

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 calculului, 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 .

Coefficientul 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**.

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

$$K_i = \frac{Q_{oi}}{Q_o} = \frac{q_{oi}}{q_o} = \frac{V_{oi}}{V_o} = \frac{Y_{oi}}{Y_o} \quad [-] \quad (1.63)$$

Coefficientul 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.

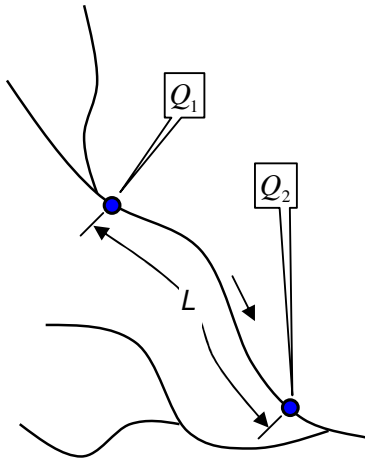


Fig.1.51. Estimarea scurgerii subterane pe un tronson de râu fără afluenți

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

- **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:

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

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:

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

în care

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

n - numărul total de valori disponibile.

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

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

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:

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

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

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

Scurgerea 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.

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

Rangul m	Q_i	$P_{W_m}^{egalare}$	$T_{W_m}^{egalare}$
	[m ³ /sec]	[%]	[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

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 $Q_{14} = 115m^3/sec$ 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 ($Q = 220m^3/sec$) și 1 an pentru cel mai mic debit ($Q = 68m^3/sec$).

Perioada de repetare

$T_{W_{14}}^{egalare} = 1,5ani$ reprezintă intervalul de timp în care este probabil ca valoarea debitului mediu anual al Oltului, la

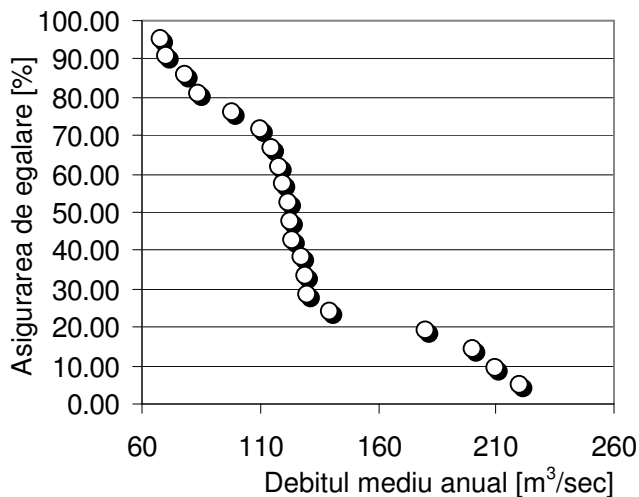


Fig.1.52. Asigurările empirice de egalare ale debitului râului Olt la postul hidrometric Râmnicu-Vâlcea.

Râmnicu-Vâlcea să fie mai mare sau egală cu $Q_{14} = 115m^3 / sec$.

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}, σ_Q, ρ) (**Tabelul 1.11**):

Tabel 1.11. Calculul parametrilor statistici ai seriei de bază (\bar{Q}, σ_Q, ρ)

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}):

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

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

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

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):

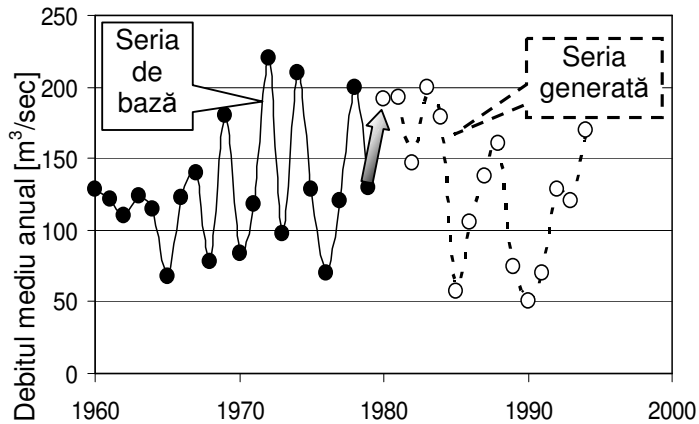


Fig.1.53. Variația debitului mediu anual în perioada 1960-1994.

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

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): <ul style="list-style-type: none"> ape de suprafață (q'_a); ape subterane (q''_a); 	Exploatări (Q_e) <ul style="list-style-type: none"> ape de suprafață (Q'_e); ape subterane (Q''_e).
Restituirea apelor folosite (Q_f) <ul style="list-style-type: none"> deversări în ape de suprafață (Q'_f); deversări în acvifere (Q''_f). 	Pierderi de apă către alte bazine (q_p) <ul style="list-style-type: none"> 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): <ul style="list-style-type: none"> 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): <ul style="list-style-type: none"> 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 $\pm \Delta W$.

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

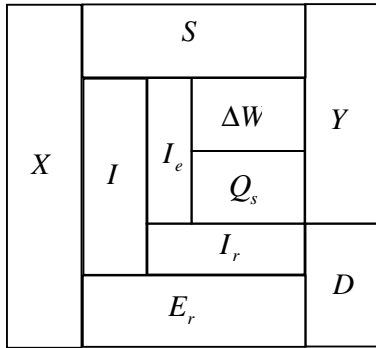


Fig.1.55. Elementele bilanțului apei

$$(q_a = q_p = 0),$$

- **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 componenți. 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:

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

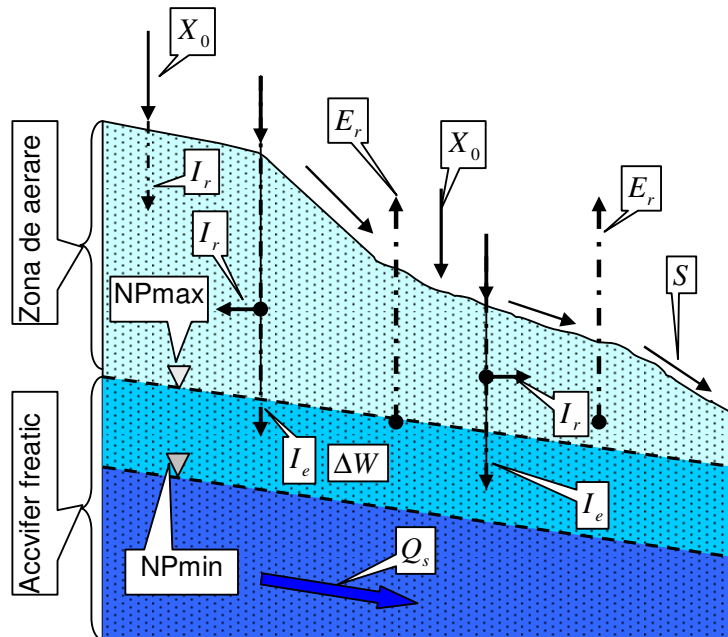


Fig.1.54. Componentele bilanțului apei pentru zona vadoasă (de aerare) și acviferul freatic.

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** (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:

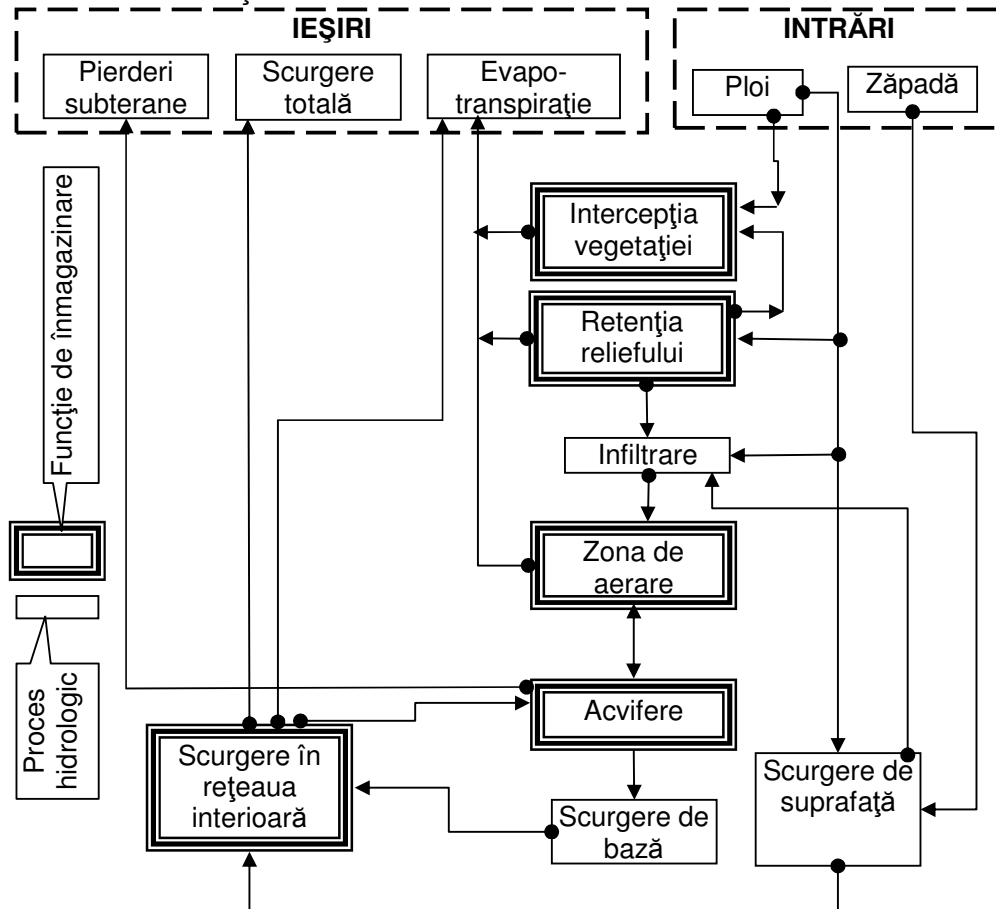


Fig.1.56. Modelul hidrologic determinist al unui bazin de recepție

- **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 parametrii 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%).

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

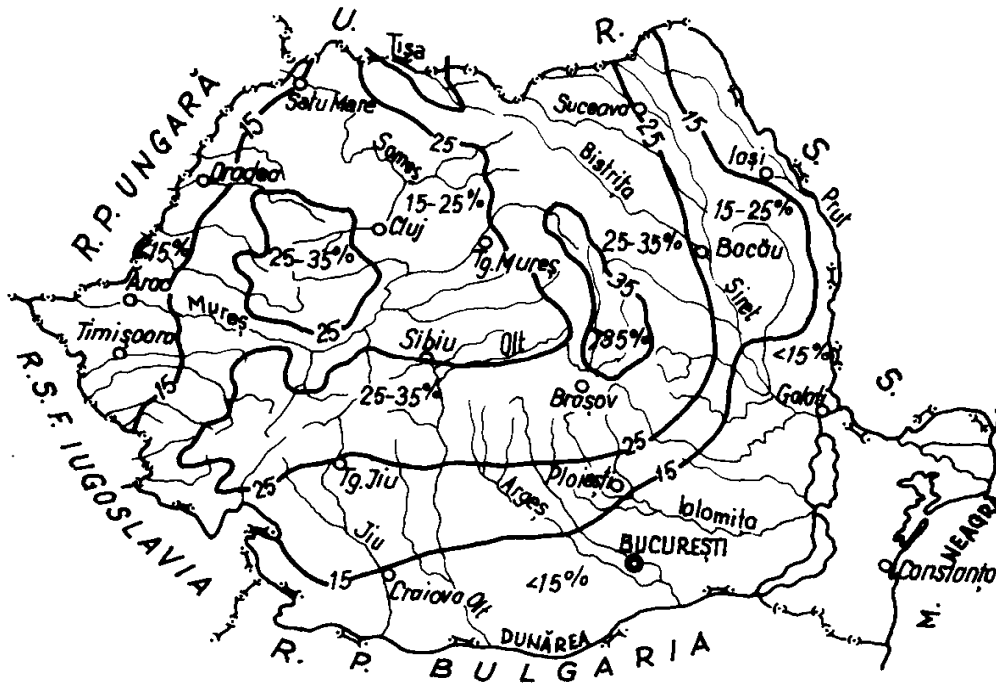


Fig.1.57. Ponderea (în procente din scurgerea anuală) alimentării subterane a râurilor din România (după Ujvari, I., 1972).

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 ploii) 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 ploii 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 $0,03 - 0,10$.

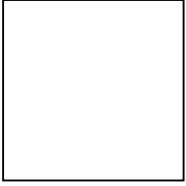
Pe întreg teritoriul României:

- 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.