



UNIVERSITATEA TEHNICĂ DE CONSTRUCȚII BUCUREȘTI
FACULTATEA DE HIDROTEHNICĂ
DEPARTAMENTUL DE INGINERIE HIDROTEHNICĂ

RAPORTUL DE CERCETARE NR. 1

COLMATAREA ACUMULĂRILOR

Conducător științific,

Prof. univ. Dr. ing. Dan STEMATIU

Doctorand,

Ing. Laurențiu-Mihai LUNGU

BUCUREȘTI

CUPRINS

1. INTRODUCERE	4
2. PROBLEMA MODIFICĂRIILOR MORFOLOGICE.....	5
2.1. Scurgerea solidă în râurile din Romania.....	6
2.2. Surse de aluviuni	11
2.3. Etapele procesului de colmatare	12
2.4. Presiunea aluviunilor asupra construcțiilor hidrotehnice	13
3. STABILITATEA PATULUI MOBIL ÎN ZONA DE CURGERE / STOCARE A APEI	
 14	
3.1. MIȘCAREA ALUVIUNILOR.....	14
3.1.1. Mecanismul general al mișcării aluviunilor	14
3.1.2. Eroziune și sedimentare.....	15
3.1.3. Caracteristicile aluviunilor	17
3.1.4. Valori ale efortului tangențial de antrenare, a vitezei de scurgere în albie și a debitului lichid specific	20
3.2. Transportul sedimentelor	27
3.2.1. Generalități	27
3.2.2. Transportul sedimentelor datorat curenților de densitate	32
3.2.3. Depunerea sedimentelor	33
4. EVOLUȚIA COLMATĂRII ÎN LACURILE DE ACUMULARE EXISTENTE	34
4.1. Lacul de acumulare Prundu	34
4.2. Lacul de acumulare Pucioasa	35
4.3. Barajul celor Trei Defileuri (Three Gorges Dam)	36
5. BIBLIOGRAFIE	38

LISTA FIGURILOR

Figura 1 - Prognoze privind evoluția cantității de sedimente în lacurile de acumulare (ICOLD 2009).....	5
Figura 2 - Repartiția scurgerii solide medii anuale la nivel global.....	6
Figura 3 - Ritmuri de colmatare a unor acumulări din România.....	8
Figura 4 - Repartiția lacurilor de baraj din România.....	9
Figura 5 - Situația colmatării unor lacuri de acumulare din România (date pe bază de măsurători directe).....	10
Figura 6 - Harta producției specifice de aluviuni ale teritoriului României.....	11
Figura 7 - Etapele procesului de colmatare	12
Figura 8 - Presiunea suplimentare provenită din aluviuni.....	13
Figura 9 - Distribuția presiunilor pe o particulă solidă.....	15
Figura 10 - Mișcarea aluviunilor	15
Figura 11 - Viteza de sedimentare conform legii lui Stokes	16
Figura 12 Curba granulometrică a aluviunilor	17
Figura 13 - Distribuția particulelor suspendate în funcție de adâncime.....	31
Figura 14 - Formarea depozitelor deltaice.....	32
Figura 15 - Planul general al amenajării Prundu	34
Figura 16 - Evoluția curbei de capacitate ale lacului de la punerea în funcțiune (1971)	35
Figura 17 - Vedere de ansamblu a lacului de acumulare Pucioasa	35
Figura 18 - Curba de capacitate și a suprafețelor acumularea Pucioasa (2006-2016).....	36
Figura 19 - Barajul celor Trei Defileuri (Three Gorges Dam)	36
Figura 20 - Bilanțul cantității de sedimente din lacul de acumulare Three Gorges	37

1. INTRODUCERE

Realizarea lucrărilor de retenție induce mari discontinuități în ceea ce privește regimul de curgere conducând la oprirea transportului de aluviuni, inițial în zona de modificare a regimului de curgere (coada lacului de acumulare), precum și modificări ale pofilelor albiilor de râu și a versanților adiacenți. Aceste procese conduc la colmatarea lacurilor, iar în cazul lacurilor de mică adâncime, chiar la crearea zonelor deltaice.

Pierderea capacității lacului de acumulare reprezintă principalul efect al fenomenului de colmatare cu consecințe directe asupra volumului de atenuare, precum și a folosințelor de alimentare cu apă, energie electrică, navigație, irigații etc.

Barajele au probabil cea mai lungă durată de viață preconizată dintre toate structurile hidraulice de mare anvergură. Principalele amenințări care pot periclita longevitatea unui baraj sunt colmatarea lacului de acumulare și îmbătrânirea structurii de rezistență. Rata de sedimentare ridicată a cuvetei lacului, pe lângă diminuarea capacității de stocare și în consecință creșterea riscului de producere a inundațiilor, reduce semnificativ debitul solid din râu și degradarea zonelor aval. Sedimentele obstruiează captările și amplifică fenomenul de abraziune al mașinilor hidraulic, reducând eficiența și creșterea costurilor de întreținere. De asemenea costurile de tratare a apei potabile pentru alimentarea populației sunt puternic influențate de cantitatea de materii în suspensie care este transportată de curenții de apă.

Lacurile de acumulare de mici dimensiuni sunt predispuse fenomenului de colmatare ca urmare a eroziunii malurilor, fenomen indus de valurile din zone cu versanți erodabili sau cu pantă mai mare decât cea naturală. În perioadă după punerea în exploatare a acumulărilor se realizează un proces rapid de colmatare, în deosebi la zonele colinare situate pe cursul inferior al râurilor. Acest procesul rapid de colmatare se explică prin erodarea albiei care este favorizată de factori precum natura geologică a formațiunilor din bazinul hidrografic sau caracterul torențial al scurgerii debitelor.

Procese de eroziune și sedimentare, acoperirea pământului, utilizarea terenului, hidrologia bazinului hidrografic se află în strânsă legătură cu schimbările climatice și sunt amplificate de o gamă largă de activități umane care sunt necesare, dar totodată nocive pentru mediul înconjurător: defrișare intensivă, schimbare utilizării terenurilor, urbanizare și dezvoltare infrastructurii etc.

Intervenția antropică este semnificativă și impune gestionarea durabilă a resurselor de apă prin monitorizarea și controlul dinamicii sedimentelor. Aplicarea soluțiilor pentru reducerea ratei de sedimentare și decolmatarea lacurilor de acumulare trebuie tipizat pentru fiecare acumulare în parte datorită condițiilor diferite de amplasare, construcție, operare etc.

2. PROBLEMA MODIFICĂRILOR MORFOLOGICE

La nivel global fenomenul de colmatare are un impact social, economic și ecologic semnificativ și reprezintă o problemă esențială în sustenabilitatea lacurilor de acumulare. În prezent capacitatea de stocare brută a barajelor la nivel mondial este de 6 100 km³, din care 2 000 km³ din acesta a fost pierdută datorită procesului de sedimentare. Conform prognozelor realizate, fără a lua în considerare execuția de noi construcții de barare, se estimează că până în anul 2050 capacitatea totală a lacurilor de acumulare va fi redusă cu mai mult de jumătate (Figura 1). Valorile medii ale ratei de sedimentare sunt diferite în funcție de regiune și variază între 0,3% și 2% pe an, rezultând o medie globală de 0,8% pe an (The International Commission on Large Dams - ICOLD 2009).

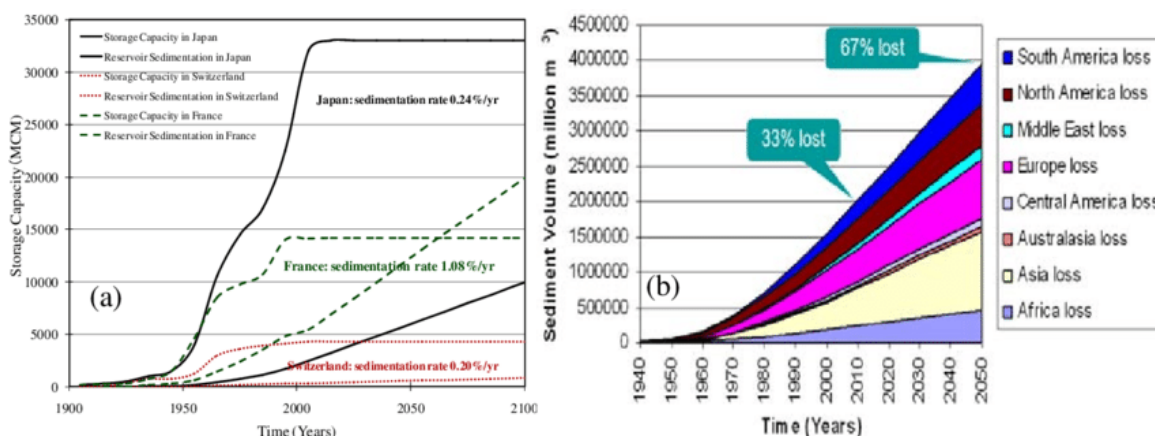


Figura 1 - Prognoze privind evoluția cantității de sedimente în lacurile de acumulare (ICOLD 2009)

Din studiile realizate pe plan mondial s-au semnalat probleme importante de colmatare și de pierdere a capacității lacurilor de acumulare în ultimii ani, astfel problema colmatării lacurilor este foarte importantă prin amploarea și răspândirea ei geografică.

- în S.U.A. estimări realizate în anii 1960 - 1970 au arătat că 64% din acumulări au o durată de viață sub 100 de ani, unele dintre ele suferind un proces de colmatare foarte rapid. În consecință acumularea St. Augustin s-a colmatat în proporție de 95% în 13 ani, iar acumularea Springs 50% în 20 de ani;

- în China pe baza datelor pentru 236 acumulări, până la sfârșitul lui 1981 cantitatea totală de sediment depusă în aceste acumulări a fost de 11,5 miliarde m³ reprezentând 14,2% din capacitatea lor totală, ceea ce înseamnă 0,8 miliarde m³ pierdere de volum anual. La nivelul întregii țări pierderea de capacitate este de cca 2,3% anual.
- în Japonia din întreaga capacitate de stocare a 729 acumulări cu volume mai mari de 1 milion m³ (17,3 miliarde m³) 1,2 miliarde m³ sunt ocupați de sedimente ceea ce corespunde la 6,9% din capacitatea totală de stocare;
- în Spania capacitatea inițială a 101 acumulări având un volum total de 18 miliarde m³ exploatate în parte începând cu sfârșitul secolului 19 a scăzut cu 733 milioane m³ ceea ce reprezintă cca 4%. Aproximativ 5% dintre acumulări suferă de o reducere a volumului cu 50% sau mai mult, iar 79% înregistrează o pierdere de volum prin colmatare de sub 20%.
- În Pakistan, la acumularea Tarbela capacitatea de stocare de 14,3 miliarde m³ a fost redusă în 22 de ani de exploatare cu circa 20% sau 2,9 miliarde m³.

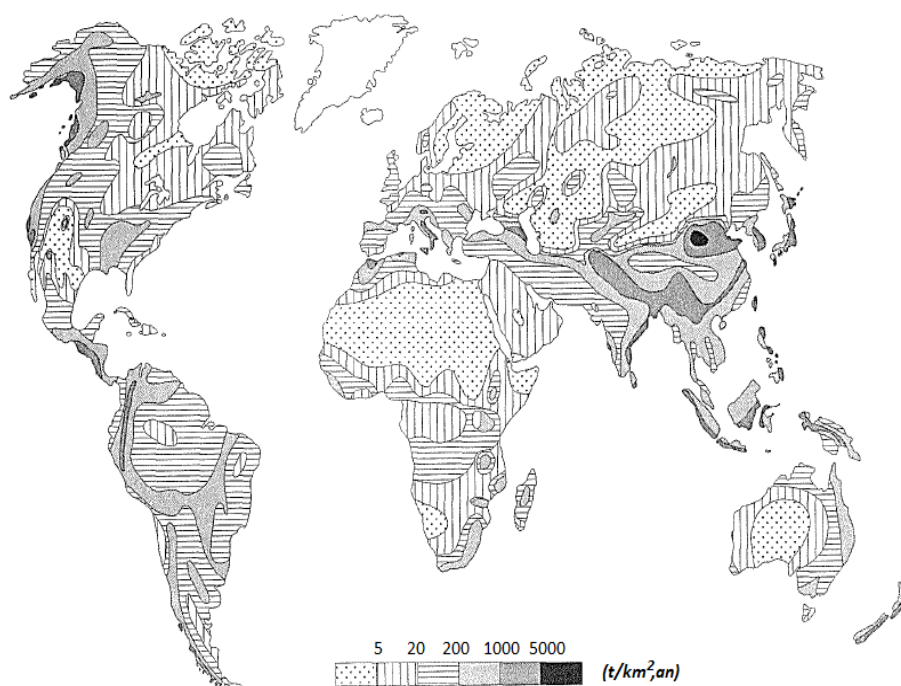


Figura 2 - Repartiția scurgerii solide medii anuale la nivel global (Lvovich, 1991)

2.1. Scurgerea solidă în râurile din Romania

În România se cunoaște din studii mai vechi (înainte de 1992) că râurile transportă cantități importante de aluviuni, în medie 49 t pe an și km de curs de apă ceea ce revine raportat la suprafața țării cca 207 t/ha și an.

În România amenajări hidrotehnice însumează un volum total de aluviuni de cca. 13 miliarde m³ reprezentând o treime din volumul total de apă tranzitat într-un an de râurile interioare (Jeleu, 1992). Valoarea medie a scurgerii solide este de 1.75 t/ha/an, râurile transportând anual o cantitate de aluviuni de 45 milioane t/an (J. Ujvari, 1972).

Un aspect important al scurgerii solide îl reprezintă variabilitatea, deoarece transportul de aluviuni nu crește în aceeași pondere cu debitele lichide, ele fiind caracterizate printr-un raport exponențial. Reducerea debitelor lichide produce scăderea energiei de erodare a apelor rezultând transportul unei cantități mai mici de aluviuni, în timp ce odată cu creșterea debitelor, transportul de aluviuni se intensifică.

“Repartiția scurgerii solide în timpul anului urmărește aproape fidel regimul scurgerii lichide” (J. Ujvari). Scurgerea de aluviuni prezintă mari variații atât în teritoriu cât și în timp. Diferențele anuale care apar se datorează regimului torențial al cursurilor de apă care este indus de ploi cu caracter torențial în timpul cărora vitezele critice de antrenare a aluviunilor aflate în suspensie se produce mai devreme decât în cazul viiturilor moderate. Aproximativ 50% din volumele anuale de aluviuni se scurg în mai puțin de o lună, atunci când se înregistrează viituri.

Procesul rapid de colmatare se explică prin acțiunea energetică de erodare a albiei favorizată de următorii factori:

- ✓ natura geologică a formațiunilor din bazinul hidrografic;
- ✓ caracterul torențial al scurgerii debitelor;
- ✓ caracterul pulsatoriu al debitelor evacuate pe râu prin funcționarea centralei din amonte cu valori mai mari ca în regim natural.

Există în țara noastră lacuri de baraj care au durată de funcționalitate de secole (cum sunt cele din Munții Banatului sau Munții Metaliferi), dar și lacuri care s-au colmatat într-un timp de câțiva ani. Din datele pe care le avem la dispoziție putem reține câteva observații cu caracter general:

- pe ansamblul țării, într-o perioadă medie de 15 ani, în lacurile de baraj de pe râurile interioare s-au depus circa 200 milioane m³ aluviuni (din care aproape jumătate numai în lacurile de pe râurile Argeș și Olt), cu o rată anuală de 13,4 milioane m³, ceea ce reprezintă 27% din transportul total de aluviuni mediu multianual;

- ritmurile anuale de colmatare cele mai importante l-au avut lacurile de pe râul Argeș: Pitești 15,7%, Bascov 11,7%, Oiești 9,5%, Cerbureni 7,3% și Curtea de Argeș 5,3%; de asemenea, lacul Galbeni pe Siret, 10,6%;
- ritmuri medii anuale de colmatare rapidă s-au înregistrat și la primele lacuri construite pe râul Olt: Govora 8,27%, Rm. Vâlcea 5,63% și Dăești 4,90%; în aceeași categorie se află lacul Pângarați pe Bistrița, 3,45% sau Pucioasa pe Ialomița, 2,58%;
- ritmuri mici de colmatare se înregistrează la lacurile mari, Izvorul Muntelui de 0,03% și Vidraru de 0,04%, ceea ce le asigură o funcționare milenară, dacă nu intervin niște situații imprevizibile.

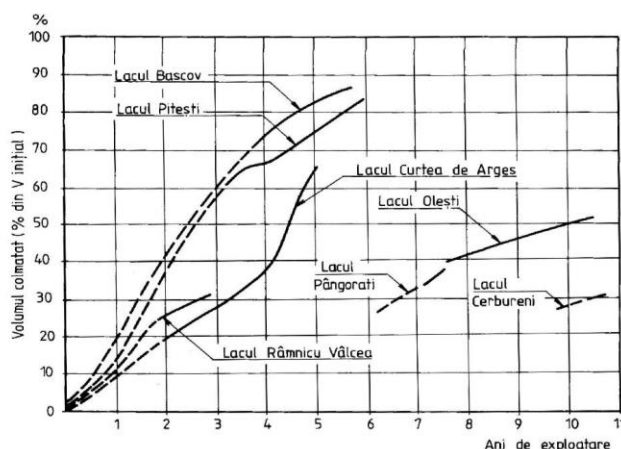


Figura 3 - Ritmuri de colmatare a unor acumulări din România

Așa cum se poate constata din reprezentările grafice de mai jos, lacurile de baraj din România se caracterizează prin capacități relativ reduse. Aproape 90% din lacurile de acumulare existente au capacități sub 200 milioane m³, iar dintre acestea, jumătate au capacități sub 20 milioane m³. Condițiile de relief și de scurgere a râurilor din România nu au oferit șanse prea mari pentru amenajarea de mari baraje și, implicit, de mari lacuri. Cele câteva excepții se cunosc: este vorba de lacul Izvorul Muntelui, cel mai mare de pe râurile interioare ale țării, Vidraru pe Argeș, Vidra pe Lotru, Siriu pe Buzău, Gura Apelor pe Râu Mare etc.

Foarte multe din lacurile existente sunt amenajate în cascadă pe marile râuri (Bistrița, Siret, Buzău, Argeș, Olt), cu regim de exploatare specific, care se răsfrânge în mod direct asupra unui anumit ritm de colmatare. Așa se și explică numărul mare la lacuri pe râurile Olt, Argeș și Siret ilustrat grafic în fig. de mai jos. Capacitatea lacurilor și regimul de exploatare sunt factori importanți ce controlează gradul de reținere a aluviunilor din aria sursă.

Capacitatea lacurilor este determinantă pentru evaluarea ritmului și duratei de colmatare datorită unui raționament foarte simplu: cu cât o cuvetă lacustră este mai mare cu atât poate

stoca un volum de sedimente suficient de mare fără să-i afecteze funcționalitatea. Dimpotrivă, o cuvetă lacustră de redusă capacitate se poate colmata într-un timp relativ scurt, de câțiva ani sau câțiva zeci de ani, chiar și la intrări relativ modeste de aluviuni.

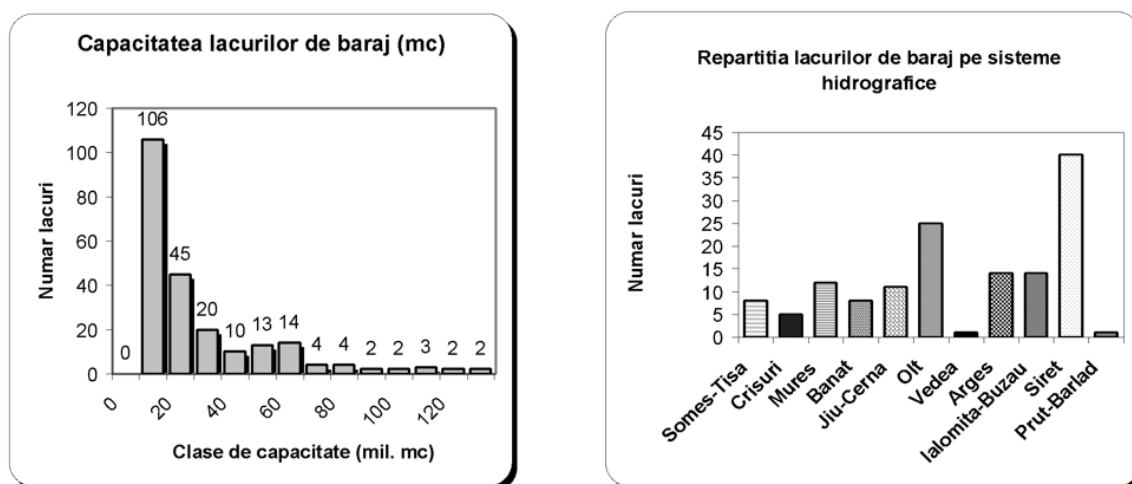


Figura 4 - Repartiția lacurilor de baraj din România
(în stânga, histograma capacității lacurilor de baraj sub 140 milioane m³; în dreapta, repartiția lacurilor de baraj pe sisteme hidrografice)

Procesele din lacuri determină o permanentă transformare a cuvetei lacustre cu tendința spre dispariție. La aceasta contribuie colmatarea lacurilor cu sedimente de origine fluvială (aluviuni), de origine autohtonă (abraziune, praf căzut la suprafața lacului, materiale organice).

Dintre factorii care contribuie cu intensitate deosebită la colmatarea lacurilor mai mici, situate în regiunile de dealuri și câmpie, se numără aluviunile fluviale. Pătrunderea acestora în lacuri se află în strânsă legătură cu debitul solid, eroziunea specifică din aria lacurilor. Lacurile se pot clasifica (J. Ujvari) după mediul de colmatare în care se află în:

- ≤ 1 t/ha/an colmatare lentă;
- $e = 1-5$ t/ha/an pericol de colmatare rapidă a lacurilor de pe firul văilor;
- $E \geq$ t/ha/an colmatare rapidă a lacurilor de pe firul văilor.

Colmatarea cea mai lentă a lacurilor se produce în regiunile de munte, unde predomină rocile rezistente la eroziune. Acest lucru poate fi observat la lacurile alpine, a căror vârstă depășește 10 000 de ani și în care grosimea sedimentelor încă nu este deosebit de mare. La extremitatea opusă se află lacurile din regiunile subcarpatice și din Podișul Moldovei, unde multe cuvete lacustre de dimensiuni mici au fost colmate uneori după o singură viitură.

Nr. crt.	Bazinul hidro-grafic	Lacul de acumulare	Volum inițial 10 ⁶ m ³	Volum colmatat		Anul începerii exploataării	Sursa
				%	10 ⁶ m ³		
1	Argeș	Vidraru	420,000	-	-	1967	Fl. Ionescu (1980)
2		Oiești	1,800	74	1,330	1967	I. Ichim <i>et al</i> (1994)
3		Cerbureni	1,620	68	1,100	1966	“
4		Curtea de Argeș	0,890	88	0,700	1972	“
5		Zigoneni	13,300	15	2,000	1973	“
6		Vilcele	40,000	62	2,500	1977	“
7		Bascov	5,400	93	5,000	1971	“
8		Pitești	4,800	85	4,000	1970	“
9		Ogrezeni	0,500	100	0,500	1967	“
10		Baciu	0,600	38	0,230	1967	“
11		Vilsan	0,200	50	0,100	1967	“
12		Cumpăna	0,260	38	0,100	1967	“
13		Budeasa	26,44	10,3		1980	D. Roșca (1987)
14	Ialomița	Paltinu	56,000	4	2,000	1972	Fl. Ionescu (1980)
15		Pucioasa	10,600	22	2,300	1974	“
16		Voila	0,500	70	0,350	1972	“
17	Olt	Săcele	18,300	1,6	0,300	1976	“
18		Vidra	340,000			1974	“
19		R. Vâlcea	19,000	33	6,300	1974	“
20		Dăești	10,800	32	3,500	1976	“
21		Riureni	7,300	14	1,000	1977	“
22		Govora	18,500	27	5,000	1975	“
23		Băbeni	59,650	8,3		1977	“
24		Străjești	202,70	3,2		1978	D. Roșca (1987)
25		Ionești		2,5		1980	“
26		Luduș	0,300	100	0,300	1964	Fl. Ionescu (1980)
27	Mureș	Mintia	5,000	74	5,700	1965	“
28		Cinciș	43,000	3,5	1,500	1969	“
29	Siret	Bucecea	14,400	12,8	1,85	1978 (evaluare pentru 1978-1986)	P. Olaru (1992)
30		Galbeni	40,000	18,9	7,500	1983 (evaluare 1984-1986)	“
31		Poiana Uzului	170,000	1,40	2,500	1975 (evaluare 1975-1986)	“
32		Iz. Muntelui	1230,000	1,3	16,000	1962	Rădoane (1983)
33		Pingărați	6,700	40	2,700	1964	Ciaglic <i>et al</i> (1973); Rădoane, 1986; 1999)
34		Vaduri	5,600	34,6		1966	Rădoane (1999)
35		Bitca Doamnei	10,000	27,2		1966	“
36		Piatra N.	12,000	3,4	0,400	1966	“
37		Racova	8,600	36	3,100	1964	P. Olaru (1992)
38		Gîrleni	5,100	37,4		1965	“
39		Lilieci	7,400	12,6		1966	“
40		Bacău	7,400	15,8	0,300	1966	“
41		Belci	12,000	50	6,000	1964 (distruș 1991)	“
42		Pușcași (r. Racova)	17,200	62,3	10,900	1973 (evaluare 1973-1998)	Gh. Purnavel (1999)
43		Antohești (r. Berheci)	0,220	40,91	0,090	1984 (evaluare 1984-1995)	“
44		Găiceana (r. Ghilăvești)	0,410	41,46	0,170	1984 (evaluare 1984-1995)	“
45		Cuibul Vulturilor (r. Tutova)	9,500	32,63	3,100	1978 (evaluare 1978-1992)	“
46		Rîpa Albastră (r. Simila)	10,600	21,13	2,240	1979 (evaluare 1979-1993)	“
47		Fitichești (r. Pereschiv)	5,500	52,60	2,890	1977 (evaluare 1977-1993)	“
48	Bahlui	Tansa	33,000	1	0,300		Pricop <i>et al</i> (1990)
49		Plopi	24,000	1	0,250		“
50		Pod Iloaiei	37,000	32,3	11,948	1964 (evaluare 1964-1975)	Zavati, Giurma (1982)
51		Cucuteni	14,000	5,43	0,761	1964 (evaluare 1965-1975)	“
52		Ezăreni	3,500	13,6	0,476	1963 (evaluare 1963-1975)	“
53		Ciubești	12,300	5,2	0,637	1963 (evaluare 1963-1975)	“
54		Chirița	7,500	13	0,100		Fl. Ionescu (1980)
		Aroneanu		19,98	0,296	1964 (evaluare 1964 – 1985)	Pricop <i>et al</i> (1990)
55	Jijia	Hălceni	3,500		0,030	1981 (evaluare 1981-1989)	Amăriucăi, Hlihor (1990)
56	Jiu	Ișalnița	5,000	92	4,600	1960	Fl. Ionescu (1980)

Figura 5 - Situația colmatării unor lacuri de acumulare din România (date pe bază de măsurători directe)

2.2. Surse de aluviuni

Poziția țării noastre într-un climat temperat-continental și prezența Carpaților sunt definitorii în distribuția și regimul proceselor geomorfologice generatoare de aluviuni și care exprimă, în cele din urmă, specificul morfodinamic al unui teritoriu, motiv pentru care s-a acordat o importanță deosebită legată de problema scurgerii de aluviuni pe bazinele hidrografice ale României. Lucrarea de referință a lui Diaconu (1971), a expus pentru prima dată o imagine globală a procesului de eroziune la nivelul teritoriului țării, de mare importanță referitor la prognoze asupra timpului de colmatare a lacurilor de baraj. Ulterior, au fost elaborate două sinteze referitoare la un tablou general al dinamicii reliefului României. Prima, avându-l ca autor pe Moțoc (1984), propune o imagine asupra întregului teritoriu al României, referitor la efluența aluviunilor în raport cu principalele tipuri de procese morfogenetice și marile trepte de relief ale țării. Cea de-a doua sinteză, elaborată de Mociornița și Brateș (1987), este o lucrare care se bazează pe întregul fond de date obținute în rețeaua națională de măsurători, pe o perioadă de peste 35 ani. După această dată nu se mai cunosc alte sinteze actualizate, decât doar reluări și interpretări ale celor menționate, cum este, de exemplu, cea din volumul Unesco, editat de Zăvoianu, Walling, Șerban (1999), ce poartă numele “Vegetation, land use and erosion processes”.

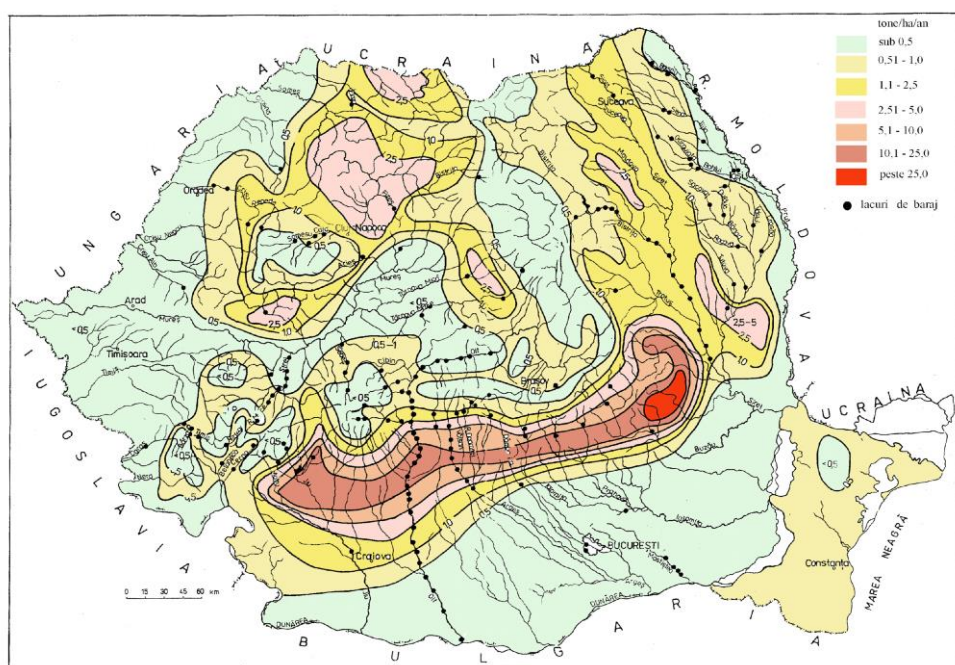


Figura 6 - Harta producției specifice de aluviuni ale teritoriului României

Doi dintre factorii de control, pe baza cărora se analizează sursele de aluviuni pentru un teritoriu larg, precum cel al României sunt: alcătuirea litologică a substratului generator de aluviuni și mărimea bazinelor hidrografice care asigură o selectare a volumelor de aluviuni

tranzitate de la aria sursă spre cea de efluență. Acești factori sunt argumentati în literatura de specialitate (de autori care au propus modele de prognoză a producției de aluviuni, precum Gregory și Walling, 1976; Burns, 1978; Janson, 1982; Zachar, 1982; De Villiers, 1985; Yiu Guo Kang, 1985 ș.a., modelul de regresie multiplă progresivă pentru evaluarea producției de aluviuni în bazine hidrografice cu suprafață sub 400 km² (Ichim și Rădoane, 1987).

2.3. Etapele procesului de colmatare

Etapele procesului de colmatare ilustrate în figura de mai jos pot fi descrise astfel:

1. În regim natural cursul de apă se caracterizează printr-o stabilitate morfologică;
2. Etapa inițială de colmatarea începe de la coada lacului, unde se depun aluviunile de fund mai grele, formând așa numitul banc întărit;
3. Prismul aluviunilor de fund avansează peste prismul format din aluviunile aflate în suspensie, extinzându-se în același timp și în zona de remuu, unde apar supraînălțări ale nivelului suprafeței libere;
4. Procesul de colmatare continuă, până când după un anumit număr de cicluri hidrologice, prismul aluviunilor în suspensie ajunge la baraj;
5. Volumul inițial al acumulării până la NNR este practic colmatat, aluviunile depunându-se parțial în zona de remuu, iar altă parte fiind descărcată în aval;
6. În etapa finală teoretică a procesului, depunerile au evoluat până la anularea funcțiilor lacului și reparația pantei inițiale (i_0).

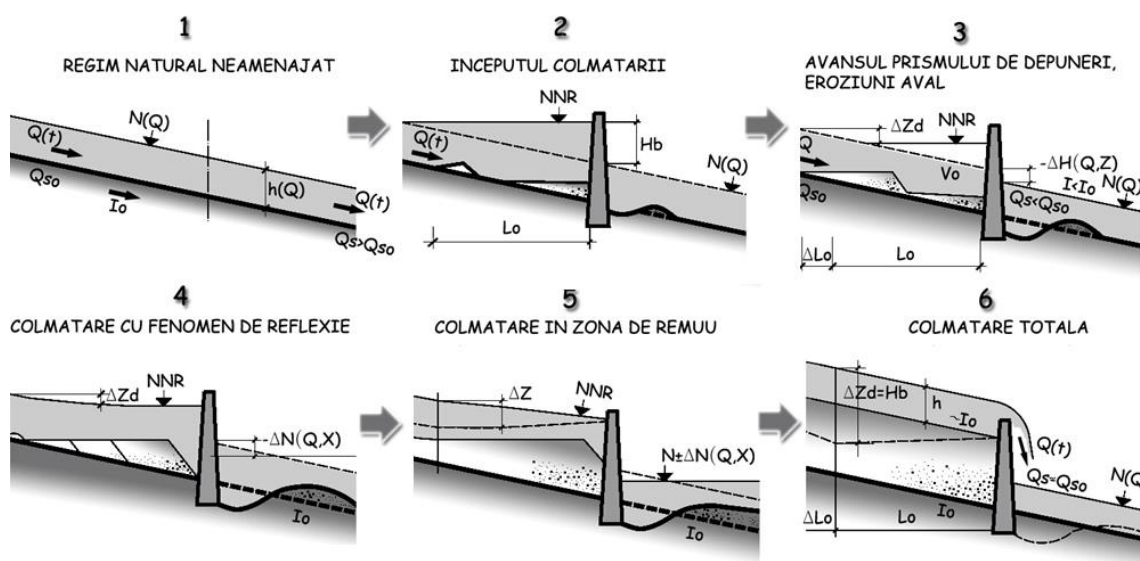


Figura 7 - Etapele procesului de colmatare

2.4. Presiunea aluviunilor asupra construcțiilor hidrotehnice

În lacurile de acumulare viteza de curgere se reduce și ca urmare aluviunile transportate în apă se depun. Cele cu granulație mare (nisipuri și pietrișuri) se depun în porțiunea amonte, iar cele mai fine, construite din argilă și măr, ajung până în fața barajului. Particulele fine sedimentate constituie o masă de material ale cărei proprietăți mecanice sunt asemănătoare cu cele ale unui lichid, cu unghiul de frecare internă aproape zero. Presiunea exercitată de aceste depuneri asupra barajului se determină cu aproximație, ea depinzând de o serie de factori ca: unghiul frecării interioare, unghiul de frecare între aluviuni și baraj, greutatea volumetrică, stare de saturație cu apă, înclinarea paramentului, panta fundului lacului etc.

Presupunând o variație liniară verticală a presiunii aluviunilor, presiunea unitară la baza unui strat de adâncime h_{al} , va fi:

$$p_{al} = \gamma'_{al} \cdot h_{al}$$

unde: $\gamma'_{al} = \gamma_{al} - \gamma \cdot (1 - n)$ – greutatea volumetrică a aluviunilor în apă;

γ_{al} – greutatea volumetrică a aluviunilor uscate;

γ – greutatea volumetrică a apei;

n – porozitatea aluviunilor.

De obicei γ_{al} avariază între 1.3 și 1.8 t/m³, iar volumul porilor între 10% și 30%. La grosimi mici ale stratului de aluviuni în raport cu înălțimea barajului, presiunile exercitate pe parament sunt reduse și în consecință se neglijează. Dacă grosimea stratului aluvionar este mare, efectul împingerii aluviunilor trebuie redus față de cel rezultat din formulă, luând în considerație unghiuri de frecare de zero, datorită efectului presiunii de deasupra.

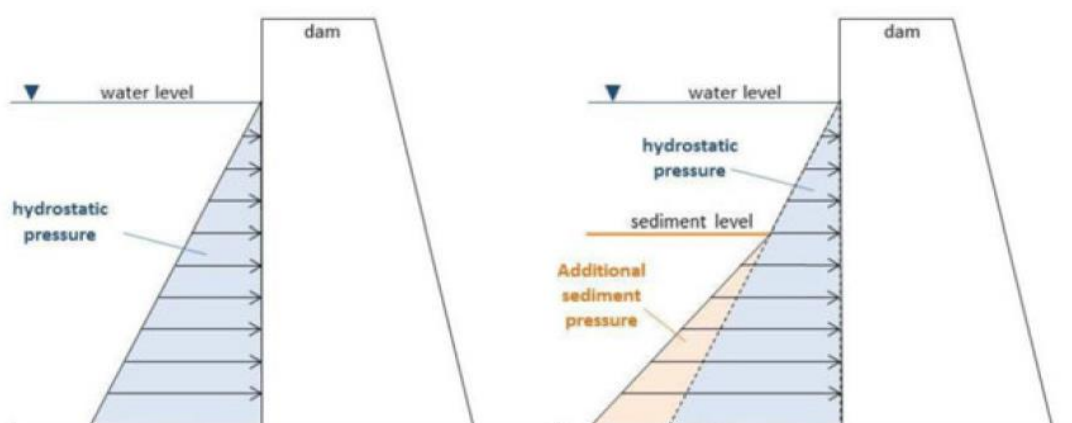


Figura 8 - Presiunea suplimentare provenită din aluviuni

3. STABILITATEA PATULUI MOBIL ÎN ZONA DE CURGERE / STOCARE A APEI

3.1. MIȘCAREA ALUVIUNILOR

3.1.1. Mecanismul general al mișcării aluviunilor

Aluviunile/sedimentele reprezintă materii solide sub formă de particule (granule) care, după desprinderea lor din scoarța terestră (patul albiei) sau de pe scoarța terestră prin acțiunea forțelor de orice natură, sub antrenarea curenților de apă care se formează la suprafața pământului.

În mișcarea aluviunilor se pot distinge trei faze:

- Fenomenul de **eroziune** care constă în dezagregarea solului în particule granulare sub acțiunea apei sau a altor agenți;
- Fenomenul de **transport**, apa servind ca mediu fluid pentru antrenarea aluviunilor;
- Fenomenul de **depunere** sau **sedimentare** a aluviunilor transportate.

În general în zonele muntoase și deluroase eroziunea este puternică și preponderentă, pe când fenomenul de sedimentare se produce la câmpie. Fenomenul de transport este însoțit de fenomenul de uzură a particulelor, ceea ce are ca urmare o micșorare a diametrului granulelor de la munte spre șes. Particulele cele mai fine sunt antrenate de apa fluviilor care se varsă în mare și formează delte și contribuie la construirea platformelor continentale. Fenomenul de eroziune și de depunere se produce și în zona construcțiilor hidrotehnice aflate în exploatare cu efecte semnificative.

Pentru studiul mișcării aluviunilor în apă se consideră materială necoezive, ale căror particule se mișcă izolat, practic independent unele de altele, între ele neexistând fenomene care să ducă la o lipire a particulelor. De asemenea, se ține seama de faptul că mișcarea în albiile de râu este turbulentă.

Mișcarea aluviunilor într-un curent de apă are loc în salturi. Într-un curentul turbulent asupra unei particule/granule de aluviuni de pe patul albiei acționează atât forțe longitudinale cât și forțe ascensionale ale căror mărimi au caracter pulsatoriu. Forțele longitudinale sunt dependente de rezistența particulelor (formă și frecare) și de distribuția vitezelor apei pe verticală. Forțele ascensionale sunt rezultante ale forțelor de presiune care acționează asupra părții inferioare și superioare ale particulelor.

Forțele de rezistență care se opun mișcării provin din greutatea proprie sub apă și din reacțiunile particulelor învecinate.

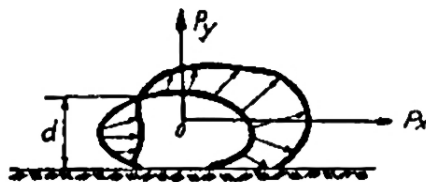


Figura 9 - Distribuția presiunilor pe o particulă solidă

Se pot distinge următoarele forme de mișcare a particulelor izolate (Gilbert):

- **mișcarea prin alunecare (a)** în care particulele sunt translatate pe fundul albiei, fără a se roti;
- **mișcarea prin rostogolire (b)** în care particulele se rostogolesc în jurul axului lor;
- **mișcarea prin salturi (c)** în cursul căreia particulele aflate inițial în repaus pe fundul albiei sunt dislocate și urmează o traiectorie curbilinie și revin la fund periodic;
- **mișcarea prin plutire (d)** în cursul căreia particulele sunt antrenate în curent de apă fără a intra în contact cu patul albiei.

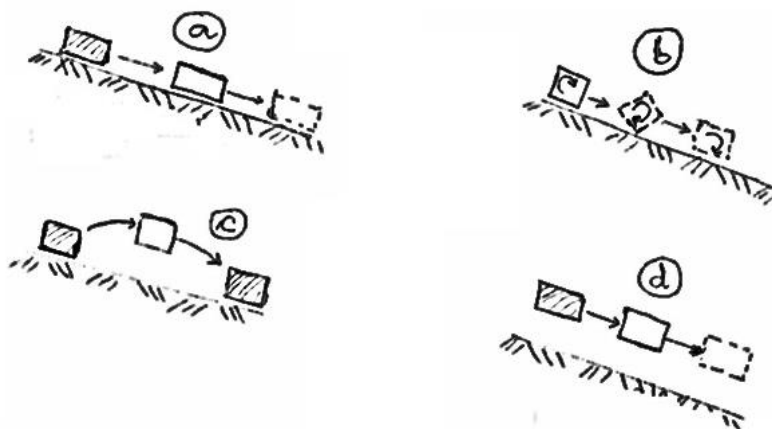


Figura 10 - Mișcarea aluviunilor

3.1.2. Eroziune și sedimentare

Eroziunea reprezintă dislocarea și transportul unor elemente din sol prin intermediul apelor curgătoare, a ghețarilor, vântului și valurilor.

O particulă este desprinsă și tinde să se miște ca urmare a acțiunii unei forțe active (în cazul mișcării apei forța hidrodinamică) și este ținută de greutatea proprie și de forțele de frecare (în cazul mișcării apei forța de frecare corespunzătoare greutății sub apă). La limită, prin egalarea forțelor ce acționează asupra unei particule și transpunerea/prezentarea lor sub formă de eforturi tangențiale pe pat, se obține efortul critic de antrenare (τ_c), căruia îi

corespunde o viteză critică de antrenare v_c . Pentru mișcarea reală (turbulentă – $Re > 2$), viteza critică de antrenare se poate determina după funcția de antrenare alui Shields astfel:

$$v_c = 0,224 \sqrt{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1\right) \cdot g \cdot d}$$

unde: ρ_s – densitatea particulei (solide);

ρ – densitatea apei;

g – accelerația gravitațională;

d - diametrul particulei;

Sedimentarea reprezintă procesul prin care particulele în suspensie transportate de apă se depun datorită gravitației. Rata de sedimentare (viteza cu care se depun particulele) a particulelor în condiții statice este dată prin legea lui Stokes:

$$V_s = \frac{g(s - 1)d^2}{18\nu}$$

unde: V_s - viteza limită pentru care are loc depunerea particulei;

g – accelerația gravitațională;

s - greutatea specifică a particulei;

d - diametrul particulei;

ν – vâscozitatea cinematică a fluidului.

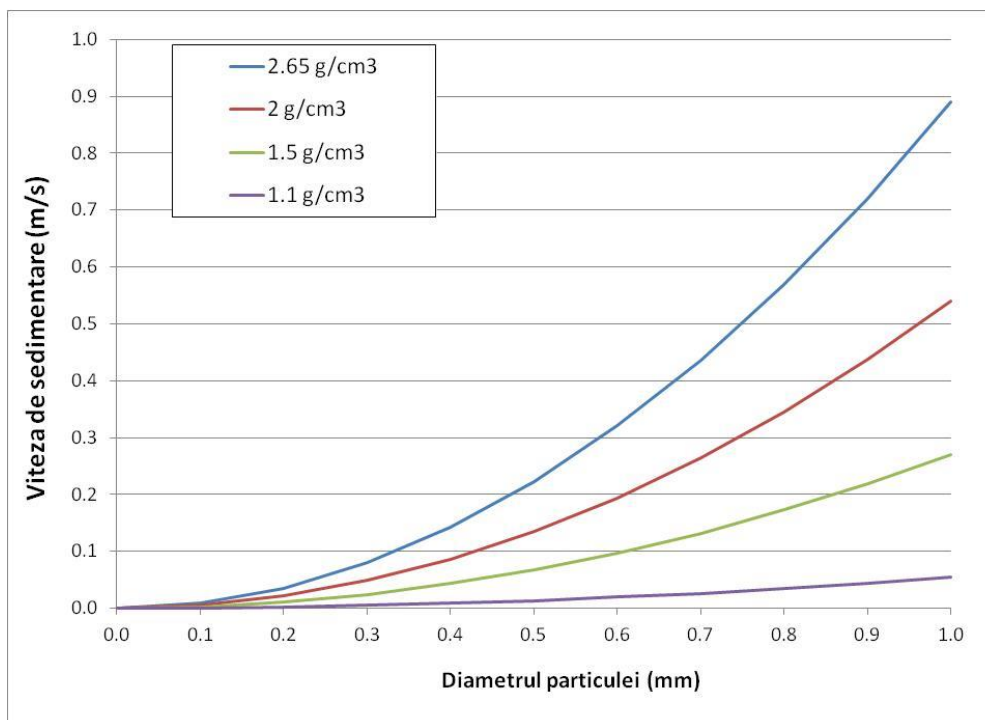


Figura 11 - Viteza de sedimentare conform legii lui Stokes
(pentru diferite tipuri de particule, având densități de 2,65 ; 2,0 ; 1,5 ; 1,1 g/cm³)

3.1.3. Caracteristicile aluviunilor

Aluviunile care formează patul albiei și cele care formează debitul solid nu sunt formate din particule omogene ci constituie un amestec de particule cu caracteristici fizice și geometrice diferite. Caracteristicile particulele aluvionare sunt:

- Dimensiunea granulelor (d)
- Forma granulelor (k_v, k_s)
- Greutatea specifică (γ_s, γ'_s)
- Viteza de cădere (w)

În funcție de mărimea granulelor, materialele aluvionare se împart în:

- argile $d > 0,005$ mm;
- prafuri $0,005 < d < 0,05$ mm;
- nisipuri $0,05 < d < 2$ mm
- pietrișuri $2 < d < 20$ mm;
- bolovănișuri $d > 20$ mm;

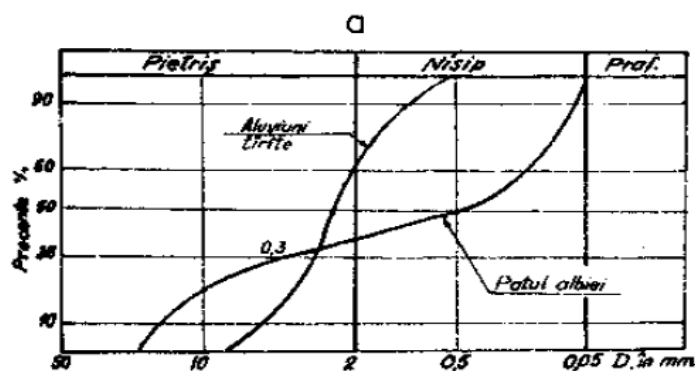


Figura 12 Curba granulometrică a aluviunilor

Dimensiunea particulelor

Dimensiunea unei particule aluvionare este exprimată prin diametrul minim al ochiului de sită prin care poate trece particula respectivă. Deoarece stratele aluvionare sunt foarte eterogene sub aspectul dimensiunii particulelor care le alcătuiesc, caracterizarea lor din acest punct de vedere se face prin curbe granulometrice. Curbele granulometrice se obțin prin analize granulometrice și sunt reprezentări grafice ale funcției $d = f(p)$.

Gradul de neuniformitate al unui strat aluvionar, sub aspectul dimensiunii particulelor care îl alcătuiesc, se exprimă printr-un coeficient de neuniformitate definit ca raportul:

$$\mu = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

- Pentru valori $\mu < (3...4)$ stratele aluvionare sunt considerate uniforme;
- Pentru valori $\mu > (3...4)$ stratele aluvionare sunt considerate neuniforme.

Forma granulelor

Forma particulelor aluvionare este neregulată și foarte variată. Forma particulelor aluvionare influențează procesul și modul lor de mișcare. Astfel, spre exemplu, o particulă lenticulară se va mișca într-un mod diferit comparativ cu o particulă cu forma colțuroasă sau cu una de forma elipsoidală. Din acest motiv s-au introdus indici de formă care permit aprecierea formei. Indicele de volum (k_v) și cel de suprafață (k_s).

Indicele de volum (k_v) reprezintă raportul:

$$k_v = \frac{v}{d^3}$$

unde: v este volumul particulei aluvionare;

d este diametrul cercului circumscris proiecției plane a particulei așezată în poziția cea mai stabilă.

Se poate observa că valoarea maximă a indicelui de volum se obține pentru o particulă de formă sferică:

$$k_v = \frac{\pi \cdot d^3}{6 \cdot d^3} = \frac{\pi}{6} = 0,524$$

Valorile indicelui de volum pentru particule aluvionare naturale sunt apropiate de valoarea 0,4.

Indicele de suprafață (k_s) este definit ca raportul:

$$k_s = \frac{s}{d^2}$$

unde: s este suprafața proiecției plane a particulei aluvionare;

d este cercul circumscris proiecției plane a particulei.

Valoarea maximă a indicelui de suprafață, dată de o particulă de formă sferică, este:

$$k_s = \frac{\pi \cdot d^2}{4 \cdot d^2} = \frac{\pi}{4} = 0,785$$

Greutatea specifică

Greutatea specifică a particulelor aluvionare (γ_s) variază în limitele (21...28) kN/m³. Greutatea specifică medie este 26 kN/m³. Greutatea specifică în stare submersată, (γ'_s) reprezintă greutatea specifică măsurată sub apă și poate fi calculată cu relația:

$$\gamma'_s = \gamma_s - \gamma$$

unde: γ este greutatea specifică a apei ($\gamma = 9,81 \text{ kN/m}^3$).

Viteza de cădere

Viteza de cădere (w) este viteza unei particule aluvionare care cade liber în apă în repaus. Ea depinde de mărimea particulei aluvionare (d) și de greutatea specifică a acesteia (γ_s).

Pentru numere **REYNOLDS**:

$$R_e > 1; R_e = \frac{w \cdot d}{\gamma}$$

Viteza de cădere este dată de relația: $w = \frac{1}{18} \cdot \frac{\gamma_s - \gamma}{\mu} \cdot d^2$;

unde: d este diametrul particulei aluvionare;

γ este coeficientul de vâscozitate cinematică;

μ este coeficientul de vâscozitate dinamică.

Viteza de cădere se utilizează în analizele granulometrice efectuate prin metoda sedimentării.

Criterii pentru aprecierea stabilității aluviunilor de fund

Începutul mișcării aluviunilor de fund poate fi apreciat cu ajutorul unuia din următoarele criterii:

- criteriul vitezei de curgere;
- criteriul efortului tangențial de antrenare;
- criteriul debitului de lichid specific.

În principal, pentru a stabili începutul mișcării aluviunilor de fund se compară valorile:

- vitezei efective de curgere (u_{ef})
- efortului tangențial de antrenare efectiv (τ_{ef})
- debitului lichid specific efectiv (q_{ef}) cu valorile:
 - ✓ vitezei critice de curgere (u_{cr})
 - ✓ efortului tangențial de antrenare critic (τ_{cr})
 - ✓ debitului lichid specific critic (q_{cr})

Valorile efective ale marimilor (u , τ , q) depind de caracteristicile curgerii:

- gradientul hidraulic (I);
- mărimea debitului lichid (Q);
- adâncimea apei în albia râului (h);

Valorile critice ale mărimilor (u , τ , q) depind de caracteristicile aluviunilor:

- dimensiunea particulelor aluvionare (d);
- greutatea specifică (γ_s sau γ'_s);
- forma particulelor aluvionare (k_v , k_s);

3.1.4. Valori ale efortului tangențial de antrenare, a vitezei de scurgere în albie și a debitului lichid specific

Efortul tangențial de antrenare efectiv

Să considerăm un sector din albia unui râu de lungime L . Forța apei prin care curentul din albie apasă asupra pereților albiei este egală cu componenta tangențială a greutății volumului de apă din albie:

$$F = G_T$$

unde: F este forța exercitată de apă asupra pereților albiei;

G_T este componenta tangențială a greutății volumului de apă din albie.

Forța F poate fi scrisă ca rezultantă a efortului tangențial de antrenare ce se exercită pe suprafața laterală a sectorului de albie:

$$F = \tau_{ef} \cdot P \cdot L$$

unde: τ_{ef} este efortul tangențial de antrenare efectiv;

P este perimetrul ud al albiei;

L este lungimea sectorului de râu considerat.

$$G_T = G \cdot \sin \alpha = \Omega \cdot L \cdot \gamma \cdot \sin \alpha$$

unde G este greutatea volumului de apă din sectorul de albie;

α este unghiul făcut de linia fundului albiei cu orizontala;

Ω este suprafața secțiunii transversale a albiei.

Prin egalarea celor două forțe F și G_T se obține:

$$\tau_{ef} \cdot P \cdot L = \Omega \cdot L \cdot \gamma \cdot \sin \alpha$$

$$\tau_{ef} = \frac{\Omega}{2} \cdot \gamma \cdot \sin \alpha = R \cdot \gamma \cdot \sin \alpha = R \cdot \gamma \cdot I$$

Viteza efectivă de curgere

Viteza efectivă de curgere poate fi determinată cu relația Chezy:

$$u_{ef} = c \cdot \sqrt{R \cdot I} = C \sqrt{h \cdot I}$$

$$c = \frac{1}{n} \cdot R^{1/6} = \frac{1}{n} \cdot h^{1/6}$$

$$u_{ef} = \frac{1}{n} \cdot h^{2/3} \cdot I^{1/2}$$

unde: n este coeficientul de rugozitate;

h și I au semnificațiile menționate anterior.

Coeficientul de rugozitate (n) poate fi determinat prin măsuratori directe sau cu ajutorul relațiilor empirice:

- Determinarea coeficientului de rugozitate (n) prin măsuratori directe

Se stabilesc dimensiunile geometrice ale albiei și panta hidraulică prin măsuratori topografice; se determină debitul lichid prin măsuratori hidrometrice apoi se calculează din relația Chezy coeficientul de rugozitate:

$$n = \frac{1}{u_{ef}} \cdot h^{2/3} \cdot I^{1/2}$$

- Determinarea coeficientului de rugozitate (n) cu ajutorul relațiilor empirice:

Relația lui CHANG:

$$n = 0,016 \cdot d_m^{1/6}$$

unde: d_m este diametrul mediu al particulelor aluvionare din albie exprimat în (mm).

Relatia ALTUNIN-BUZUNOV:

$$n = \frac{1}{21} \cdot d_r^{1/6} = \frac{1}{21} (0,75 \cdot d_{90})^{1/6}$$

unde: d_r este diametrul reprezentativ al aluviunilor (mm);

d_{90} este diametrul 90 din curba granulometrică a aluviunilor din albie.

Debitul lichidului specific efectiv

Debitul de lichid specific efectiv este determinat pornind de la relația de definire:

$$q_{ef} = \frac{Q}{B} = \frac{u_{ef} \cdot \Omega}{B} = \frac{1}{n} \cdot h^{2/3} \cdot I^{1/2} \cdot h$$

$$q_{ef} = \frac{1}{n} \cdot h^{5/3} \cdot I^{1/2}$$

Echilibrul limită al unei particule aluvionare izolate

Vom analiza echilibrul limită al unei particule aluvionare izolată așezată pe fundul unei albie în scopul determinării relațiilor de calcul pentru valorile critice ale parametrilor u_{cr} , τ_{cr} , q_{cr} .

Particula aluvionară se află sub influența următoarelor forțe:

- G greutatea particulei aluvionare;
- H_1 forța frontală a curentului de apă;
- H_2 forța de sucțiune a curentului;
- V forța ascensională datorată gradientului de presiune produs de diferența mare între viteza de curgere a apei în zona inferioară a particulei și cea din zona superioară.

Aceste forțe se pot exprima astfel:

$$H = H_1 + H_2 = k_1 \cdot \gamma \cdot \frac{u_f^2}{2 \cdot g} \cdot d^2$$

$$V = k_2 \cdot \gamma \cdot \frac{u_f^2}{2 \cdot g} \cdot d^2$$

$$G = k_3 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d^3$$

unde:

k_1, k_2, k_3 sunt indici de suprafața și de volum;

$(\gamma_s - \gamma)$ este greutatea specifică submersată;

u_f este viteza de curgere în zona de fund a albiei;

g este accelerația gravitațională;

d este diametrul particulei aluvionare.

Ipoteza de mișcare prin plutire

Ecuția de echilibru în cazul mișcării prin plutire este:

$$G = V$$

sau prin înlocuire:

$$k_3 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d^3 = k_2 \cdot \gamma \cdot \frac{u_f^2}{2 \cdot g} \cdot d^2$$

Viteza din zona fundului albiei (u_f) trebuie înlocuită cu viteza medie (u) pentru ca ulterior să avem o valoare a vitezei critice comparabilă cu valoarea vitezei efective determinate ca viteza medie din relația lui Chezy. În acest scop vom face înlocuirea:

$$u_f = \alpha \cdot u$$

unde: u este viteza medie de scurgere;

α este un coeficient de mediere ale cărui valori variază în limitele (0,5...0,8).

$$k_3 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d = k_2 \cdot \gamma \cdot \frac{\alpha^2 \cdot u^2}{2 \cdot g}$$

Ipoteza de mișcare prin târâre la fundul albiei

Ecuția de echilibru în cazul ipotezei de mișcare prin târâre este:

$$(G - V) \cdot f = H$$

unde: f este un coeficient de frecare

$$\left[k_3 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d^3 - k_2 \cdot \gamma \cdot \frac{u_f^2}{2 \cdot g} \cdot d^2 \right] \cdot f = k_1 \cdot \gamma \cdot \frac{u_f^2}{2 \cdot g} \cdot d^2$$

$$k_3 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d \cdot f = (k_1 + k_2 \cdot f) \cdot \gamma \cdot \frac{u_f^2}{2 \cdot g}$$

Printr-o procedură similară celei folosite anterior se poate obține următorul rezultat:

$$u_{cr} = a_2 \sqrt{g \cdot d}$$

$$a_2 = \frac{1}{\alpha} \sqrt{\frac{2 \cdot k_3 \cdot f}{k_1 + k_2 \cdot f} \frac{(\gamma_s - \gamma)}{\gamma}}$$

Ipoteza de mișcare prin rostogolire

Ecuția de echilibru în cazul ipotezei de mișcare prin rostogolire este o ecuație de moment. Pentru a scrie o ecuație de moment este necesar să cunoaștem:

- ✓ Poziția punctului în jurul căruia se produce rostogolirea;
- ✓ Distanța dintre punctul respectiv și punctul de aplicare al forțelor care solicită particula aluvionară.

Pentru a cunoaște elementele menționate anterior este suficient să considerăm două ipoteze suplimentare privind forma particulei aluvionare și poziția punctului în jurul căruia se produce rostogolirea.

Vom presupune astfel că particula aluvionară are o formă circulară într-o secțiune verticală și că rostogolirea se produce în jurul punctului A. Ecuția de echilibru pentru ipoteza de mișcare prin rostogolire este:

$$(G - V) \cdot \frac{d}{2} \cdot \sin\beta = H \cdot \frac{d}{2} \cdot \cos\beta$$

$$(G - V) \cdot \operatorname{tg}\beta = H$$

Aceasta ecuație are aceeași formă cu ecuația de echilibru în ipoteza mișcării prin târâre unde:

$$\operatorname{tg}\beta = f$$

Chiar și semnificația fizică a parametrului ($\operatorname{tg}\beta$) este foarte apropiată de coeficientul de frecare (f) întrucât (β) poate fi interpretat ca unghi de frecare al aluviunilor. Expresia vitezei critice în ipoteza mișcării prin rostogolire este:

$$u_{cr} = a_3 \sqrt{g \cdot d}$$

unde:

$$a_3 = \frac{1}{\alpha} \sqrt{\frac{2 \cdot k_3 \cdot \operatorname{tg}\beta}{(k_1 + k_2 \cdot \operatorname{tg}\beta)} \frac{(\gamma_s - \gamma)}{\gamma}}$$

Concluzie

Se poate ușor observa că forma generală a expresiei pentru determinarea vitezei critice este independentă de ipoteza de mișcare a particulei aluvionare. În general, ea este:

$$u_{cr} = a \sqrt{g \cdot d}$$

Coeficientul (a) are diferite forme (a_1, a_2, a_3) în funcție de ipoteza de mișcare considerată. Valoarea acestui coeficient determinată experimental variază în limitele:

$$A = (5 \dots 5,8)$$

Legea lui Airy

Pornind de la forma generală a vitezei critice, diametrul particulei aluvionare pe care apa în mișcare o poate deplasa este:

$$d = \frac{1}{g \cdot a^2} \cdot u^2$$

Greutatea acestei particule aluvionare este:

$$G = k_v \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d^3 = \frac{k_v \cdot (\gamma_s - \gamma)}{g^3 \cdot a^6} u^6$$

$$G = A \cdot u^6$$

unde A este un coeficient cu valoarea:

$$A = \frac{k_v \cdot (\gamma_s - \gamma)}{g^3 \cdot a^6}$$

Legea lui Airy arată că greutatea particulelor aluvionare pe care apa în mișcare le poate deplasa crește direct proporțional cu viteza de curgere la puterea a șasea. Asta înseamnă că o creștere mică a vitezei de curgere conduce la o creștere importantă a greutateii particulelor aluvionare deplasate de curent.

Exemplu:

- Pentru o viteză de curgere de 1 m/s greutatea particulei aluvionare deplasată de apă este G ;
- Pentru o viteză de curgere de 2 m/s greutatea particulelor deplasate este $64G$.

Legea lui Airy este valabilă pentru particule aluvionare de dimensiuni mari care satisfac condiția:

$$\frac{h}{d} \leq 10$$

Valori critice ale vitezei, efortului tangențial de antrenare și debitului lichid specific

M.A. Velicanov a stabilit valoarea vitezei critice de antrenare considerând o particulă izolată și ipoteza de mișcare prin rostogolire:

$$u_{cr} = 3,14 \cdot \sqrt{15 \cdot d_m + 0,006}$$

unde: d_m este diametrul mediu al particulelor aluvionare (m).

I.I. Levi a analizat stabilitatea unui strat aluvionar omogen considerând ipoteza de mișcare prin târâre. Forța orizontală care provoacă mișcarea este efortul tangențial de antrenare:

$$\tau = \gamma \cdot I \cdot h = \gamma \cdot \frac{I \cdot h \cdot c^2}{c^2} = \gamma \cdot \frac{u^2}{c^2}$$

deoarece: $I \cdot h \cdot c^2 = u^2$

considerând:

$$\lambda = \frac{8 \cdot g}{c^2}$$

sau

$$c^2 = \frac{8 \cdot g}{\lambda}$$

putem obține:

$$\tau = \gamma \cdot \frac{u^2}{8 \cdot g}$$

Introducând viteza de curgere la fundul albiei $u_f = \alpha \cdot u$ obținem:

$$T = \gamma \cdot \lambda \cdot \frac{u_f^2}{8 \cdot \alpha^2 \cdot g}$$

unde: c este raportul dintre suprafața pe care acționează forța ascensională și suprafața totală, greutatea stratului aluvionar este:

$$G = m \cdot d_m \cdot (\gamma_s - \gamma)$$

forța ascensională este:

$$v = k \cdot \gamma \cdot m \cdot c \cdot \frac{u_f^2}{2 \cdot g}$$

relația de echilibru limită la lunecare este:

$$(G - V) \cdot f = \tau$$

$$\left[m \cdot d_m \cdot (\gamma_s - \gamma) - k \cdot \gamma \cdot m \cdot c \cdot \frac{u_f^2}{2 \cdot g} \right] \cdot f = \gamma \cdot \lambda \cdot \frac{u_f^2}{8 \cdot \alpha^2 \cdot g}$$

viteza critică de fund este:

$$u_f \cdot cr = \sqrt{g \cdot d_m \cdot \frac{2 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot f \cdot m}{\left(\frac{\lambda}{4 \cdot \alpha^2} + k \cdot c \cdot f \cdot m\right)}}$$

în cazul în care considerăm a , viteza de fund este:

$$u_f \cdot cr = a \cdot \sqrt{g \cdot d_m} = \frac{1}{\sqrt{\lambda + k \cdot cvf \cdot m \cdot \alpha^2}}$$

S-a dovedit experimental că λ , k , α sunt funcții ale rugozității relative ale albiei ($\frac{h}{d_m}$), iar relațiile anterioare pot fi scrise:

$$u_{cr} = a \cdot \sqrt{g \cdot d_m} \cdot f \left(\frac{h}{d_m} \right)$$

Levi a stabilit experimental funcția $f(\frac{h}{d_m})$ după cum urmează:

$$\checkmark \text{ pentru } \frac{h}{d_m} > 60; u_{cr} = 3,2 \cdot \sqrt{g \cdot d_m} \cdot \log \left(\frac{h}{d_m} \right) \left(\frac{d_{max}}{d_m} \right)$$

$$\checkmark \text{ pentru } 10 < \frac{h}{d_m} < 60; u_{cr} = 1,4 \cdot \sqrt{g \cdot d_m} \left(1 + \ln \sqrt{\frac{h}{7 \cdot d_m}} \right) \cdot \left(\frac{d_{max}}{d_m} \right)$$

unde: d și h sunt exprimate în metri.

Goncearov, folosind o procedură similară a stabilității pentru straturi aluvionare foarte uniforme:

$$\checkmark \text{ pentru } d_m > 1,5 \text{ mm și } \frac{d_m}{h} \leq \frac{1}{5000}$$

$$u_{cr} = 1,4 \cdot \sqrt{g \cdot d_m} \left(\frac{d_m}{d_{max}} \right)^{\frac{1}{n}} \cdot \log \frac{12 \cdot h}{d_{90}} \text{ (m/s)}$$

unde: $n = (8 \dots 10)$, h , d sunt exprimate în (m).

$$\checkmark \text{ pentru } 0,25 \text{ mm} < d < 1,5 \text{ mm}$$

$$u_{cr} = 35 \cdot d_m^{0,25} \cdot \left[\log \left(7,5 \cdot \frac{h}{d_m} \right) - 6d_m \right] \text{ (m/s)}$$

unde: h , d sunt exprimate în (mm).

Pornind de la echilibrul limită la rostogolire și admitând o distribuție logaritmică a vitezelor în apropiere de fundul albiei, Goncearov a obținut:

$$u_{cr} \cdot a = \log \frac{8,8 \cdot h}{d_{90}} \sqrt{\frac{2 \cdot g \cdot d_m}{3,5} \cdot \frac{(\gamma_s - \gamma)}{\gamma}}$$

unde: $u_{cr} \cdot a$ este valoarea limită a vitezei de curgere care asigură stabilitatea absolută a particulelor aluvionare. Începutul mișcării particulelor aluvionare are loc pentru valori ale vitezei de fund cu aproximativ 40% mai mari. Asta înseamnă că viteza critică inițială este:

$$u_{cr} \cdot i = 1,4 \cdot u_{cr} \cdot a$$

Efortul tangențial critic de antrenare

Pornind de la ecuația de echilibru limită a unei particule izolate:

$$(G - V) = H$$

Introducând expresiile forțelor G , V , H , înlocuind viteza de fund cu viteza medie ($u_f = \alpha \cdot u$) și rearanjând termenii ecuației se obține:

$$f \cdot k_3 \cdot d^3 \cdot (\gamma_s - \gamma) = (k_1 + f \cdot k_2) \frac{u^2}{2 \cdot g} \gamma \cdot d^2 \cdot \alpha^2$$

Înmulțind și împărțind membrul drept cu 4λ rezultă:

$$f \cdot k_3 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d = \frac{4 \cdot (k_1 + f k_2)}{\lambda} \cdot \lambda \cdot \gamma \cdot \frac{u^2}{8 \cdot g} \cdot \alpha^2$$

$$\gamma \cdot \lambda \cdot \frac{u^2}{8 \cdot g} = \tau$$

$$\tau_{cr} = A \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d$$

Debit lichid specific critic

Pornind de la expresia generală a debitului lichid specific:

$$q = \frac{1}{n} \cdot I^{1/2} \cdot h^{5/3}$$

Considerând relația lui Chang pentru coeficientul de rugozitate și exprimând adâncimea apei în albie din relația efortului tangențial de antrenare critic:

$$h = \frac{\tau_{cr}}{\gamma \cdot I} = \frac{A \cdot (\gamma_s - \gamma)}{\gamma \cdot I}$$

putem obține expresia generală pentru debitul lichid specific critic:

$$q_{cr} = k \cdot \frac{d_m^{m_1}}{I^{m_2}}$$

unde: coeficientul (k) și exponenții (m_1), (m_2) au valori diferite.

3.2. Transportul sedimentelor

3.2.1. Generalități

În cazul în care valoarea forței de forfecare care acționează asupra terenului depășește valoarea critică atunci are loc transportul de sedimente (când $\tau_0 > \tau_{0,cr}$, rezultă q_s).

În concordanță cu originea materialului transportat, se face diferența după cum urmează:

- 1) Depuneri de aluviuni-originea acestora este în stratul de aluviuni, iar modul de transport este sub forma unui pat de aluviuni depinzând de mărimea particulelor din strat și de condițiile de debit.
- 2) Debit de aluviuni transportate-dimensiunea particulelor este mai mică decât cea a particulelor din stratul de aluviuni, iar sursa lor de proveniență este externă (eroziunea). Sunt transportate doar ca sarcină suspendată, mărimea lor fiind, în general, mai mică de $50 \mu m$. Sunt definite de cantitatea provenită din amonte și nu

de compoziția și proprietățile materialului din patul de aluviuni. Debitul de aluviuni este determinat, în mare parte, de eroziunea de la suprafața terenului. În funcție de mărimea particulelor materialului și a condițiilor de debit, particulele din sedimente se deplasează după cum urmează:

- pat de aluviuni: mișcarea particulelor este în contact permanent cu patul, prin rulare, alunecare sau mișcare dezordonată;
- încărcare suspendată: mișcarea particulelor în curent. Încărcătura suspendată conține o parte din depunerile de aluviuni (particule $< 50 \mu m$).

Materialele din patul de aluviuni, care compun partea grosieră sunt transportate în apropiere de albia râului. Stratul de pat este considerat ca fiind un strat în care amestecul datorat turbulențelor este atât de redus încât nu poate influența particulele sedimentate și, prin urmare, suspensia particulelor este imposibilă în stratul de aluviuni. Distanța medie parcursă de orice particulă din stratul de aluviuni (ca o serie de mișcări succesive) este o distanță constantă însumând diametrele a 100 de particule independente de starea fluxului, rata de transport și compoziția stratului din patul de aluviuni.

Încărcarea materialului din patul de aluviuni se depozitează în principal la baza lacului, aceasta fiind principala cauză a schimbărilor morfologice caracteristice râurilor aluvionare. Există o serie de formule numerice pentru a previziona transportul de aluviuni, o parte dintre ele fiind prezentate mai jos:

1) Van Rijn (1984)

Van Rijn presupune că mișcarea particulelor din aluviuni este dominată de saltul acestora, sub influența forțelor hidrodinamice și a gravitației. După 130 de studii experimentale având adâncimea apei $< 0.1 m$, numărul lui Freud < 0.9 și particulele având un diametru cuprins între 200-2000, a definit rata transportului de aluviuni după cum urmează:

$$q_b = 0,053 \cdot [(s - 1) \cdot g]^{0,5} \cdot D_{50}^{1,5} \cdot D_*^{-0,3} \cdot T^{2,1}, \text{ pentru } T < 3$$

$$q_b = 0,1 \cdot [(s - 1) \cdot g]^{0,5} \cdot D_{50}^{1,5} \cdot D_*^{-0,3} \cdot T^{2,1}, \text{ pentru } T \geq 3$$

unde T este un parametru al efortului de forfecare dat de relația:

$$T = \frac{\tau'_0 - \tau_{0.cr}}{\tau_{0.cr}}$$

în care: s - densitatea relativă;

D50 - particule cu diametrul de 50 ;

D^* - particule adimensionale;

$\tau_{0,cr}$ - moment critic al rezistenței la forfecare, [N/m²];

G - accelerația gravitațională [m/s²].

2) Meyer-Peter-Mueller (1948)

După studii experimentale pe secțiuni transversale cu dimensiuni 2x2 m, lungime de 50m, diametrul particulelor 0.4-29 mm, panta cuprinsă între 0.0004-0.02, și adâncimea apei 0.1-1.2 m, au elaborat o formulă a ratei transportului de aluviuni ca fiind:

$$q_b = 8 \cdot \sqrt{(s-1) \cdot D_m^3} \left(\mu \cdot \frac{h \cdot I}{(s-1) \cdot D_m} - 0,047 \right)^{1,5}$$

$$\mu = \left(\frac{c}{c'_{90}} \right)$$

$$c = 18 \cdot \log \left(\frac{12 \cdot h}{k_s} \right)$$

$$c'_{90} = 18 \cdot \log \left(\frac{12 \cdot h}{D_{90}} \right)$$

unde: D_m - diametrul celei mai însemnate particule [m];

μ - factor de formă sau de eficiență;

h - înălțimea apei [m];

I - gradientul energiei;

k - rugozitatea efectivă a patului;

s - densitatea relativă;

c - coeficientul lui Chezy.

În cazul în care valoarea vitezei de forfecare depășește viteza particulelor în cădere, înseamnă că acestea pot fi ridicate la un nivel la care forțele turbulente sunt egale sau chiar mai mari decât greutatea particulele imersate. Concentrația încărcării suspendate scade pe măsură ce ne apropiem de suprafața de debit, iar rata scăderii depinde de raportul dintre viteza de cădere și de valoarea vitezei de forfecare (w_s/u^*) (Van Rijn, 1993). Viteza de cădere a particulelor este un parametru important în studiul suspensiilor și al sedimentării. Viteza de cădere a particulelor este dată de relația:

$$w_s = \left[\frac{4 \cdot (s-1) \cdot g \cdot D}{3 \cdot C_D} \right]^{0,5}$$

Cd este în funcție de numărul lui Reynolds și a coeficientului de formă a particulelor. Când $Re < 1$ atunci $Cd = 24 / Re$ și atunci relația vitezei de cădere a particulelor este dată de relația:

$$w_s = \frac{(s - 1) \cdot g \cdot D^2}{18 \cdot \nu}$$

unde: ν - coeficient de vâscozitate cinematică [m^2/s].

Cel mai potrivit mod de a simula suspensia sedimentelor se face prin folosirea ecuației de Advecție-Difuzie. În ciuda acestui fapt, mai multe formule au fost dezvoltate pentru a putea exprima sarcina sedimentelor în suspensie. Acest lucru s-a datorat dificultății în calculul sedimentelor în suspensie folosind ecuația complexă de Advecție-Difuzie.

Adâcimea integrată a transportului suspensiilor este definită de Van Rijn (1993) ca produsul dintre viteza (u) și concentrația (c) de la marginea încărcării stratului de pat ($z = a$) la nivelul suprafeței apei ($z=h$) prin formula:

$$q_s = \int_a^h u c^* dz$$

Aplicarea acestei ecuații necesită informații privind profilul vitezelor, concentrației precum și o concentrație de referință cunoscută (c_a) la $z = a$.

Ecuația de bază care descrie distribuția concentrației în flux constant uniform și concentrația scazută deoarece viteza de cădere a particulelor se presupune a fi constantă se exprimă cu ajutorul relației:

$$C^* w_s + \epsilon_s \frac{dc}{dz} = 0$$

Chien (1954) aplică formula 2.10 pentru a determina parametrul z din măsurarea profilelor concentrațiilor. Valorile măsurate z ($z = w_s / \beta k u_*$) au fost comparate cu valorile măsurate ale lui z , iar rezultatele au arătat că valorile măsurate ale lui z au fost mai mici, acest lucru putând fi interpretat ca un factor mai mare ca 1.

$z = \frac{w_s}{\beta \kappa u_*}$	$\frac{u_*}{w_s} (\kappa = 0.4, \beta = 1)$	Distributia particulelor suspendate în functie de adncime
5	0.5	Particule suspendate în apropierea stratului de pat ($z < 0.1h$)
2	1.25	Particule suspendate la mijlocul adancimii ($z < 0.5h$)
1	2.5	Particule suspendate la adancimea apei
0.1	25	Particule suspendate aproape uniform în adancime

Figura 13 - Distribuția particulelor suspendate în functie de adâncime

În amestecuri ce au concentrații mari, viteza de cădere a particulelor nu este constantă, ci depinde de concentrație deoarece particulele se împiedică reciproc în timpul așezării. Van Rijn (1993) reprezintă coeficientul de amestec lichid (ϵ_f) ca fiind:

$$\epsilon_f = \kappa u_* h \frac{z}{h} \left(1 - \frac{z}{h}\right)$$

În regim inferior, difuzia particulelor sedimentate este strâns legată de coeficientul de amestec lichid (ϵ_s), după cum urmează:

$$\epsilon_s = \beta \epsilon_f$$

β este un factor ce descrie diferența în difuzarea particulelor lichidului și o particulă discretă din sediment ce se presupune a fi constantă în profunzime:

Van Rijn (1984) descrie factorul β ca fiind:

$$\beta = 1 + 2^* \left(\frac{w_s}{u_*}\right), \text{pentru } 0,1 < \frac{w_s}{u_*} < 1$$

O valoare a lui $\beta > 1$ indică o influență dominantă a forțelor centrifugale datorită căreia particulele sunt aruncate în vârtejuri concomitent cu creșterea lungimii de amestec efective deci nu este indicat să folosiți o valoare mai mare de 2.

Transportul încărcării totale. Este dificil să facem diferența între încărcarea de pat și transportul încărcării suspendate. O parte a materialului din încărcarea de pat este transportat ca încărcare suspendată, iar din această cauză există anumite formule care determină încărcarea din sedimente ca o încărcare totală. Aceasta este suma totală a încărcărilor de pat.

Totodată există și câteva formule empirice directe pentru a determina încărcarea. Unele dintre ele sunt explicate mai jos:

Engelund-Hansen (1967): Metoda se bazează pe conceptul de echilibru energetic

$$q_t = 0,05 \cdot \sqrt{g \cdot (s - 1) \cdot D_{50}^3} \left(\frac{h \cdot I}{(s - 1) \cdot D_{50}} \right)^{5/2} \cdot \frac{C^2}{g}$$

Einstein (1950), Bagnold (1966), Bijker (1971), VanRijn (1984): Încărcarea totală a particulelor poate fi obținută prin însumarea lui q_b cu încărcarea suspendată de transport.

$$q_t = q_b + q_s$$

3.2.2. Transportul sedimentelor datorat curenților de densitate

Dacă apa de o densitate stabilită se mută într-o apă cu o densitate ușor diferită, debitul poate fi înecat. Diferența de densitate depinde de temperatură, concentrația de sare sau chiar de ambele (Vanoni, 1977).

În general, greutatea specifică a “debitului afluent” este mai mare decât cea a apei din lac deoarece poartă sedimente și aceasta se transferă în stratificație. Punctul în care aflusul râului dispare sub suprafața apei din lac se numește punct de imersiune.

Fluxul de apă poartă în mare parte particule din materiale fine cum ar fi lut și nămol și se deplasează în apropierea patului, la baza barajului formând un depozit moale așa cum este evidențiat în figura de mai jos. Potrivit lui Vanoni (1977), relația dintre concentrația sedimentelor și diferența de greutate în gravitație specifică este:

$$\frac{\Delta\gamma}{\gamma} = \frac{C}{100} \cdot \left(1 - \frac{S_f}{S_s} \right)$$

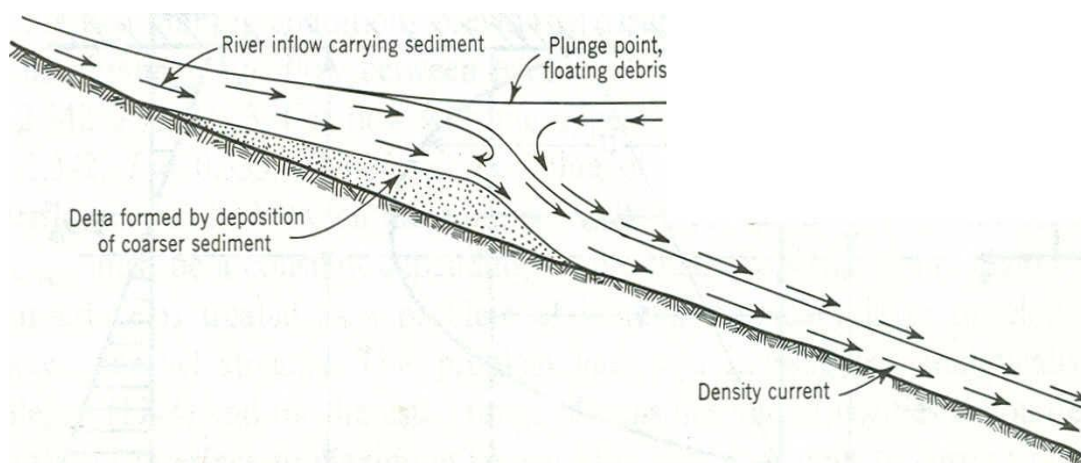


Figura 14 - Formarea depozitelor deltaice

3.2.3. Depunerea sedimentelor

Sedimentarea lacului este procesul depunerii sedimentelor într-un lac artificial după construcția barajului. Construcția barajului determină o reducere a fluxului ce produce așezarea sedimentelor transportate de către afluenți (Yonas, 2005).

Depunerea sedimentelor în rezervoare determină scăderea capacității de stocare a apei, insuficiență de navigare, pierderea beneficiilor datorate inundațiilor din aval, antrenarea în sedimente a echipamentelor hidroenergetice, blocarea porților sau a prizelor, etc (Yonas, 2005).

Sedimentarea lacului este în strânsă legătură cu rata depunerilor care depinde de forma și mărimea particulelor sedimentate, densitatea apei, viteza depunerilor W_s , timpul de staționare (raportul dintre capacitatea de stocare a lacului m^3 și debitul de descărcare m^3/s). În funcție de modul de transport, întâlnim două tipuri de depunere: depuneri aluvionare și depunerea încărcărilor în suspensie. Consecințele și tipurile de sedimentare a rezervoarelor sunt evidențiate mai jos:

Depuneri aluvionare. Particulele din depunerile aluvionare tind să se depună atunci când viteza apei curgătoare în apropierea patului se diminuează ca urmare a schimbărilor condițiilor hidraulice, viteza devenind mai mică decât viteza critică (V_{cr}). În conformitate cu Van Rijn, viteza critică este dată de relația:

$$V_{cr} = 8,5 \cdot D_{50}^{0,6} \cdot \log \left(\frac{12 \cdot h}{3 \cdot D_{90}} \right), \text{ pentru sedimente grosiere } 0.5 < D < 2.0 \text{ mm}$$

$$V_{cr} = 0,19 \cdot D_{50}^{0,1} \cdot \log \left(\frac{12 \cdot h}{3 \cdot D_{90}} \right), \text{ pentru sedimente fine } 0.1 < D < 0.5 \text{ mm}$$

Depozitarea încărcărilor în suspensie. Sedimentele în suspensie rămân în aceasta stare până la momentul când viteza lor terminală este mai mică decât cea verticală. Unele din particulele foarte mici cum ar fi cele din lut și nămol nu se pot depune datorită greutatei proprii foarte mici, dar datorită coeziunii a două sau mai multe particule sedimentate se formează flocoane ce au greutate mai mare și viteza terminală superioară fiind astfel capabile să se depună ca particule grosiere (Vanoni, 1975). Engelund (1965) furnizează următoarele criterii pentru a indica suspendarea și depunerea de particule în suspensie. Depunerea are loc atunci când viteza critică este de 0.25 ori mai mică decât viteza de depunere.

$$\frac{V_{cr}}{w_s} = 0,25$$

4. EVOLUȚIA COLMATĂRII ÎN LACURILE DE ACUMULARE EXISTENTE

4.1. Lacul de acumulare Prundu

Printre amenajările din România care sunt puternic afectate de fenomenul de colmatare se numără și lacul de acumulare Prundu situat pe cursul râului Argeș. Amenajarea hidrotehnică, cu un volum proiectat de 2.288 milioane m³, a fost dată în exploatare în anul 1971 având funcțiuni multiple: sursă de alimentare cu apă pentru industrie, prelevarea debitelor pentru irigații, producerea de energie electrică și atenuarea viiturilor.

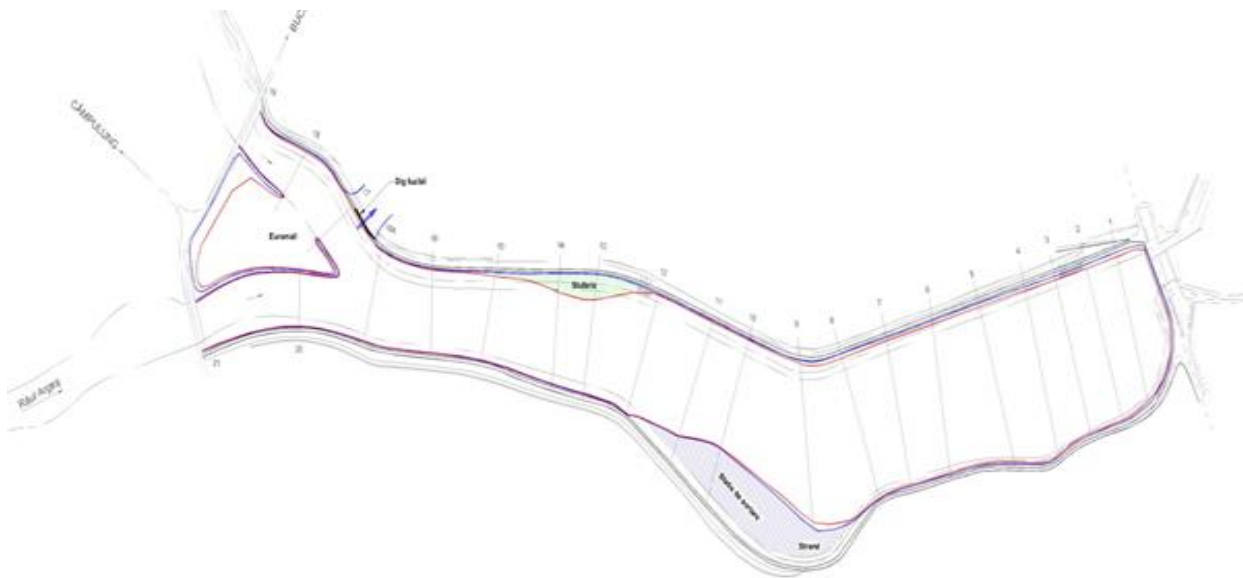


Figura 15 - Planul general al amenajării Prundu

Situat pe cursul mijlociu al râului Argeș, într-o zonă supusă erodărilor, acumularea a suferit încă de la punerea sub sarcină, în decursul perioadei de exploatare 1971-1976, de un proces puternic de colmatare care a dus la ridicare fundului lacului cu 3 - 4 m.

Conform măsurărilor topo-batimetrice efectuate de către ISPH (Institutul de Studii și Proiectări Hidroenergetice) în anul 1976 s-a constatat că lacul de acumulare s-a colmatat în perioada 1971 - 1976 în procent de cca. 87%. Având în vedere rata mare de colmatare a cuvetei lacului, pentru asigurarea funcțiilor obiectivului (apărarea împotriva inundațiilor, alimentarea cu apă a consumatorilor), s-au realizat în perioada 1978 - 1986 lucrări pentru supra-înălțarea digurilor acumularii și totodată s-au luat măsuri de dragare a cuvetei lacului. În urma observațiilor vizuale efectuate la golirea lacului, se estimează că în prezent gradul de colmatare al lacului este de 85%.

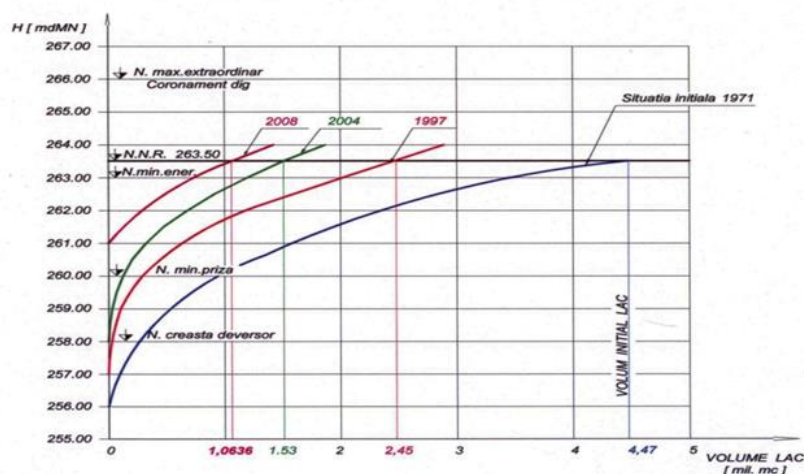


Figura 16 - Evoluția curbei de capacitate ale lacului de la punerea în funcțiune (1971)

4.2. Lacul de acumulare Pucioasa

Acumularea Pucioasa se află situată pe cursul mijlociu al râului Ialomița, în aval de confluența acestuia cu râul Ialomicioara 2 (Vest), dar în amonte de confluența cu râul Bizdidel, suprafața de bazin fiind de 436 km². Acumularea este situată în zona subcarpatică, fapt ce explică rata ridicată de colmatare a acestuia.



Figura 17 - Vedere de ansamblu a lacului de acumulare Pucioasa

Batimetria acumulării Pucioasa a fost executată în decursul mai multor ani: 1993, 1999, 2002, 2006, 2009, 2010, 2016, măsurători ce au indicat o reducere cu o treime (33%) a volumului la Nivelul Normal de Retenție, între anii 2010-2016, de la 3.31 la 2.22 mil. m³. Gradul de colmatare indică o creștere semnificativă de la 65.2%, în anul 2010, la 76.6%, în anul 2016, mai mare decât media întregului interval de 43 ani (1.78%). Cu toate că în anul 2011 lacul de acumulare a fost golit complet de apă, nu s-au putut efectua spălări de fund eficient, așa cum s-a întâmplat în timpul viiturilor din 2005-2007. Acesta este motivul principal pentru care rate de colmatare a fost în creștere.

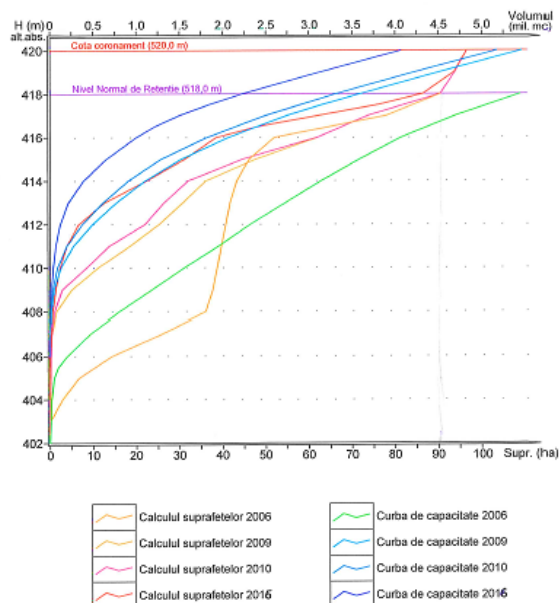


Figura 18 - Curba de capacitate și a suprafețelor acumulare Pucioasa (2006-2016)

4.3. Barajul celor Trei Defileuri (Three Gorges Dam)

Barajul Three Gorges (Barajul celor Trei Defileuri) este situat pe cursul fluviului Yangze având ca principale folosințe atenuarea viiturilor și producerea de hidroenergie. Fluviul Yangze este cel mai lung fluviu din China și pe este situat pe locul 3 în lume, având o lungime de 6390 km. Debitul mediu multianual al fluviului Yangze este de 32 000 m³/s (Dunăre 6 500 m³/s) și a condus la realizarea unei CHE cu o putere instalată de 22 500 MW (2 100 MW – Porțile de Fier 1).



Figura 19 - Barajul celor Trei Defileuri (Three Gorges Dam)

Conform analizelor cantitatea anuală de sedimente depozitate în lacul de acumulare este de aproximativ 1.64 miliarde de tone și reprezintă doar 40% din valoarea previzionată în perioada de proiectare. Studiile au evidențiat că procesul de sedimentare se produce predominant în perioadele de viituri. În iulie 2013 s-au înregistrat 103 mil. tone de sedimente, reprezentând 81% din cantitatea anuală totală, acestea fiind concentrate preponderent în perioada 11 – 16 iulie în timpul unui viituri importante. În timp viiturii menționate anterior cantitatea totală de sedimente a fost de 60.5 mil. tone, reprezentând 50% din cantitatea anuală totală. Rezultatele analizelor conform cărora procesul de sedimentare se produce într-o singură viitură oferă avantaje pentru optimizarea măsurilor de combatere a viiturilor în vederea creșterii cantității de sedimente evacuate din lacul de acumulare, respectiv a cantității depuse.

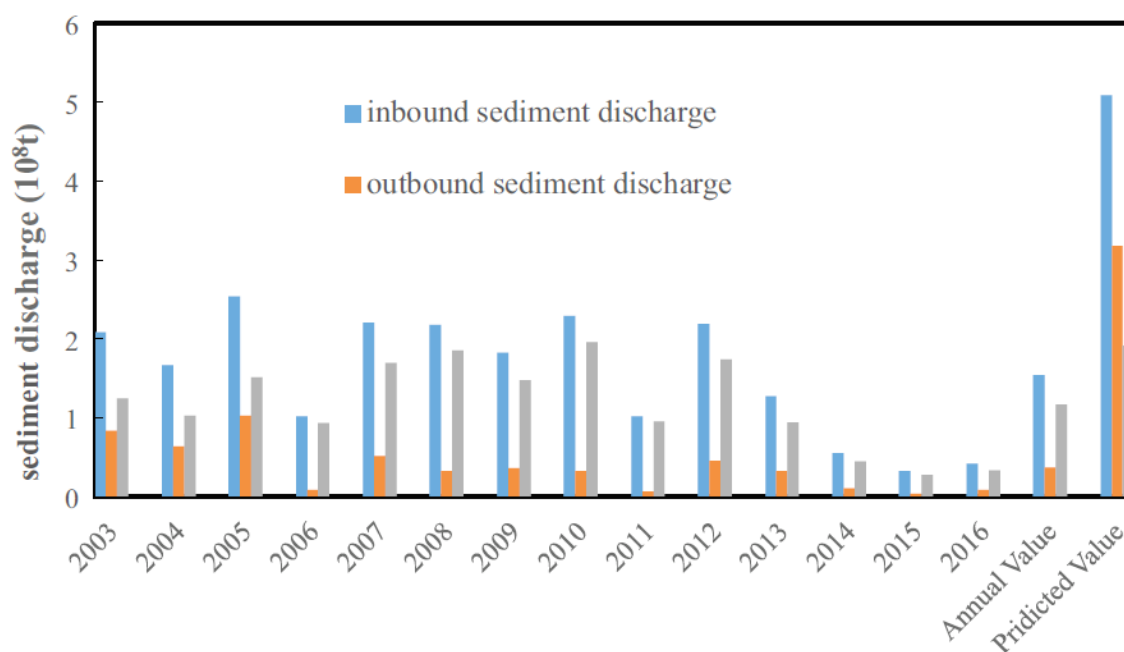


Figura 20 - Bilanțul cantității de sedimente din lacul de acumulare Three Gorges

5. BIBLIOGRAFIE

- Administrația Bazinală de Apă Argeș-Vedea (2011). *Amenajarea hidrotehnică Pitești*.
- Băloiu, V. (1971). *Gospodărirea apelor*. Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Cioc, D. (1975). *Hidraulică*. Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Dumitrescu, D., Pop, A. R. (1969). *Manualul inginerului hidrotehnician – Volumul I*. Editura Tehnică, București.
- Dumitrescu, D., Pop, A. R. (1970). *Manualul inginerului hidrotehnician – Volumul II*. Editura Tehnică, București.
- Giurma, I. (1983). *Studiul influenței bazinelor de recepție asupra procesului de colmatare din lacurile de acumulare mijlocii și mici*. Hidrotehnica.
- Giurma, I., Stănilă Al. (1988). *Contribuții la dimensionare și protecție împotriva colmatării*. Iași
- Giurma, I. (1997). *Colmatarea lacurilor de acumulare*. Ed. H*G*A*, București.
- Institutul Național de Hidrologie și Gospodărire a Apelor (2016). *Studiu batimetric acumulare Pucioasa*.
- International Committee of Large Dams (2018). *General report – Reservoir sedimentation and sustainable development*, Viena.
- Ionescu, F. (1971). *Studiul mișcării aluviunilor*. București.
- Jeleu, I. (1992). *Conferința Națiunilor Unite pentru mediu și dezvoltare, Rio de Janeiro, June 1992*. Revista Mediul Înconjurător, vol. III, nr. 4.
- Kiselev, P.G. (1988). *Îndreptar pentru calcule hidraulice*. Editura tehnică, București.
- Mateescu, C. (1963). *Hidraulică*. Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Miotiu, C., Marin, G (1999). *Regularizarea albiilor râurilor. Îndrumător de proiectare*. Ed. BREN, București.
- Miotiu, C., Marin, G (1999). *Ingineria râurilor. Regularizarea râurilor și îndiguiri*. Ed. BREN, București.
- Pietraru, V. (1970). *Calculul infiltrațiilor*. Editura Ceres, București.
- Popa, R. (1997). *Elemente de hidrodinamica râurilor*. Ed. Didactică și Pedagogică, București.
- Popovici, A. (2000). *Dams in Romania*. Romanian International Committee on Large Dams, Monitorul oficial, București
- Prișcu, R. (1974). *Construcții Hidrotehnice – Volumul I*. Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Prișcu, R. (1974). *Construcții Hidrotehnice – Volumul II*. Editura Didactică și Pedagogică, București.

- Răzvan, E. (1974). *Ecuația mișcării neuniforme a unui curent de densitate cu aplicare la prevenirea sedimentării acumulărilor*. Editura Academiei.
- Răzvan, E. (1974). *Despre sedimentarea acumulărilor*
- Stematiu, D., Păunescu D. (2003). *Slope stability of large reservoir banks. Slope instability in the Sacele dam hightening conditions*. Proc. of VIIth Benchmark Workshop on Numerical Analysis of Dams. București.
- Shi Ren, Hinge Hu, Man Zhou (2018). *Research on sedimentation and measures of sedimentation reduction in Three Gorges Reservoir*. ICOLD, Viena.
- Ujvari, I. (1972). *Geografia apelor*. Editura științifică, București.
- Vladimirescu, I. (1978). *Hidrologie*. Editura Didactică și Pedagogică, București.