

1.4. Evaluarea curgerii subterane cu ajutorul hidrografului

Evaluarea curgerii 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.

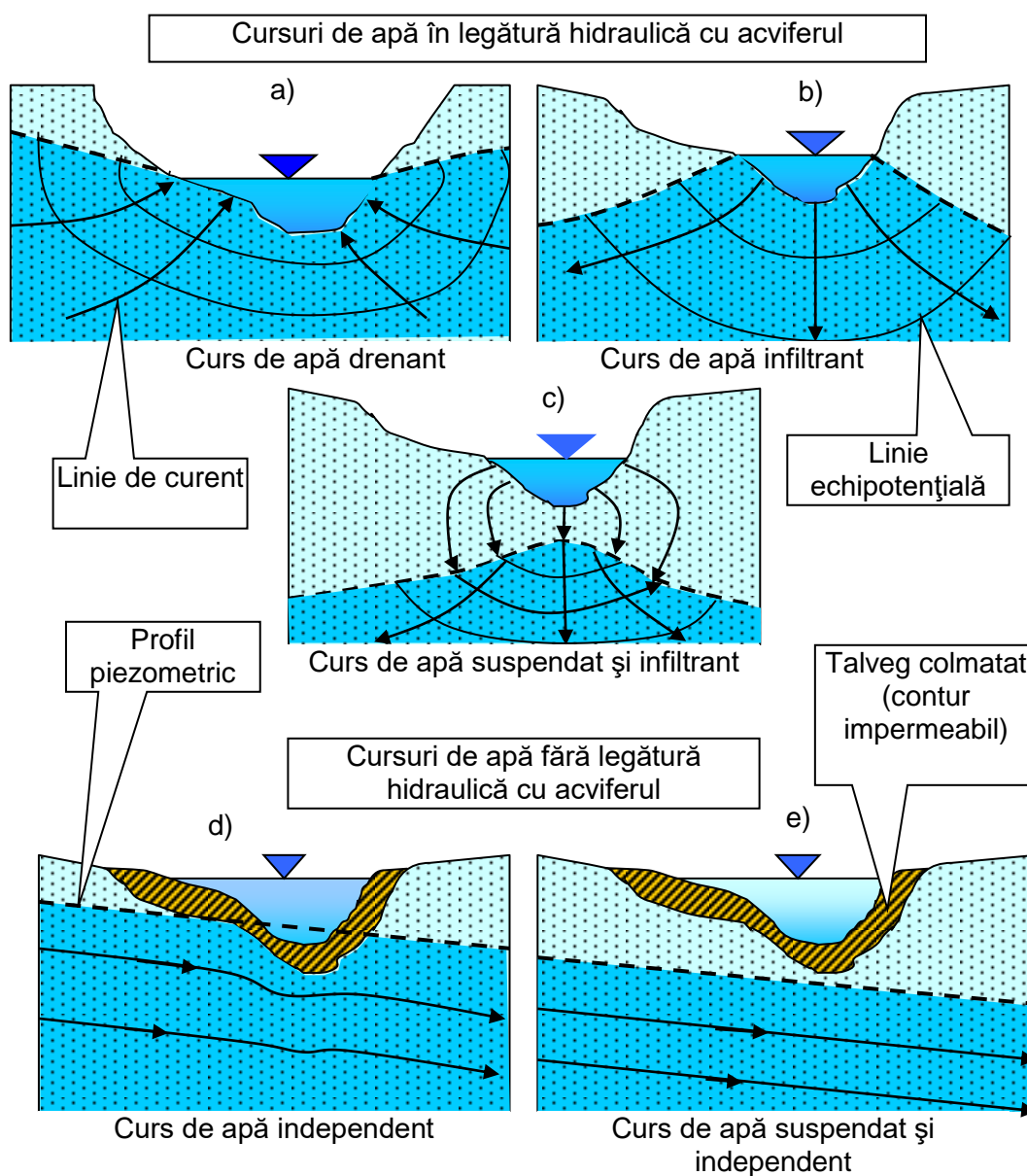


Fig.1.41. Relațiile hidraulice între cursurile de apă de suprafață și acviferele riverane (după Castany, G., Margat, J., 1977)

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 hidraulice 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.

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, **curgerea subterană**, evaluată cu ajutorul hidrografului debitului scurgerii totale, reprezintă o informație globală asupra potențialului **bazinului hidrogeologic** situat în amonte de secțiunea hidrografului

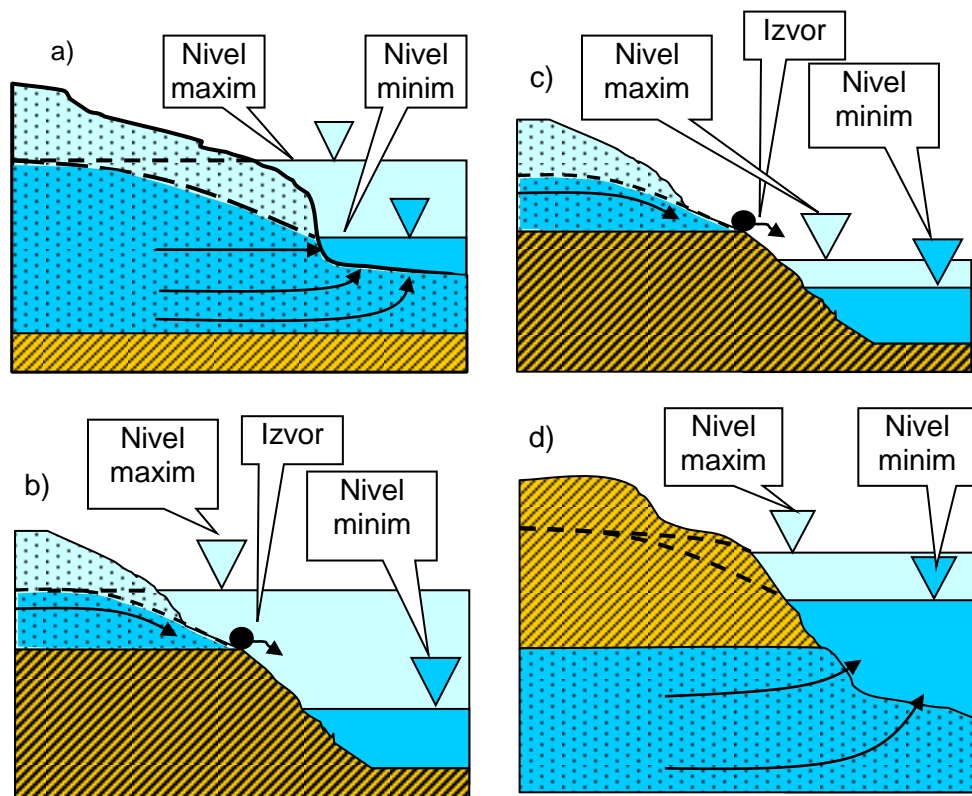


Fig.1.42. Legături hidraulice între cursurile de apă și acviferele aluvionare:

- 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.

studiat. Datorită variației în timp a condițiilor de alimentare și descărcare a acviferelor riverane, curgerea 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

Curgerea 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.

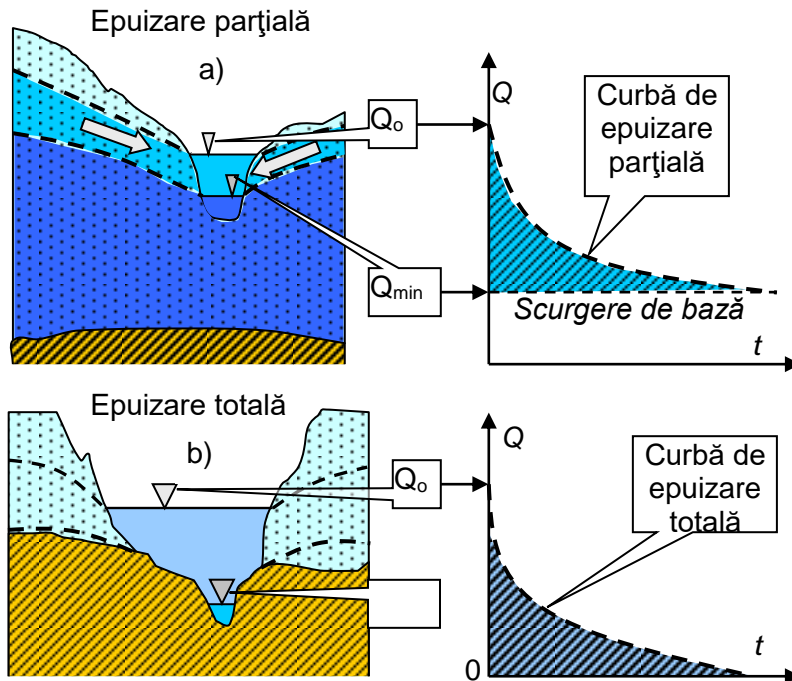


Fig.1.43. Faza de epuizare a acviferelor

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

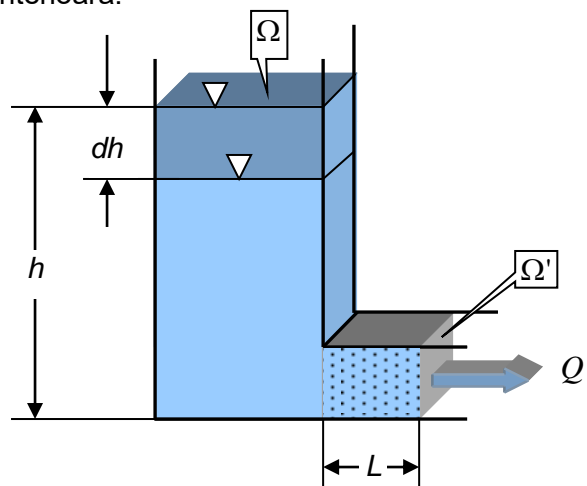


Fig.1.44. Modelul de tip exponențial al epuizării unui acvifer

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

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_i}, t) măsurate în perioada de epuizare (**Fig.1.46a**).

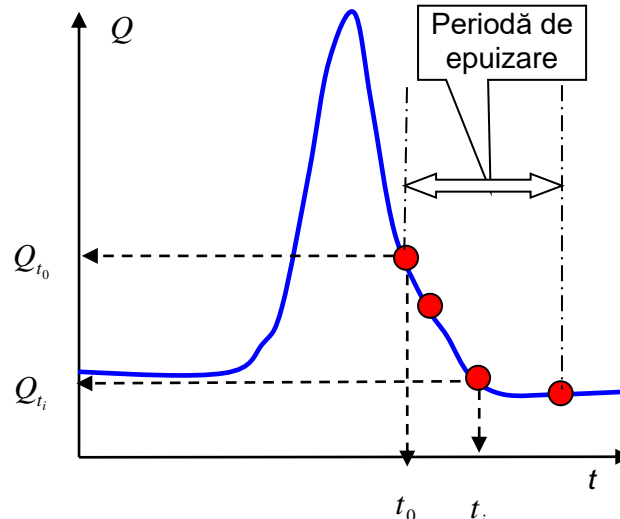


Fig. 1.45. Datele necesare evaluării coeficientului de epuizare a acviferelor ($Q_{t_i}, t_i; i = 0, 1, 2, \dots, n$)

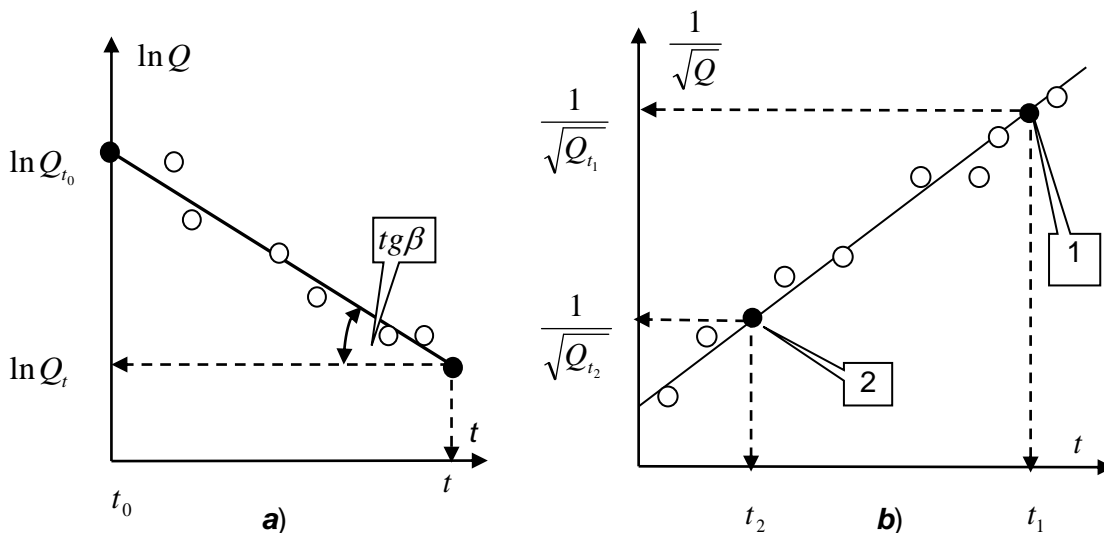


Fig.1.46. Soluțiile grafice pentru schemele de calcul Maillet (a) și Tisson (b)

Distribuția punctelor este interpolată de dreapta de ecuație:

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

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:

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

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 $(\frac{1}{\sqrt{Q_t}}, t)$;
- 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 Tison: $V_s = \frac{Q_0}{\alpha_2} \quad (1.53)$

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 curgerii subterane

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

1.11.3.1. Metoda hidrografului

Separarea curgerii subterane cu ajutorul hidrografului debitelor curgerii 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**);
- alimentarea râului din acvifer cu nivel liber *în legătură hidraulică* cu râul (**Fig.1.47b**);
- alimentarea râului din două acvifer cu nivel liber (**Fig.1.48**);

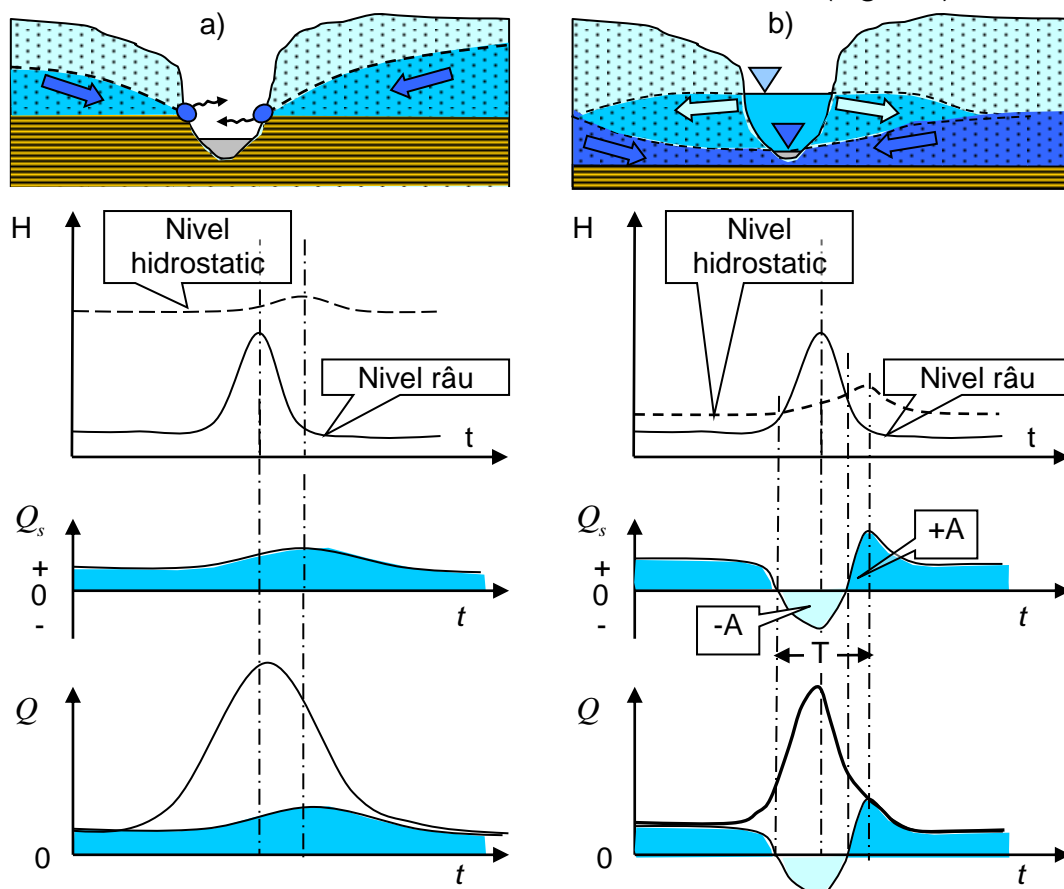


Fig. 1.47. Separarea curgerii subterane pe hidrograful unui râu alimentat de un singur acvifer freatic:

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

- alimentarea râului din 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.147a**). Creșterea alimentării subterane în perioada apelor mari este datorată alimentării prin infiltrare 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 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

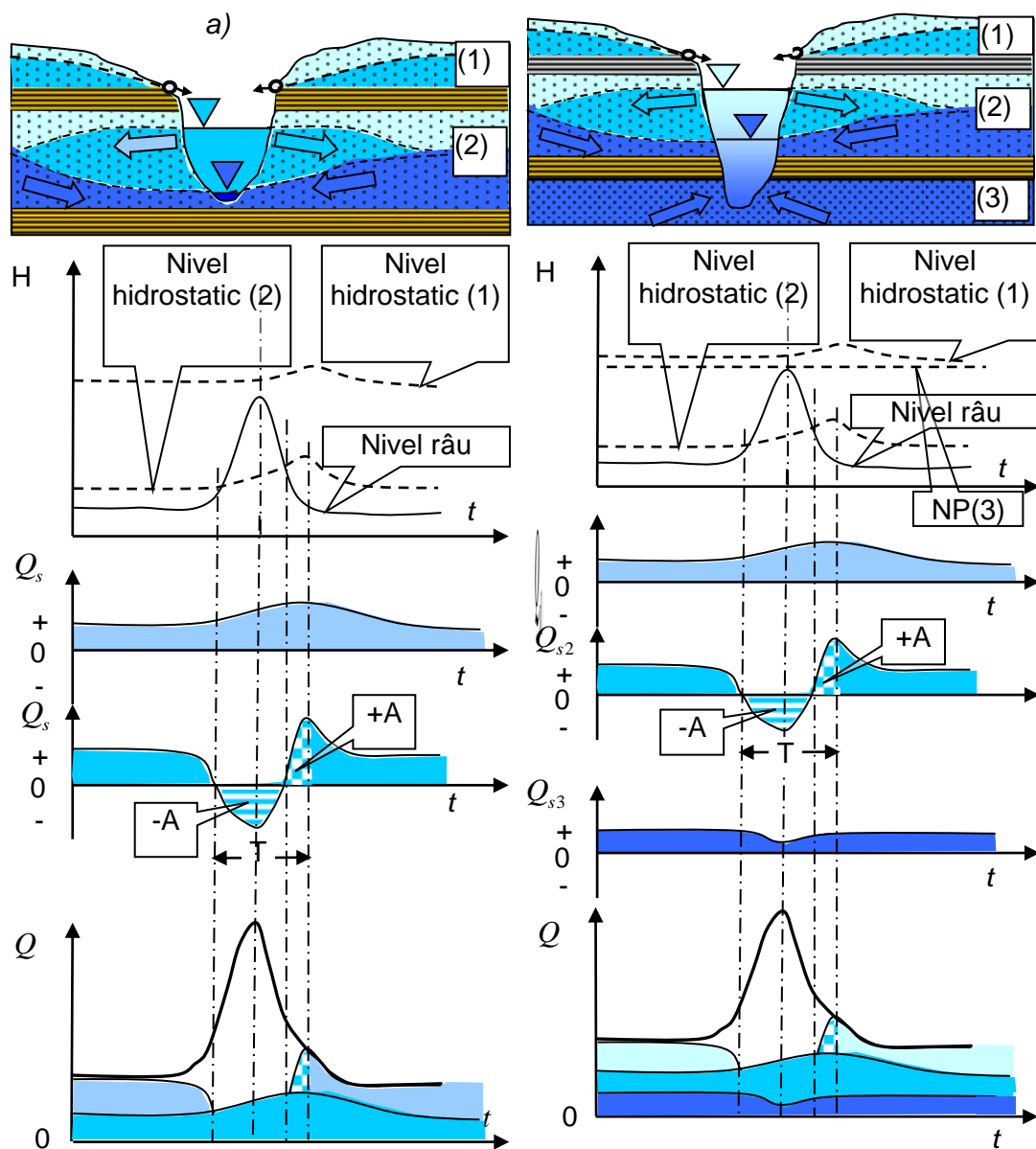


Fig.1.48. Separarea curgerii subterane pe hidrograful unui râu alimentat:
a) din două acvifere freatice;
b) din două acvifere freatice și unul sub presiune.

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 curgerii subterane în raport cu cea de suprafață.

Estimarea curgerii 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 curgerea subterană se confundă cu hidrograful scurgerii totale. Între punctele **A** și **D** legea de variație a curgerii subterane este necunoscută.

O metodă simplistă constă în a considera că **valoarea minimă** a curgerii 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 curgerii subterane (**minim** și **maxim**) au fost approximate. 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**.

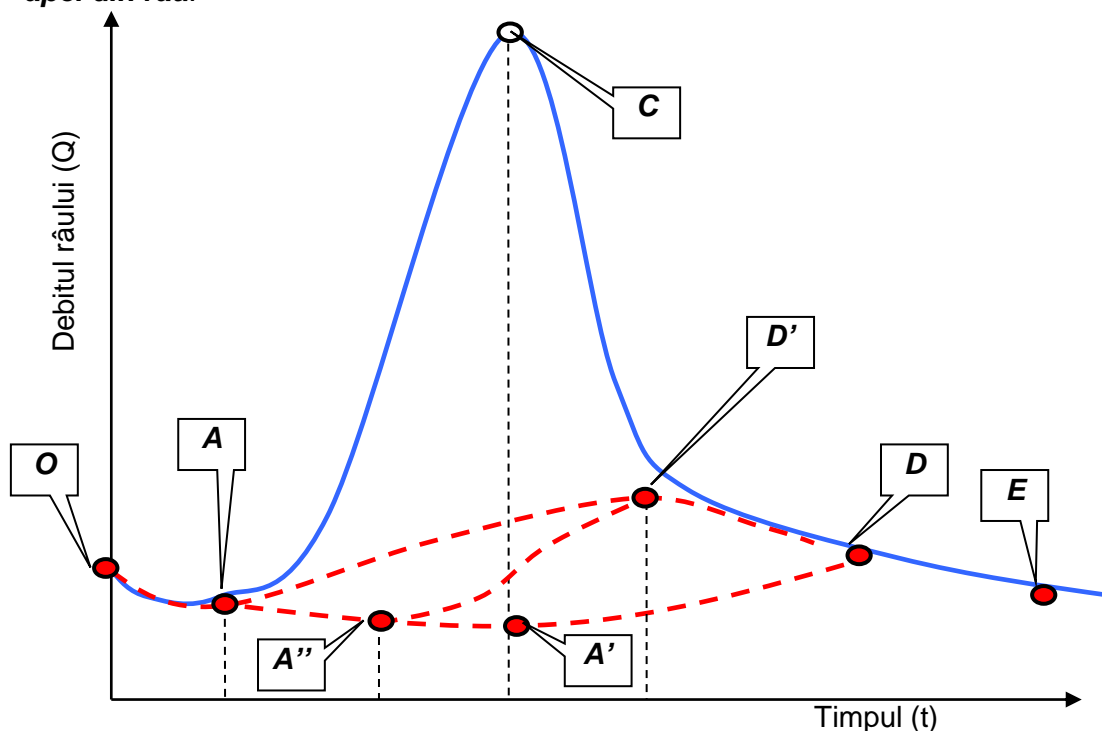


Fig.1.49. Estimarea curgerii (alimentării) subterane cu ajutorul hidrografului debitelor

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

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

Dacă acviferul freatic nu este în legătură hidraulică cu râul, curgerea 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 curgerii subterane.

În cazul curgerii 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 curgeri apare ca o linie orizontală.

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

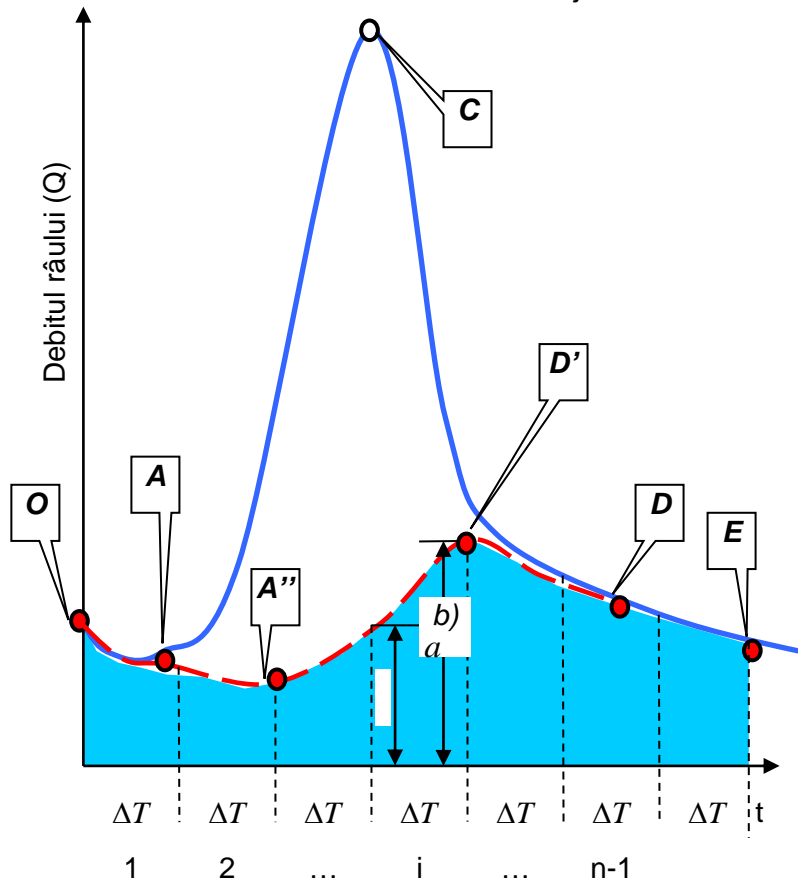


Fig.1.50. Calculul volumului curgerii subterane prin metoda trapezelor

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

(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

Curgerea 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 curgerea de suprafață (în aceeași perioadă);

Q_{sup} - debitul curgerii de suprafață;

Q_{sub} - debitul curgerii 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.