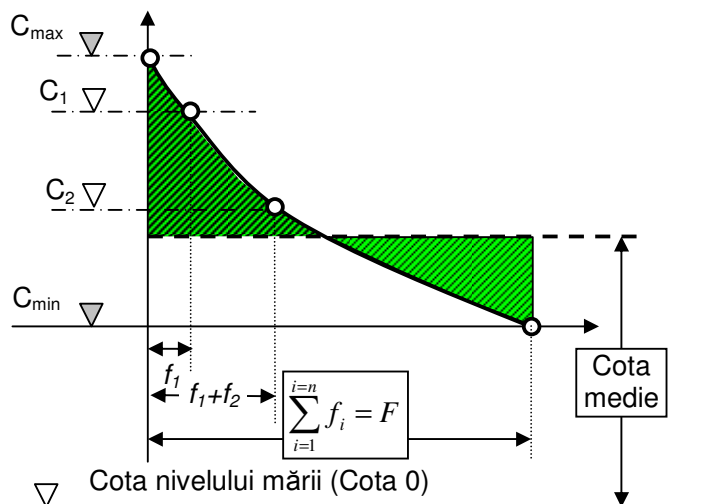


Fig.1.20. Curba hipsometrică a bazinului hidrografic

a **cotei medii** a bazinului hidrografic și a **suprafețelor** aflate deasupra sau sub anumite cote.

Ordonatele curbei hipsometrice reprezintă **cotele curbilor 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**).

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**.

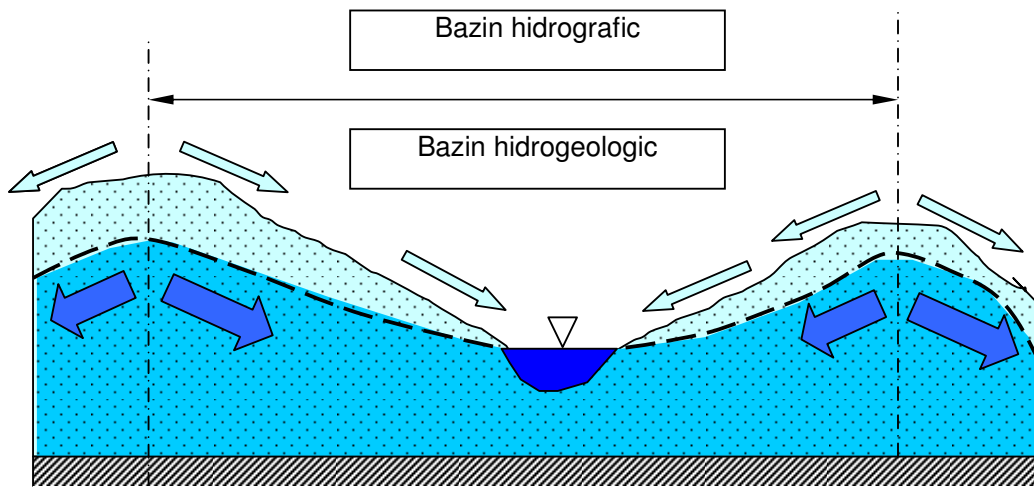
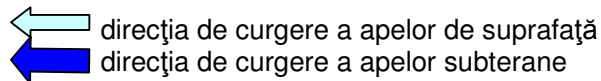


Fig.1.21. Raportul dintre bazinul hidrografic și bazinul hidrogeologic în cazul unui acvifer freatic



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

- în cazul acviferelor freactice 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 freactice poate determina o extindere mai redusă a bazinului hidrogeologic în raport cu cel hidrografic.

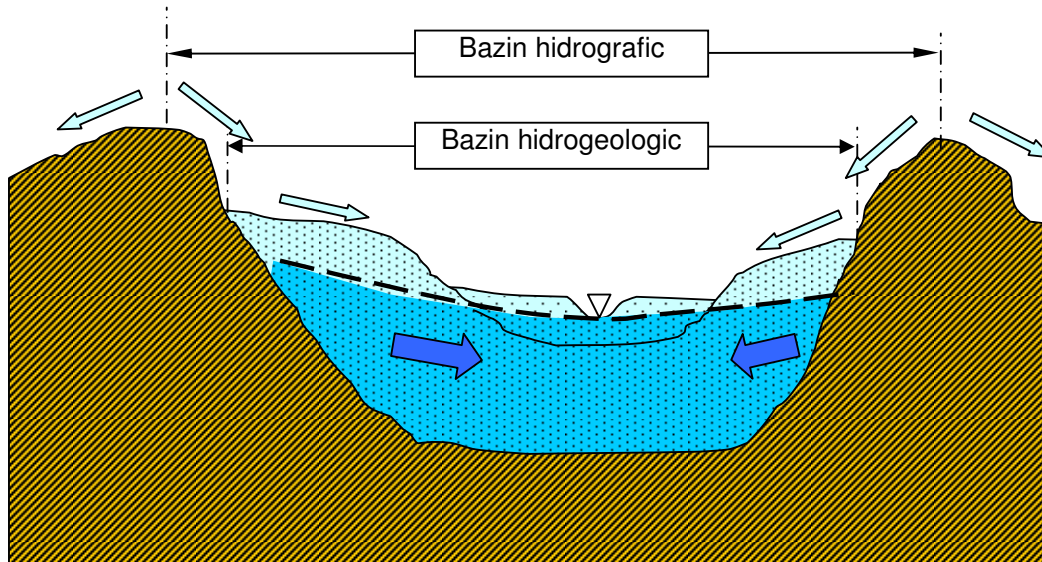


Fig.1.22. Raportul dintre bazinul hidrografic și bazinul hidrogeologic în cazul unei hidrostructuri din lunca unui râu

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

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*.

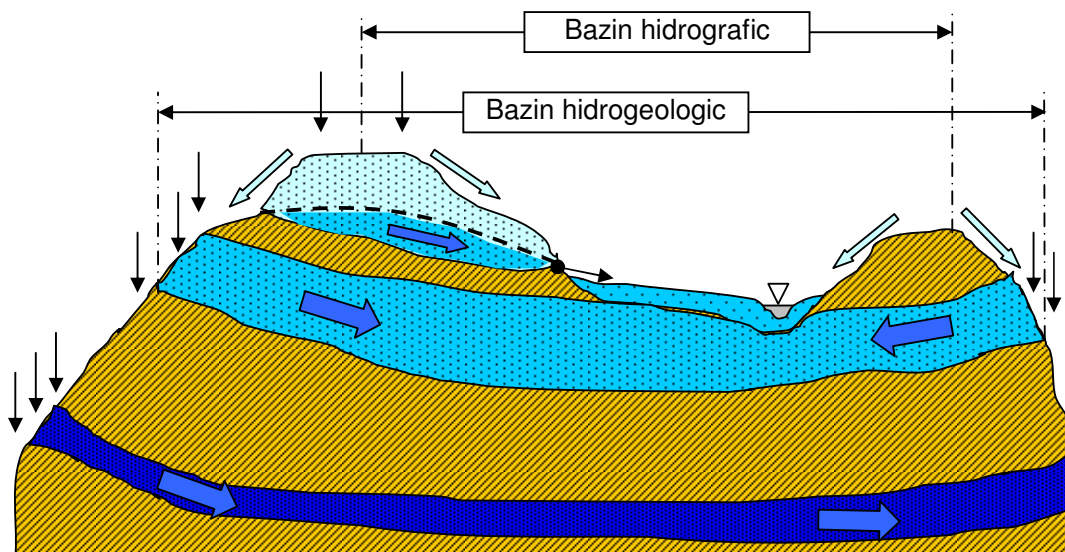


Fig.1.23. Raportul dintre bazinul hidrografic și bazinul hidrogeologic în cazul unei structuri sinclinale

- ← 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.

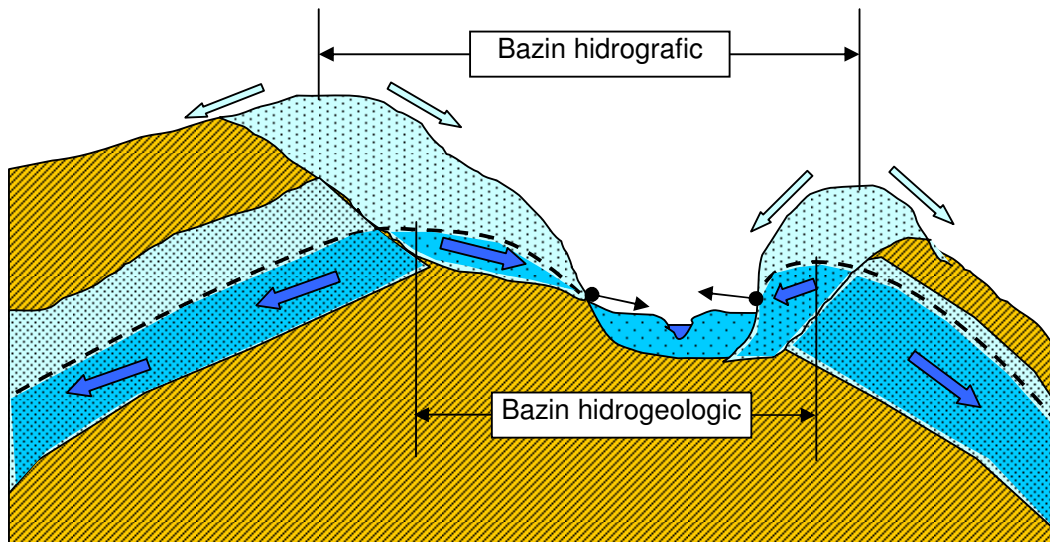


Fig.1.24. Raportul dintre bazinul hidrografic și bazinul hidrogeologic în cazul unei structuri anticlinale

- ← 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.

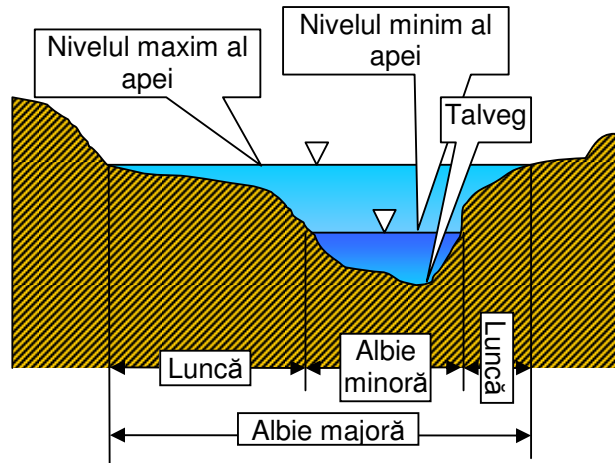


Fig.1.25. Profil transversal prin albia unui râu.

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 curbura 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.

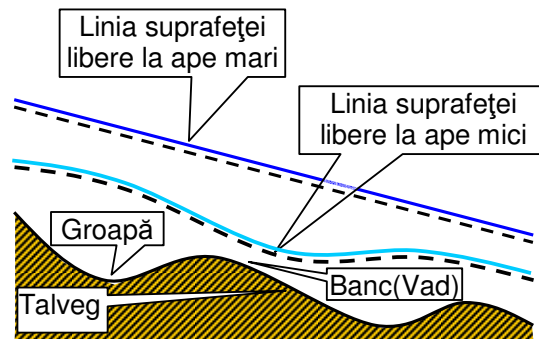


Fig.1.26. Profilul longitudinal a unui râu

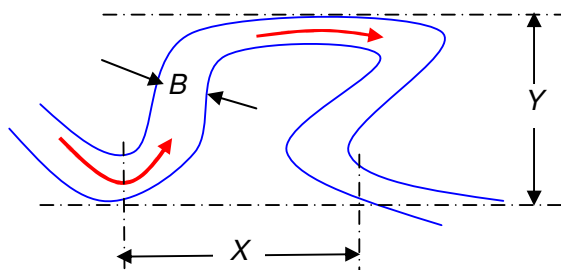


Fig.1.27. Elementele morfologice ale unei meandre

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 durității 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 densitate 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 acestora.

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**.

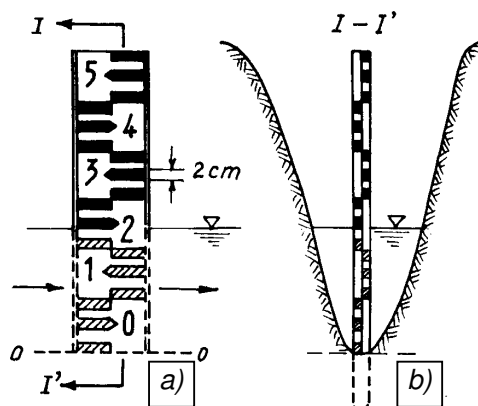
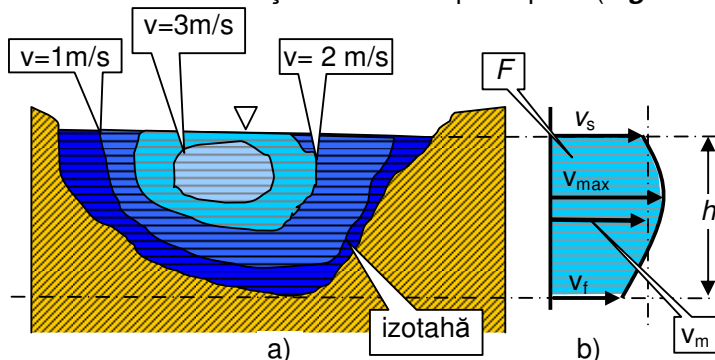


Fig.1.28. Mira hidrometrică simplă (a) și amplasarea ei într-o secțiune transversală a unui râu (b)

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.



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

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

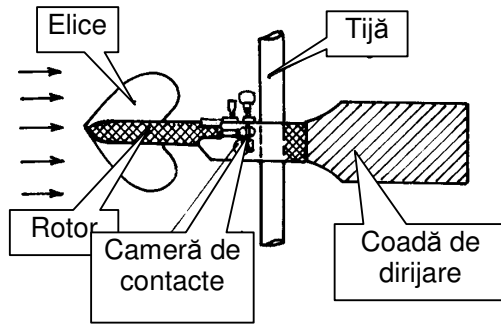


Fig.1.30. *Morișca hidrometrică*

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 elice 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 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. DEBITELE CURENȚILOR 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 măsurătorilor 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:

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

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.

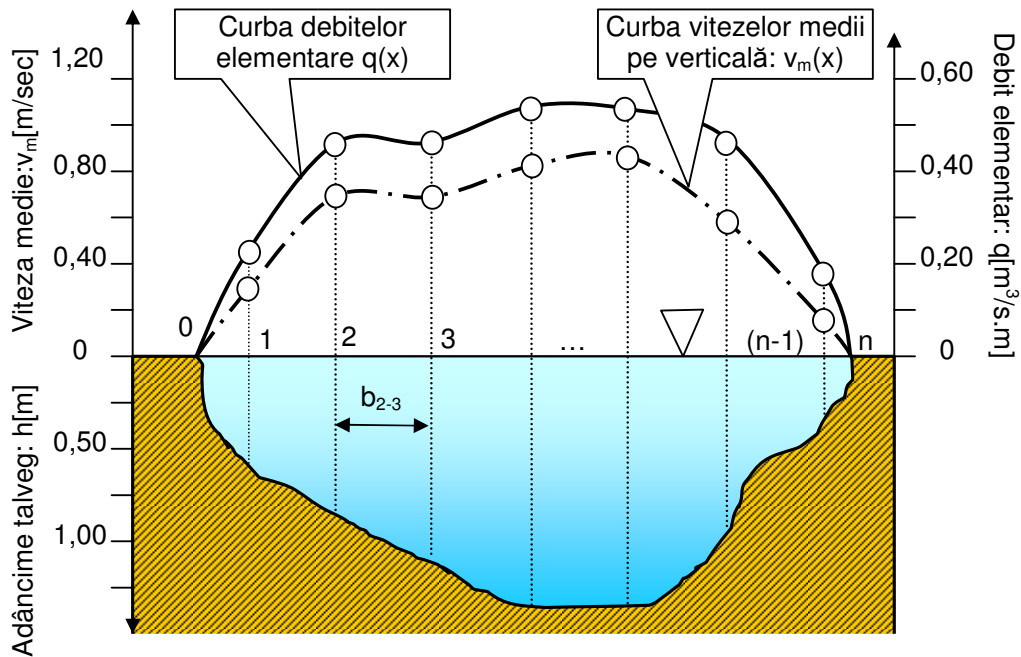


Fig.1.31. Calculul debitului râului prin procedeul grafo-analitic.

Cheia limnometrică 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

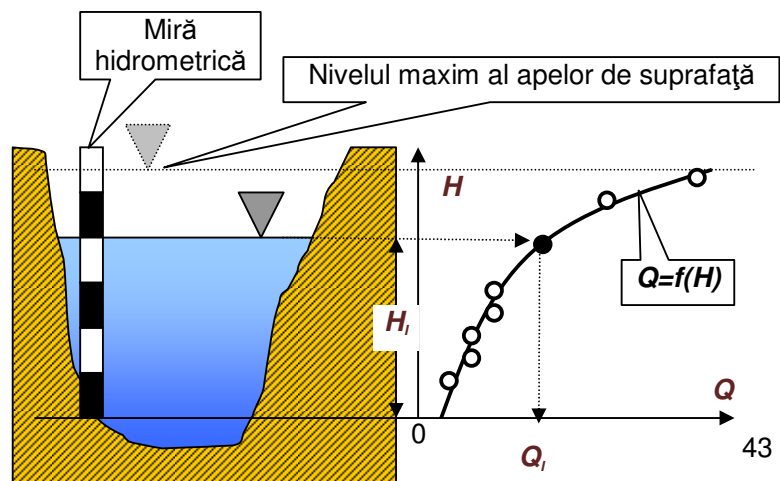


Fig.1.32. Construcția grafică a cheii limnometrice

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.

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

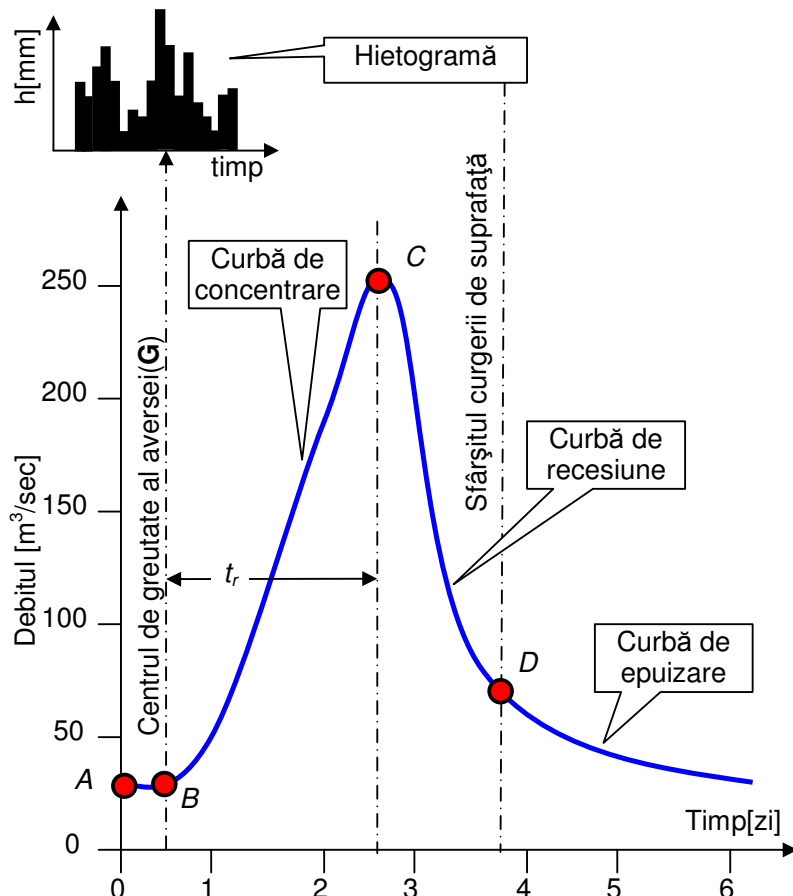


Fig.1.33. Caracteristicile unui hidrograf simplu

(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-temporare 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

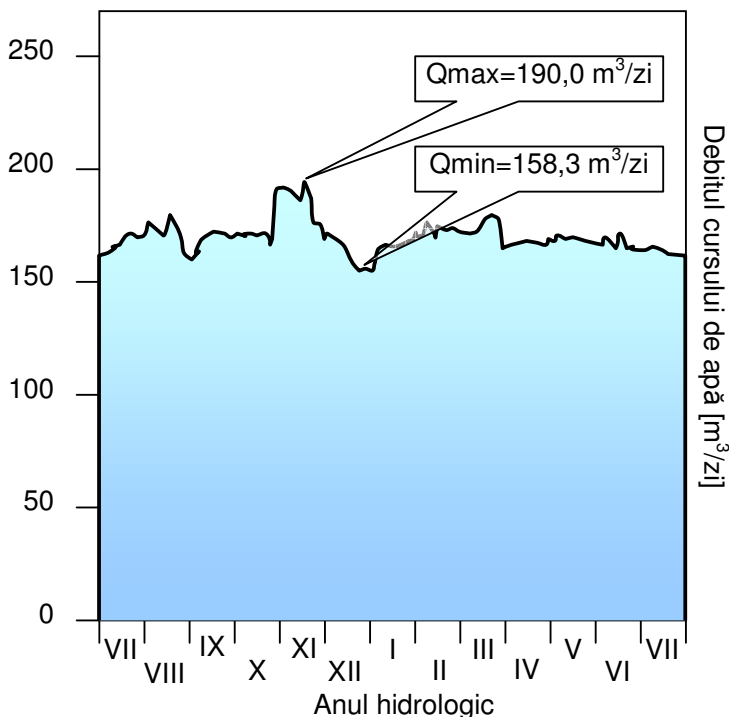


Fig.1.34. Regimul hidrologic al unui bazin hidrografic în formațiuni foarte permeabile (formațiuni nisipoase)

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

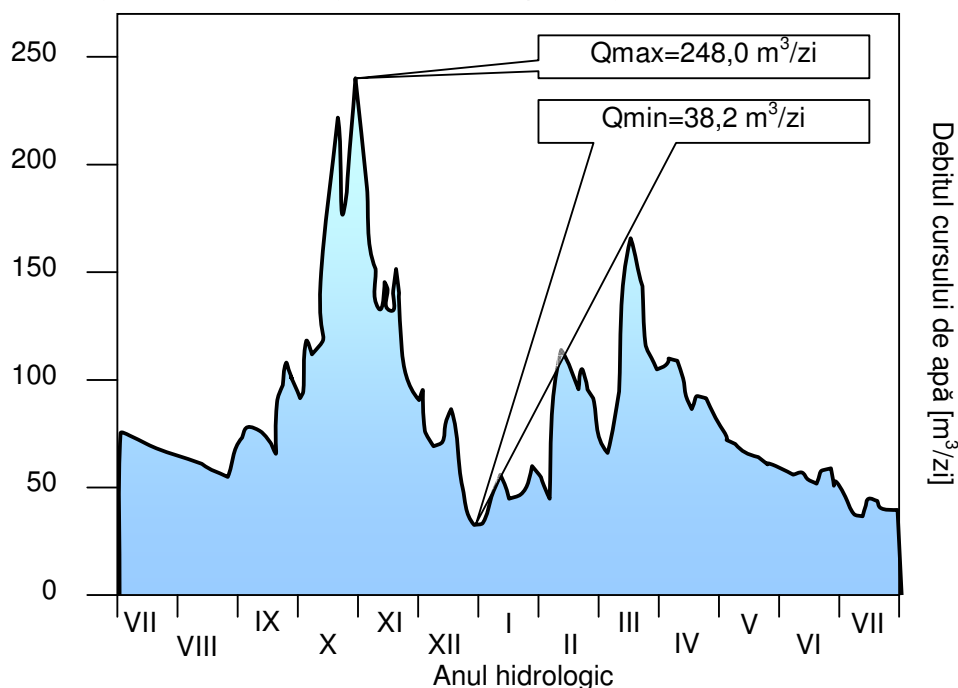


Fig.1.35. Regimul hidrologic într-un bazin hidrografic în formațiuni slab permeabile (formațiuni argiloase)

Scurgerea medie se estimează pentru intervalele de timp standard: lună, sezon, an și interval multianual (10 sau 30 de ani). Debitul mediu lunar, pe sezon și anual, 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. Debitul maxim corespunde 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 apărea 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 hidrodinamic 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 înaintază 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):

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

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 infiltrației, 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,

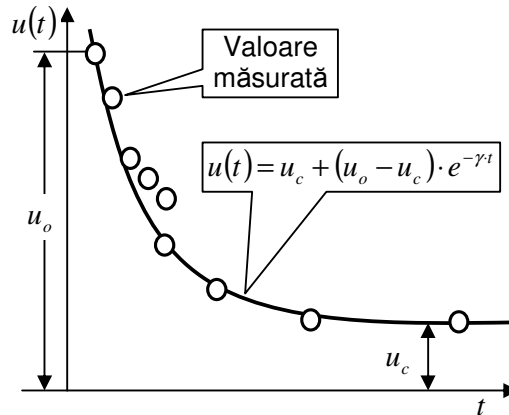


Fig.1.36. Variația vitezei de infiltrare în raport cu timpul (model Horton).

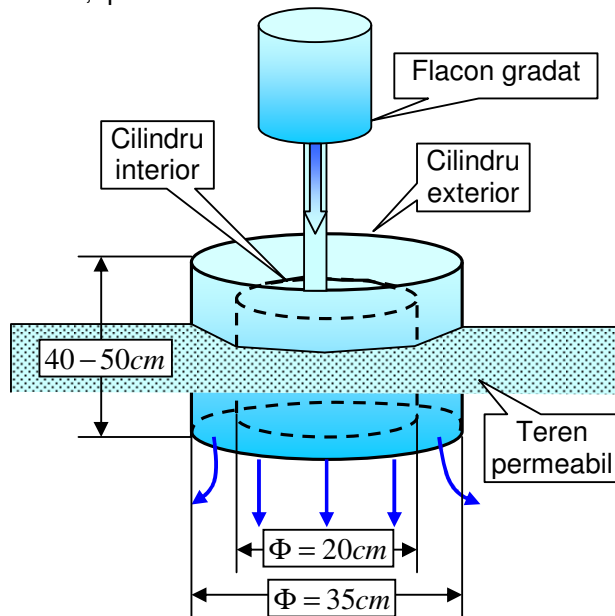


Fig.1.37. Infiltrometru cu doi cilindri

ca secțiune de umezire, 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.

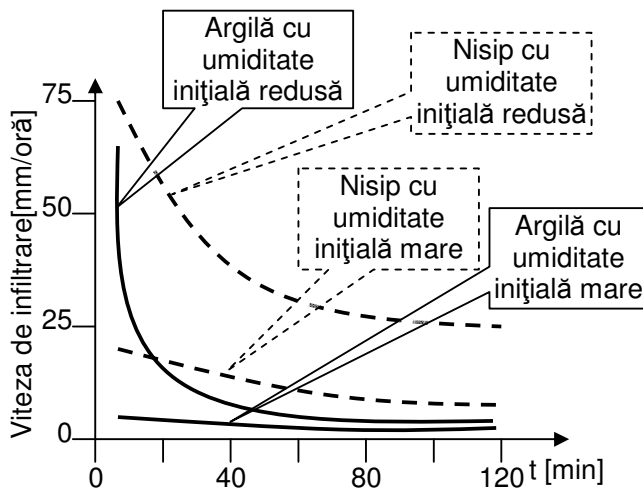


Fig.1.38. Curbe de infiltrare-timp pentru terenuri cu permeabilități și umidități inițiale diferite.

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.

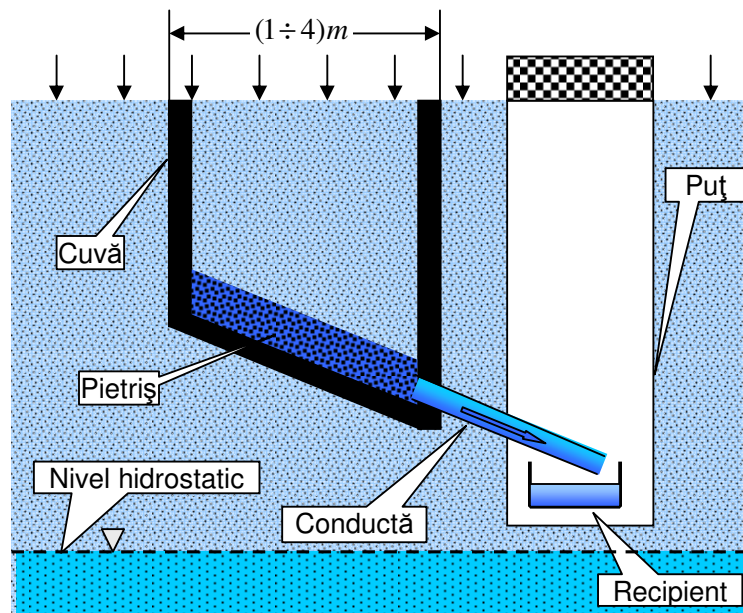


Fig.1.39. Schema unui lizimetru

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**.

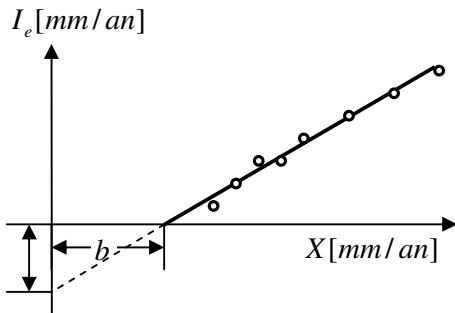


Fig.1.40. Corelație liniară între infiltrarea eficace și pluviometrie

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 infiltrația 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 hidraulică 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 hidraulică 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.

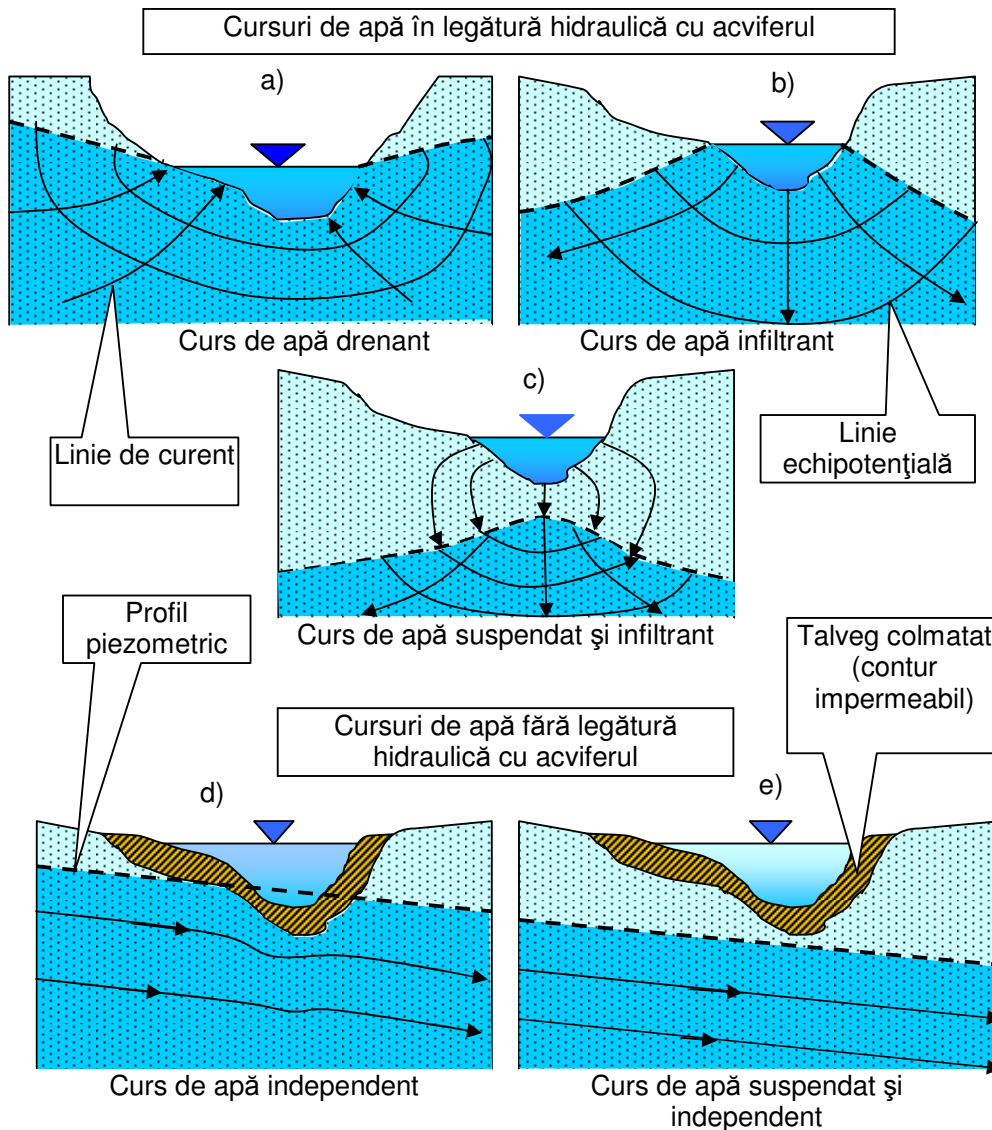


Fig.1.41. Relațiile hidrologice între cursurile de apă de suprafață și acviferele riverane (după Castany, G., Margat, J., 1977)

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

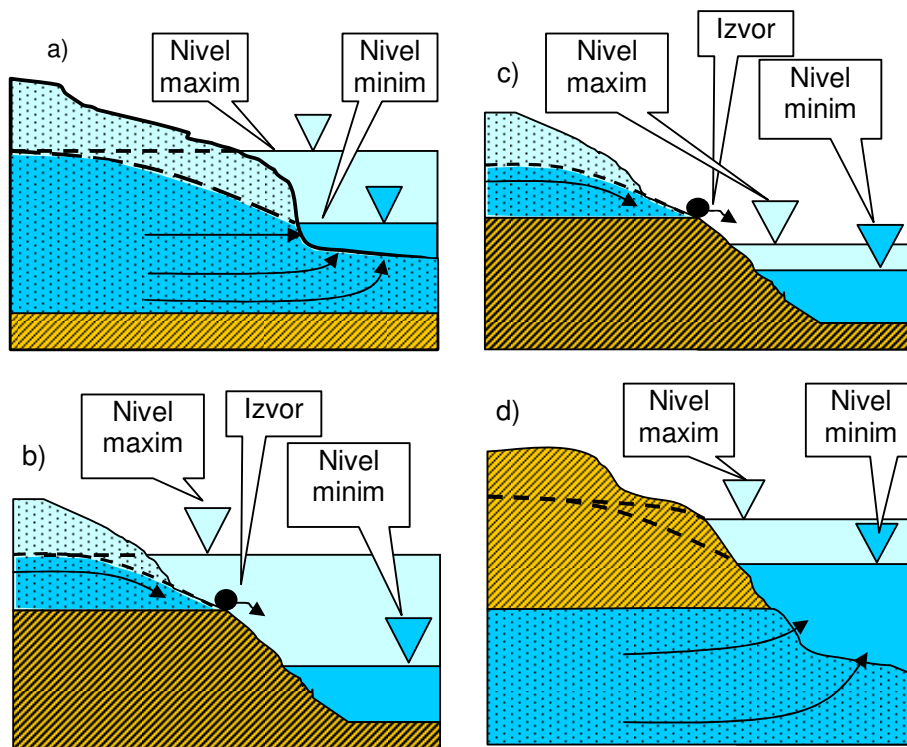


Fig.1.42. Legături hidraulice între cursurile de apă și acviferele aluvionare:
a) legătură hidraulică permanentă, cu un acvifer cu nivel liber;
b) legătură hidraulică periodică;
c) fără legătură hidraulică;
d) legătură hidraulică permanentă cu un acvifer sub presiune.

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.

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 accidentale 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.

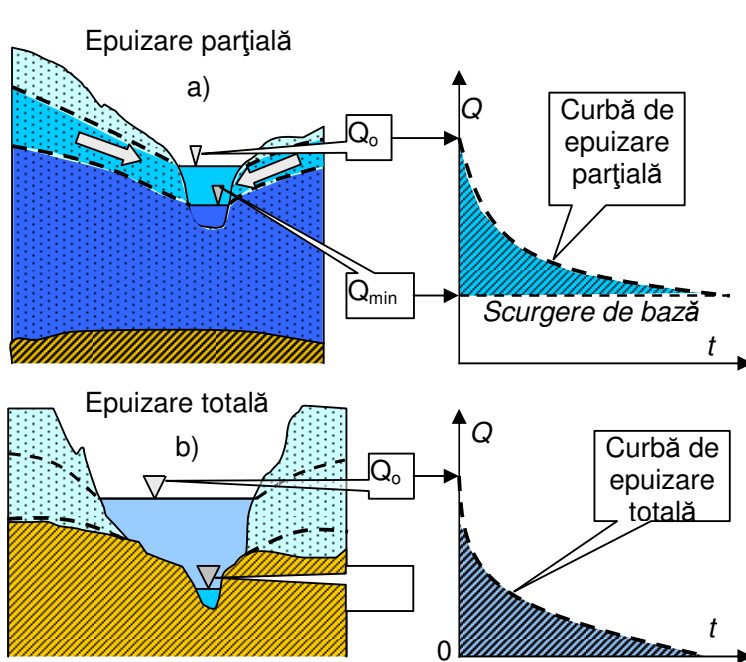


Fig.1.43. Faza de epuizare a acviferelor

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

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

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 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

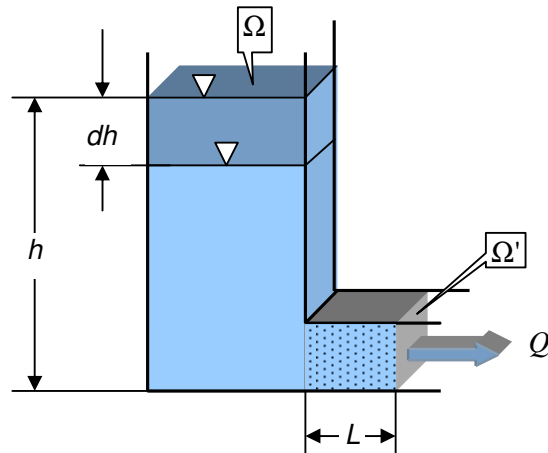


Fig.1.44. Modelul de tip exponențial al epuizării unui acvifer

bușon poros, prevăzut la baza acestuia (**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 ($Q_t, t_i; i = 1, 2, \dots, n$; **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**).

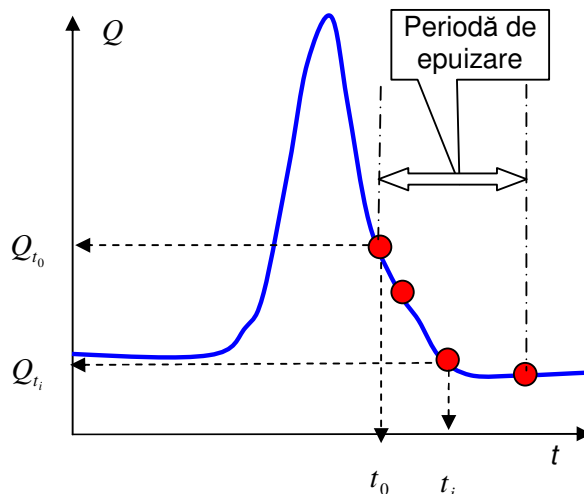


Fig. 1.45. Datele necesare evaluării coeficientului de epuizare a acviferelor ($Q_t, t_i; i = 0, 1, 2, \dots, n$)

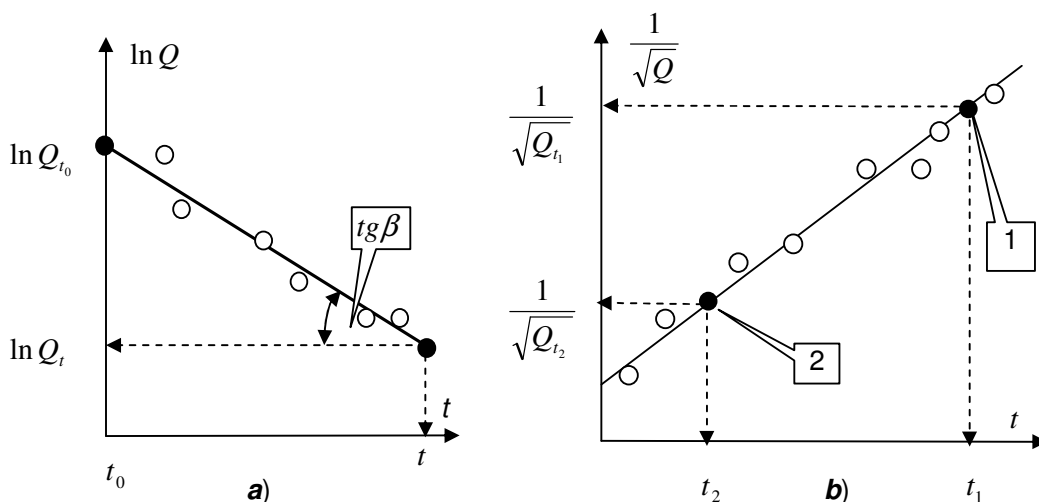


Fig.1.46. Soluțiile grafice pentru schemele de calcul Maillet (a) și Tisson (b)

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:

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

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:

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

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

- modelul Tisson: $V_s = \frac{Q_0}{\alpha_2}$ (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. PROCEDURE 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

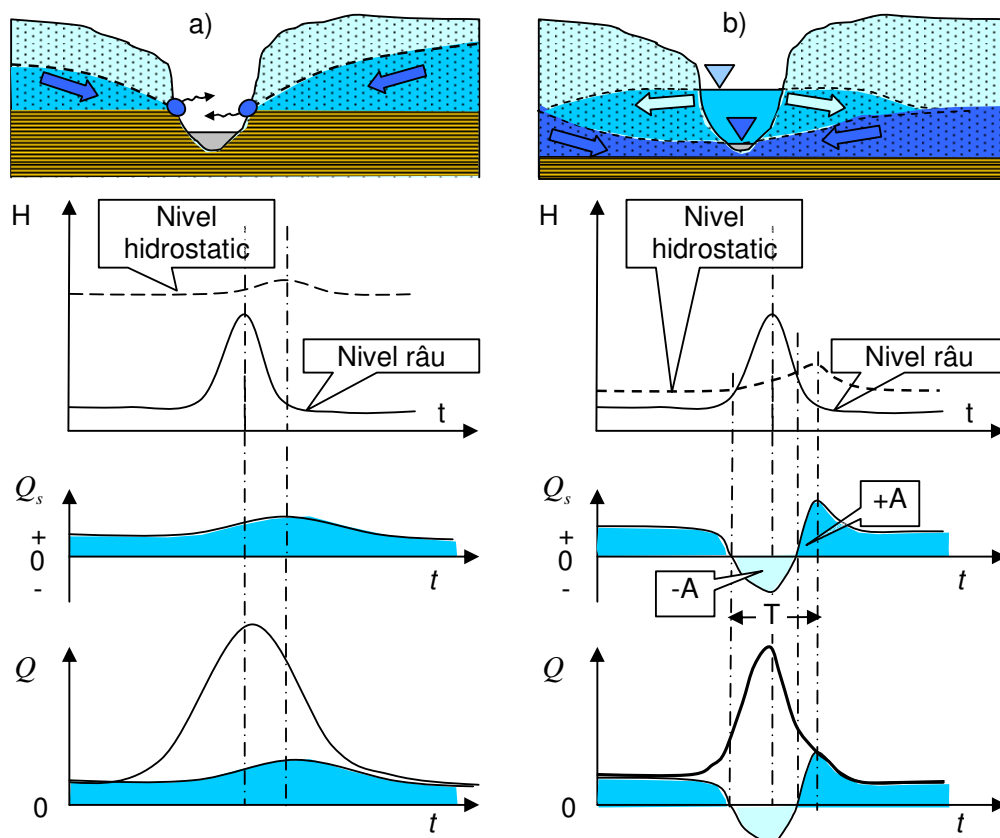


Fig. 1.47. Separarea scurgerii subterane pe hidrograful unui râu alimentat de un singur acvifer freatic:

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

râu (**Fig.1.47a**);

- alimentarea râului din acvifere cu nivel liber **în legătură hidrolică 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 hidrolică 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 hidrolică cu râul** (**Fig.1.47b**), se remarcă faptul că în perioada apelor mari și a viiturilor, nivelul apei în râu crește

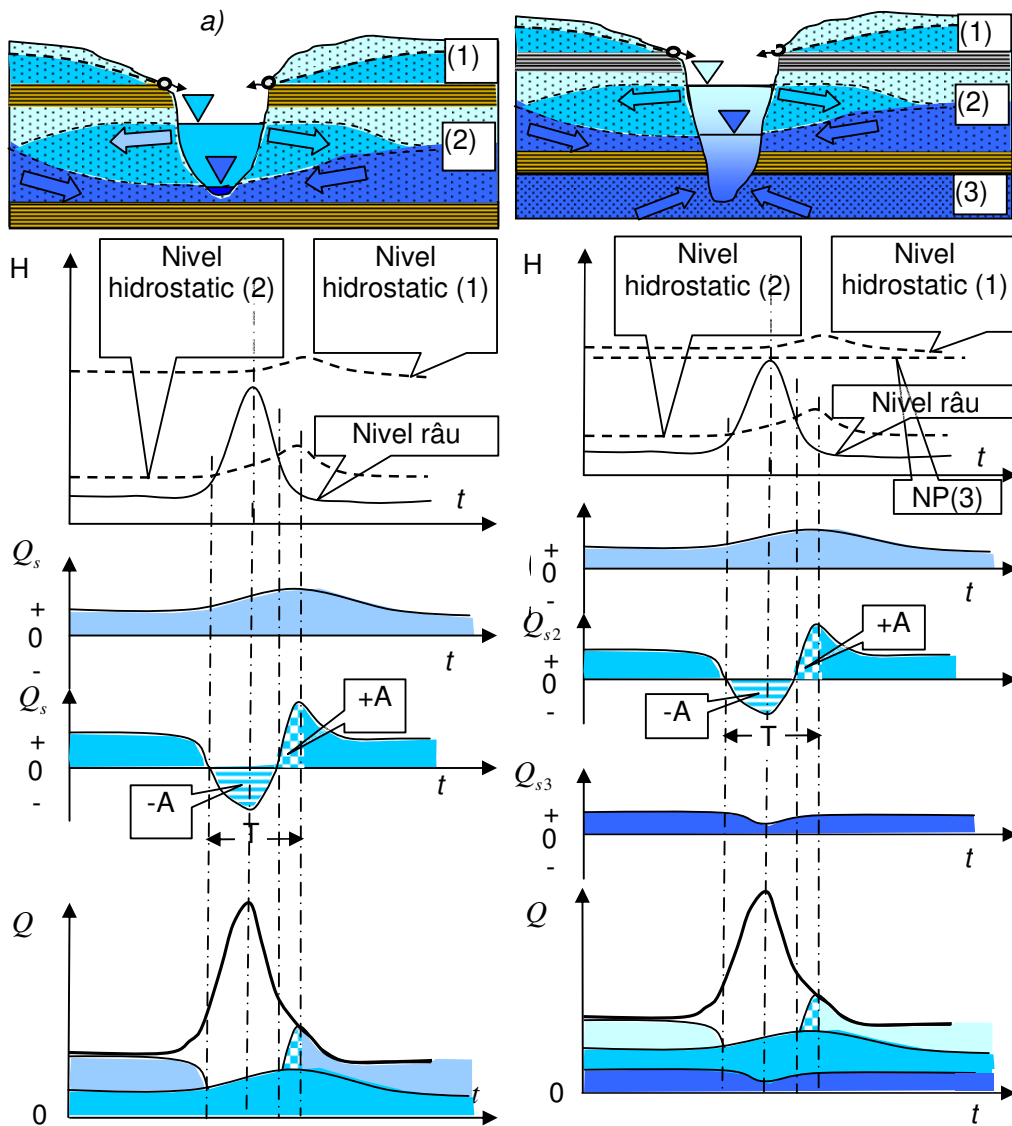


Fig.1.48. Separarea scurgerii subterane pe hidrograful unui râu alimentat:
 a) din două acvifere freatice;
 b) din două acvifere freatice și unul sub presiune.

rapid, depășind nivelul hidrostatic al acviferului și provocând schimbarea sensului de 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 maximum 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

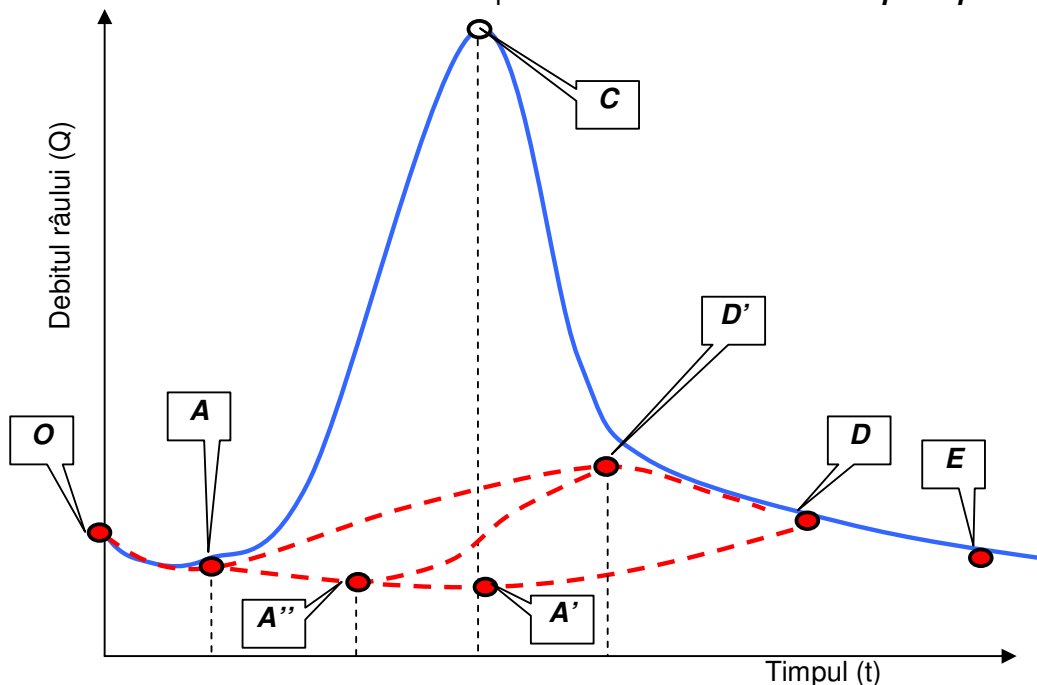


Fig.1.49. Estimarea scurgerii (alimentării) subterane cu ajutorul hidrografului debitelor

scurgerii subterane (*minim și maxim*) au fost aproximate. Dacă în secțiunea studiată (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.

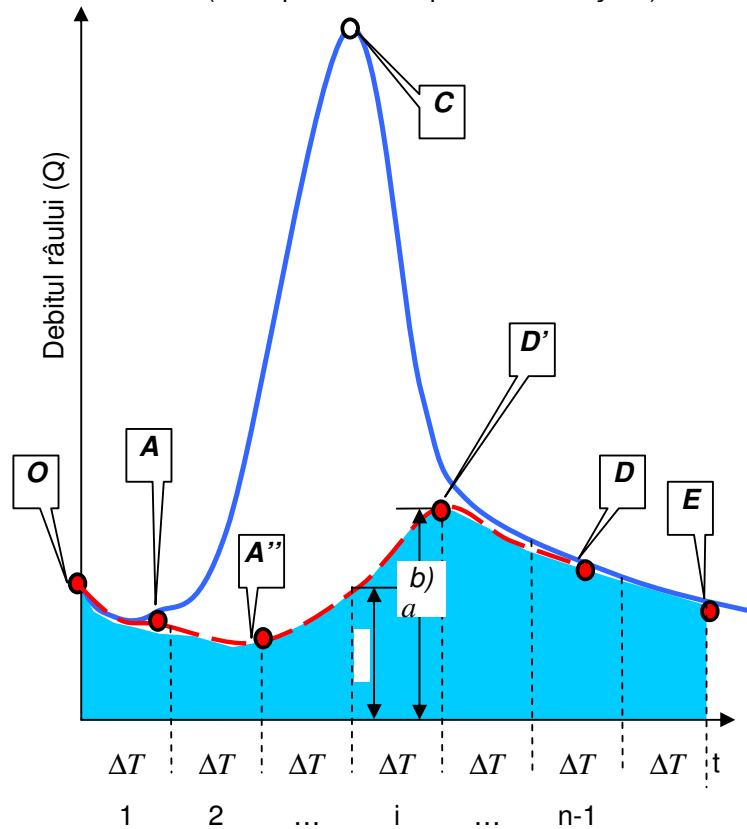


Fig.1.50.Calculul volumului scurgerii subterane prin metoda trapezelor

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

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

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.