

ԿԱՊԱԿՑՎԱԾ (ՀԻԳՐՈԴԻՆԱՄԻԿ) ՍԵԼԱՎԱՅԻՆ ՀՈՍԱՆՔՆԵՐԻ ԼԱՎԻՆԱՅԻՆ ՄԵԽԱՆԻԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

Պրոֆեսոր, տեխն. գիտ. դոկտոր ԳԵՈՐԳ ՏԵՐ-ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ*

Ու ե ֆ ե ր ա տ: Կապակցված սելավային հոսանքների մեխանիզմը ունի լավիանային բնույթ: Կապակցված սելավային հոսանքի զարգացման բնթացքում կարծր բաղադրիչների զրավման հետևանքով աճում է սելավային զանգվածի ծավալային կշիռը, նրա կախիչ ներգործությունը, և նոր մասնիկների գրավելու հնարավորությունը: Սելավային զանգվածի ցեխային բաղադրիչում բարձր ծակոտկենային ճնշում է առաջանում և հիդրոդինամիկ ճնշում է զարգանում. դրա հետևանքն է զինամիկ կախումը, որը զգալիորեն գերազանցում է ստատիկ կախմանը: Երբ շարժվող սելավային զանգվածը կրիտիկական վիճակի է վերածվում, սկսում են լողալ խոշոր բեկորներ և զլաքարեր: Կապակցված սելավային հոսանքի զարգացելու ժամանակ խոշոր ներառումները նստում են, որի հետևանքով սելավային զանգվածի ծավալային կշիռը լավիանաձև նվազում է. ծակոտկենային ճնշումը ու հիդրոդինամիկ ճնշումը բեկնում են և սելավը կարծրանում է:

Ըստ ՍՍՀՄ-ում կիրառվող տերմինաբանության տարրերվում են 1) աուր-բուլենտ (հոսող), կամ չկապակցված և 2) ստրուկտուրային, կամ կապակցված սելավային հոսանքներ: Այդ տերմինների մեծ մասի թերությունները բազմիցս նշվել են: Քննենք կապակցված սելավային հոսանքները:

Կապակցված սելավային հոսանքների մեխանիզմի հասկացման համար կարևոր են հետևյալ դիտումները: Կապակցված սելավային հոսանքը մեծ արագությամբ շարժվում է հունի թեք մակերևույթով. այդպիսի հոսանքը կանգ է առնում, երբ նրա հունի թեքությունը նվազում է մինչև որոշ կրիտիկական մեծություն: Սելավային հոսանքը բոլորացնում է սուր անկյան տակ գտնվող (մինչև 20°) արգելքները. եթե արգելքը տեղադրված է ավելի մեծ անկյան տակ, հոսանքն այն քանդում է: Եթե այդպիսի արգելքն ի վիճակի է առաջին հարվածին դիմադրել, ապա հոսանքը կանգ է առնում: Սելավային զանգվածները կուտակվում են կայուն արգելքի առաջ, և հետագայում շարժումը շարունակվում է այդ արգելքի վրայով: Երբ կապակցված սելավային հոսանքը կանգ է առնում, սկզբում նա ունենում է ջրիկացած մակերևույթ. հետագայում առանձին քարեր են դուրս ցցվում այդ զանգվածից: Կանգ առած կապակցված սելավային հոսանքը արագ կարծրանում է: Սակայն կարծրացման սկզբնական փուլում պնդացած կեղևի տակ կարող են գտնվել ջրիկացած զանգվածներ: Եթե կարի մոտ տեղաշարժենք այդ կեղևը, ապա նրա տակից սելավային զանգվածը կարող է թափվել:

* ՀՍՀՄ ԳԱ Արևմտադարձական դիտությունների ինստիտուտի, գեոմեխանիկայի բաժնի վարիչ:

Մեծ քանակությամբ կարծի մասնիկներ պարունակող սելավային զանգ-
լամբ զործնականորեն իր հունի վրա ոչ մի կորագացման (քայքայիչ) ներդո-
րություն չի ցուցաբերում: Կապակցված սելավային հոսանքները հեշտությամբ
մեն փոխադրում ապարի խոշոր բեկորներ, երբեմն ծավալով մեկ խորանարդ
տեսիտից ավել: Սելավները հաճախ հարստանում են հունային նստվածքներից
առատացած բեկորային նյութով: Քարաբանական և երկրաբանական զործոնները
մեծ ազդեցություն ունեն սելավների կազմավորման վրա (ապարների տեսակը
և ստրուկտուրաների դիրքը):

Կապակցված սելավային հոսանքների ամենաառեղծվածային յուրահատ-
կություններն են՝ 1) զանգվածի բարձր շարժունակությունը ցածր ($14-15\%$)
խոնավության պայմաններում, 2) մեկ խորանարդ մետրից ավել և նույնիսկ
— $4-5$ մ³ ծավալով ապարների խոշոր բեկորների և զլաքների տեղափոխման
մասնակցությունը, 3) շնչին կորագացման ազդեցությունը հունի վրա, 4) հունից
զորդու հանած բեկորներով առավելապես հարստանալու հատկությունը և
($2-5$) միանգամից կարծրանալու հատկությունը՝ վերածվելով խիտ զանգվածի ա-
ռանց տեսակավորման, բայց երբեմն մի բոռ ոչ շատ ջրի հեռացումով: Եր-
բուրդ և չորրորդ յուրահատկությունները կարծես հակասում են իրար. նույնը
վերաբերում է առաջինին և հինգերորդին:

Առաջարկված սելավների տեսություններն ի վիճակի չեն բացատրելու սե-
լավային զանգվածի վարքի այդ յուրահատկությունները, թեպետև ամենա-
համարձակ ենթադրությունների մեջ էլ պակասություն չկար սելավների կոլոի-
դալ բաղադրիչի հատուկ ուղղորդական հատկությունների վերաբերյալ այդ-
պիսի մի միտք ներառյալ, ինչպիսին է սելավների չպատկանելիությունը Արքի-
մեդի օրենքին, կամ փորձը՝ սելավների հատկությունը խոշոր բեկորների տե-
ղափոխելու սելավային զանգվածի հատուկ «ստրուկտուրայնությամբ»:

Ըստ երևույթին սելավային զանգվածի միանգամից կարծրանալու հատ-
կությունը առանց ջրի զգալի արտադրման և որոշ դեպքերում հունով շարժվե-
լու ժամանակ առատ լրացուցիչ նյութ զավթելու ու այն լողացող վիճակում տա-
նելու հատկությունը սելավների յուրաքանչյուր տեսության համար փորձաքար
են հանդիսանում: Հաշվի առնելով սելավների կողմից հունի վրա թույլ կորա-
գացման ներգործությունը, այդպիսի հարստացումը չի կարելի ըստ երևույթին
վերագրել միայն ողողման հաշվին:

Սելավների համար բնորոշ է նրանց առաջացման պարբերականությունը.
այդպես, Կովկասյան զլխավոր լեռնաշղթայի հարավային լանջում նրանք
տեղի են ունենում $10-15$ տարին մի անգամ, ուրիշ շրջանների համար բնորոշ
են 3 -ից մինչև 5 տարվա ժամանակաշրջանը:

Ֆիզիկական և քիմիական հոլմահարման պրոցեսների հետևանքով այդ
նախապատրաստական ժամանակաշրջանում սելավային օջախներում առա-
ջանում է մեծ քանակությամբ փխրուն-բեկորային և նուրբ-դիսպերս նյութ, որը
առատ թրջման հետևանքով կարող է տալ կոլոիդալ և կավոտ մասնիկներով
հարուստ ցեխանման զանգված: Դրան նպաստում են մեծ մակերևութային
հոսք շտվող և գետնի մեջ ներծծվող երկարատև մազող անձրևները: Այդպի-
սի տեղումները մի կողմից մեծ խորությամբ վրա թրջում են գրունտը, իսկ մյուս
կողմից աստիճանաբար նվազեցնում են գրունտի ներծծման ունակությունը:
Եթե այդպիսի անձրևներից հետո ուժեղ համատարափ են տեղում, ապա սելա-

վի օջախի սահմաններում ջրով հագեցած մանրահատ զանգվածը տարվում է ջրով և իջնում է լանջն ի վար:

Այդպիսի սկզբնական գրունտային զանգվածի խոնավությունը կարող է լինել հոսունության սահմանից բարձր: Համապատասխանորեն որոշվում է նրա ծավալային կշիռը: Այդպես, եթե $\omega = 120\%$ և կարծր մասնիկների ծավալային կշիռը $\gamma_s = 2,7 \text{ տ/մ}^3$, ստանում ենք գրունտային զանգվածի ծավալային կշիռը $\gamma_m = 1,39 \text{ տ/մ}^3$: Ծալաքարն ու խիճը գտնվելով այդպիսի ծավալային կշիռ ունեցող հեղուկ միջավայրում համապատասխան կախում են կրում. այդ Արքիմեդյան կախումը անվանենք ստատիկ կախում: Ստատիկ կախյալ ծավալային γ'_s կշիռը կազմում է

$$\gamma'_s = \gamma_s - \gamma_m, \quad (1)$$

որտեղ γ_m — ապարի ծավալային կշիռն է:

Եթե ընդունենք որ խոշորահատ քարային բաղադրիչի (կուպիձ, ճալաքար, գլաքար) ծավալային γ_r կշիռը հավասար է $2,3 \text{ տ/մ}^3$, ապա այդ դեպքում բեկորների ստատիկ կախյալ ծավալային կշիռը կազմում է $\gamma'_s = 2,3 - 1,39 = 0,91 \text{ տ/մ}^3$:

Դրա շնորհիվ ցեխային հոսանքի տանող ներգործությունը ավելանում է համեմատած ջրային հոսանքի հետ և շարժման մեջ մտնում են համեմատաբար խոշոր մասնիկներ: Այդ առաջացնում է հոսանքում կարծր զանգվածի աճ և, համապատասխանորեն, խոնավության նվազում: Այդպես, եթե հաջորդ փուլում գրունտային զանգվածի խոնավությունը կազմում է $\omega = 80\%$, ապա նրա ծավալային կշիռն աճում է մինչև $\gamma_m = 1,54 \text{ տ/մ}^3$, իսկ բեկորների ստատիկ կախյալ ծավալային կշիռը նվազում է մինչև $\gamma'_s = 0,76 \text{ տ/մ}^3$: Այդպիսով պրոցեսը լավինային բնույթ է կրում, և շարժման մեջ հաջորդաբար ավելի մեծ քանակով ապարներ են ներգրավվում: Սակայն միակ այս կախյալ ծավալային կշռի նվազումը բավարար չէ, որ կարծր մասնիկները լինեն կախյալ վիճակում և մի ուժի աղբյուր պետք է լինի, որը ընդունակ կլինի բարձրացնել բերուկները հոսանքում և պահել այն:

Գետահունային պրոցեսների գրավիտացիոն տեսությունը բավարար կերպով բացատրում է տուրբուլենտ սելավային հոսանքների զարգացումը, որոնք ունեն բերուկների ցածր կոնցենտրացիա: Հոսանքի տուրբուլենտությունը առաջացնում է լայնական արագությունների բարձր ակրն-թարթային արժեքներ, և որոշում նրա փոխադրողականությունը: Կախման աշխատանքը կայանում է հոսանքում բերուկների բարձրացման մեջ, որի վրա ծախսվում է տուրբուլենտ խառնման շարժման քանակի մի մասը. դա բերում է բարխման շարժումների կինետիկ էներգիայի ընդհանուր նվազման (Великанов, 1951*): Հոսանքում կարծր մասնիկները ընկնելով առաջացնում են հեղուկ զանգվածի մասնատում և տուրբուլենտության ընդհանուր նվազում. այդ իսկ պատճառով հոսանքի ընդհանուր շարժման վրա պոտենցիալ էներգիայի ավելի քիչ քանակություն է ծախսվում, որի հետևանքն է հոսանքի արագության աճը: Բերուկների որոշ սահմանային կոնցենտրացիային հասնելուց հետո տուրբուլենտությունը այնքան է նվազում, որ կոնցենտրացիայի հետագա աճը դառնում է անհնարին և հաստատվում է դինամիկ հավասարակշռություն:

* Գրականությունը տե՛ս էջ 44—45:

Այդ կարգի հարցերը արդեն հիդրոդինամիկայի բնագավառ չեն հանդիսանում, և պետք է դիտվեն մի ոչ բավականաչափ զարգացած դիտություն կողմից—սեկավային հոսանքների դինամիկայում: Այդ բնագավառում դեռ շատ քիչ բան է արված ոչ միայն տեսության նկատմամբ, այլև փորձի և բնական երևույթների դիտման վերաբերյալ, և 1946 թ. Երևանի սեկավի մանրադինոսումնասիրություններն առաջմ մնում են այդ կարգի շատ նվազ աշխատանքների թվում (Егнәзаров, 1957):

Այս տուրբուլենտ սեկավային հոսանքների ընդհանրապես լավ հայտնի մեխանիզմը բացատրում է նույնպես և կապակցված սեկավների զարգացման առաջին փուլը. այդ է տապի ընթացքում ջրային միջավայրը, դեռևս սեկավային օջախներում սկսում է հարստանալ կարծր բաղադրիչով: Սակայն, ինչպես նշված է վերևում, բերուկների սահմանային կոնցենտրացիային հասնելուց հետո տուրբուլենտությունը նվազում է և այն այլևս չի կարող դիտվել իբրև պահող ուժի աղբյուր, որն անհրաժեշտ է մասնիկների կախման և ընթացքի մեջ նոր մասնիկներ ներգրավելու համար: Մնում է ենթադրել, որ այդ կոնցենտրացիաների ժամանակ պահող ուժի նոր աղբյուր է առաջանում:

Կարծր ֆազայի բարձր պարունակություն ունեցող կապակցված սեկավային հոսանք առաջացման կարևոր նախադրյալն է նուրբ-դիսպերս նյութի առկայությունը, որը կարող է կազմել սեկավային ղանդվածի ցեխային բաղադրիչը:

Սեկավային հոսանքի ցեխային բաղադրիչի մեջ առաջանում է բարձր ծակոտկենային ճնշում, նա կազմում է $U_m = \gamma_m Z$, որտեղ γ_m ծավալային կշիռն է կապակցված սեկավային հոսանքի ցեխային բաղադրիչի, որը լցնում է ծակոտկենները խոշոր բեկորների միջև, իսկ Z դիտվող կետի խորությունը սեկավային ղանդվածի մակերևույթից: Այդ ծակոտկենային ճնշումը տվելի բարձր է, քան հիդրոստատիկ ճնշում $U_h = \gamma_w Z$, որտեղ γ_w —ջրի ծավալային կշիռն է: Հավելուրդային ծակոտկենային ճնշման՝ $U_e = U_m - U_h$ աղդեցության տակ սեկավային ղանդվածում առաջանում է ծծանցումը: Այդ ծծանցումը ուղղված է դեպի սեկավային հոսանքի ազատ մակերևույթը:

Ծծանցվող ջրի շփումը ծակոտկենների պատերին առաջացնում է հիդրոդինամիկ ճնշման զարգացումը. այն ծավալային ուժ է հանդիսանում, որը հակառակ է $j = i - \gamma_m$, որտեղ i —հիդրավիկ գրավիտան է: Վերջինս տվյալ դեպքում հավասար է հավելուրդային հիդրավիկ ճնշասւլան $\frac{U_e}{\gamma_w} = \frac{\gamma_m Z - \gamma_w Z}{\gamma_w}$

հարաբերության Z ծծանցման ուղղւն, այսինքն $i = \frac{\gamma_m - \gamma_w}{\gamma_w}$: Այստեղից գրւտնում ենք

$$j = \gamma_m - \gamma_w \quad (2)$$

այսինքն հիդրոդինամիկ ճնշումը հավասար է սեկավային ղանդվածի ցեխային բաղադրիչի և ջրի ծավալային կշռի տարբերությանը:

Շարժվող սեկավային ղանդվածի ցեխային բաղադրիչում գտնվող ապարի խոշոր ներառումների վրա ազդում է ներքև ուղղված γ_s ստատիկ կախյալ ծավալային կշիռը, որը համապատասխանում է ջրի ստատիկ վիճակին և վերև ուղղված j հիդրոդինամիկ ճնշմանը, որը առաջացել է ջրի ծծանցման հետևանքով: Նշելով այդպես առաջացած դինամիկ կախյալ ծավալային կշիռը γ_d ունենք՝

$\gamma_d' = \gamma_s' - j$ կամ, հաշվի առնելով (1) և (2) հավասարումները, ստանում ենք

$$\gamma_d' = \gamma_r' - 2\gamma_m' + \gamma_w' \quad (3)$$

Գինամիկ կախումը զգալիորեն զերայանցում է ստատիկին: Այդպես, սեւավային զանգվածի $\omega = 120\%$ խոնավություն ունեցող ցեխային բաղադրիչի դեպքում քարային բաղադրիչի ստատիկ կախյալ կշիռը կազմում է $\gamma_s' = 0,91 \text{ տ/մ}^3$ (տես վերևը), իսկ գինամիկը, ըստ (3) հավասարման հավասար է $\gamma_d' = 2,3 - 2,1,39 + 1,0 = 0,52 \text{ տ/մ}^3$, այսինքն կազմում է 57% ստատիկից: Նմանապես, $\omega = 80\%$ խոնավության դեպքում ունենք՝ $\gamma_s' = 0,76 \text{ տ/մ}^3$, իսկ $\gamma_d' = 0,22 \text{ տ/մ}^3$, այսինքն կազմում է միայն 29% ստատիկից: Այսպիսով, գինամիկ կախյալ ծավալային կշռի նվազումը կատարվում է շատ ավելի արագ, քան ստատիկի:

Կրիտիկական վիճակը համապատասխանում է այն դեպքին, երբ ներքև ուղղված կախյալ ծավալային կշիռը հավասարակշռում է վերև ուղղված հիդրոգինամիկ ճնշման, այսինքն երբ $\gamma_d' = 0$: Այդ դեպքի համար (3) հավասարումից ստանում ենք

$$\gamma_m' = \frac{\gamma_r' + \gamma_w'}{2} \quad (4)$$

այսինքն սեւավային զանգվածի ցեխային բաղադրիչի կրիտիկական ծավալային կշիռը կազմում է քարային բաղադրիչի և ջրի ծավալային կշիռների կիսագումարը: Երբ ցեխային բաղադրիչի ծավալային կշիռը հասնում է այդ արժեքին, սեւավային զանգվածը հնարավորություն է ստանում առավելագույն շափով հարստանալու կարծր նյութով և այդ պահից կախյալ վիճակում: Այդ կախումը կատարվում է արդեն ոչ թե հոսանքի տուրբուլենտության հաշվին, որը այդ կոնցենտրացիաների ժամանակ զործնականորեն բացակայում է, այլ հիդրոգինամիկ ճնշման հաշվին, որը այդ կոնցենտրացիաների ժամանակ ուժեղ աճում է:

Ըստ ասածի, կարելի է կապակցված սեւավային հոսանքներն անվանել «հիդրոգինամիկ սեւավային հոսանքներ»: Այդ տերմինը լավ է համահարաբերակցում սեւավային հոսանքների մի ուրիշ խմբի համար ընդունված «տուրբուլենտ» անվանումով: Այդ դեպքում սեւավային հոսանքների դասավորման հիմքի մեջ կզրվի միասնական սկզբունք ըստ այն ֆիզիկական գործոնի բնույթի, որն առաջացնում է կարծր բաղադրիչի կախում:

Քարային բաղադրիչի γ_r' ծավալային կշիռը տատանվում է համեմատաբար նեղ սահմաններում, կախված լեռնային ապարի տեսակից և նրա ծակոտկենությունից. լեռնային ապարների շատ տեսակների համար (հողմահարված գրունտներ, կավային թերթաքարեր և այլն) $\gamma_r' = 2,2 - 2,4 \text{ տ/մ}^3$: Այստեղից գտնում ենք (4 հավասարումից) սեւավային զանգվածի ցեխային բաղադրիչի ծավալային կշիռի կրիտիկական արժեքը. այն հավասար է $\gamma_c = 1,6 - 1,7 \text{ տ/մ}^3$, այսինքն հավասար է տուրբուլենտ սեւավային հոսանքների ծավալային կշռի սահմանային արժեքին*:

* Ոչ կապակցված (տուրբուլենտ) և կապակցված (հիդրոգինամիկ) սեւավային հոսանքների մեխանիզմի տարբերության շափանիչի և նրանց բաժանող շեմի ֆիզիկական բնույթի մասին հակիրճ հաղորդագրությունը հրատարակվել է ոչ վաղուց՝ մի այլ աշխատության մեջ (Тер-Степанян, 1968):

Այսպիսով պարզ է դառնում ապարների խոշոր բեկորներ տեղափոխելու հիդրոդինամիկ սելավային հոսանքների ունակությունը. ըստ էության այստեղ սելավային հոսանքի փոխադրողականության տեսակետից այդ բեկորների շափերի սահման գոյություն չունի և տեղափոխվող բեկորների իրական շափերը պետք է կախված լինեն միայն սելավային հոսանքի երկրաշափական շափերից (նրա խորությունից), քանի որ սելավային զանգվածում լողացող բեկորը պետք է լրիվ սուզված լինի զանգվածի մեջ, որ նա կարողանա ստանալ լրիվ կախումը. այդ պայմանը հայտնի է ամեն մի լողացող առարկայի համար:

Դիտենք հիդրոդինամիկ սելավային հոսանքի կորագացման ունակության հարցը: Դա որոշվում է այն սահմանի դիմադրությունից, որը զարգանում է սելավային զանգվածի և հոսանքի հունի կոնտակտի վրա: Էֆեկտիվ լարումների միջոցով արտահայտված τ սահմանի դիմադրությունը ըստ Կուլոն-Տերցագիի բանաձևի կազմում է

$$\tau = c' + \sigma' \lg \tau', \quad (5)$$

որ c' և σ' — սահմանի դիմադրության պարամետրերն են:

Էֆեկտիվ σ' լարումները Z խորության վրա որոշվում են $\sigma' = \gamma' Z$ արտահայտությունից, որ γ' — կախյալ ծավալային կշիռն է: Սելավային շարժվող զանգվածի համար γ' արժեքը անհրաժեշտ է ընդունել հավասար γ'_d դինամիկ կախյալ ծավալային կշիռն: Վերևում ցույց է տված, որ այդ մեծությունը սելավի կարծր բաղադրիչով հարստանալու շափով արագ ընկնում է, իսկ սելավային զանգվածի կրիտիկական վիճակում $\gamma'_d = 0$. այստեղից $\gamma' = 0$:

Այսպիսով, կրիտիկական վիճակում գտնվող սելավային շարժվող զանգվածի համար (5) հավասարությունում միայն առաջին անդամն է մնում, որը արտահայտում է էֆեկտիվ կցումը: Այդ մեծությունն էլ շատ փոքր է: Ուստի պարզ է, որ սելավային հոսանքները դործնականապես կորագացնող ներգործություն իրենց հունի վրա չպետք է ցուցաբերեն:

Նկարագրած մեխանիզմը թույլ է տալիս հեշտությամբ հասկանալ հիդրոդինամիկ սելավային հոսանքի մի ուրիշ յուրահատկությունը ևս՝ շնայած սելավների շնչին կորագացման ունակությանը առավելագույն չափով հարստանալու իրենց հունից դուրս հանած բեկորային նյութով:

Խոշորաբեկոր նյութից կազմված սելավի հունով շարժման ժամանակ հունային նստվածքներում գտնվող ծակոտկենային ջրում կամ այնտեղ սելավային զանգվածից ընկնող ջրում բարձր ծակոտկենային ձնշում է զարգանում. դա սելավային զանգվածից փոխանցվում է այդ ջրին՝ պարզապես հիդրոստատիկայի օրենքներին համաձայն:

Եթե սելավային զանգվածը կրիտիկական վիճակումն է գտնվում, ապա այստեղ առաջացող հիդրոդինամիկ ձնշումը հունից վեր է հորում ապարի բեկորներ և նրանց փոխադրում է կախյալ վիճակը հենց նույն ձևով, որով նա ի վիճակի է բարձրացնելու և տեղափոխելու առանձին քարեր, որոնք ընկնում են սելավի շարժման ճանապարհին:

Սելավի կողմից գետահունի նստվածքները զավթելու համար անհրաժեշտ նախադրյալն է վեր ուղղված հիդրոդինամիկ ձնշումը: Այստեղից պարզ է, որ այդպիսի զավթում միայն հունի այն տեղամասերում կարող է կատարվել, որտեղ ջրաթափանցելի հունային նստվածքների տակ անթափանցելի կամ թույլ թափանցելի հատակն է, որը թույլ չի տալիս կատարվելու գեպի ներքև

ուղղված ցամաքուրդում: Եթե այդ նստվածքները մինչև սելավի անցումը չոր էին, հիդրոգինամիկ սելավային հոսանքի կողմից գետահունային նստվածքներ զավթելու համար որոշ ժամանակ է անհրաժեշտ, որի ընթացքում սելավային զանգվածից այդ նստվածքների մեջ ջուրն է թափանցում և նրանց մեջ ծակոտ-կենային ճնշումն է զարգանում:

Մնում է վերջապես քննելու հիդրոգինամիկ սելավային հոսանքների վերջին յուրահատկությունը՝ միանգամից կարծրանալու առանց տեսակավորման և համարյա առանց ջրի արտադրման:

Երբ սելավային զանգվածը դուրս է գալիս փոքրաթեք հարթություն, որի թեքության անկյունը ցածր է սելավային զանգվածի մածուցիկությունով և ստացված շարժման ինեքցիայով բնորոշվող կրիտիկական անկյունից, հոսանքը կանգ է առնում: Կապերը կոնտակտի կետերում ուժեղանում են նույնիսկ սելավի փոքր կարծրանալու դեպքում, քանի որ նրան դասող բեկորները կոշտ կարկաս են կազմում և նա ընդհանրապես կոնսերվատիվ ստրուկտուրա ունի:

Այդ կապերի ամրացման պրոցեսը պահանջում է ջրի համեմատաբար փոքր հեռացում: Վերջինս իրագործվում է հավելուրդային և ծակոտկենային ճնշման ազդեցության տակ, որը որոշվում է ծակոտկենային ջրում U_m իրական և U_n հիդրոստատիկ ճնշումների տարբերությունից: Այս հավելուրդային ծակոտկենային ճնշումը ի վիճակի է կարճ ժամանակամիջոցում համեմատաբար թափանցիկ սելավային զանգվածից հավելուրդ ջուրը հեռացնելու և դրանով առաջացնելու նրա կարծրացումը:

Տարբեր տիպի վանդակավոր սելավաորսիչների և ցամաքուրդների էֆեկտիվությունը (Strelle, 1950; Херхеулидзе, 1968), որոնց շնորհիվ կարծր ներառուկները լավինաձև դուրս են թափվում նկարագրած հիդրոգինամիկ սելավների մեխանիզմի վավերացումն է:

ԵԶՐԱԿԱՑՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐ

1. Կապակցված կամ հիդրոգինամիկ սելավային հոսանքներն ունեն լավինային բնույթ. նրանց առաջացման կամ հանգման պրոցեսը ձգտում է պահպանել իր զարգացման ուղղությունը, եթե արտաքին պատճառներն այն չեն փոխում:

2. Գոյություն ունի տուրբուլենտ և հիդրոգինամիկ սելավային հոսանքների մեխանիզմների մեջ սկզբունքային տարբերություն: Եթե սելավային օջախներում գտնվող հողմահարված զանգվածները աղքատ են կոլոիդալ և կավային մասնիկներով, ապա բերուկների սահմանային կոնցենտրացիան որոշվում է հոսանքի տուրբուլենտությամբ և միայն տուրբուլենտ սելավային հոսանքները կարող են զարգանալ (նախակրիտիկական վիճակ):

Եթե հողմահարված զանգվածները հարուստ են այդպիսի մասնիկներով, ապա սկզբում հոսանքի հարստացումը կատարվում է ի հաշիվ նրա տուրբուլենտության (զարգացման տուրբուլենտ փուլ): Երբ կոնցենտրացիան աճում է և զանգվածը մոտենում է կրիտիկական վիճակի, տուրբուլենտության էֆեկտը մարում է, բայց հոսքի գծի ուղղությամբ հիդրոգինամիկ ճնշում է առաջանում: Երբ սելավը հոսում է անջրաթափանց կամ թույլ ջրաթափանցիկ հունով, հիդրոգինամիկ ճնշումը վեր է ուղղված և ի վիճակի է բերուկների մեծ բանակը պահել կախյալ վիճակում (զարգացման հիդրոգինամիկ փուլ):

3. Հիդրոդինամիկ սելավների հետ պայքարի էֆեկտիվ եղանակն է հանդիսանում հոսանքի հունում ջրաթափանց տեղամասերի ստեղծումը հիդրոդինամիկ ճնշումը ներքև ուղղելու համար, և վանդակավոր արգելքների կառուցումը սելավների շարժման դադարեցման համար. այդ տեղամասերում կառաջանա բերուկների լավինաձև ներքև թափում հոսանքից:

4. Հիդրոդինամիկ սելավային հոսանքների նկարագրված մեխանիզմը բացատրում է բնության այդ երևույթի տարբեր բարդ կողմերը և թույլ է տալիս ներկայացնելու ուժերի խաղը, որոնք առաջացնում են լեռնային լանջերում կատարվող ամենակործանիչ պրոցեսներից մեկի ահավոր երևակում:

О ЛАВИННОМ МЕХАНИЗМЕ СВЯЗНЫХ (ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ) СЕЛЕЙ

Профессор, доктор техн. наук Г. И. ТЕР-СТЕПАНЯН*

Р е ф е р а т. Механизм связанных селевых потоков имеет лавинный характер. В процессе развития связанного селевого потока, по мере захвата им твердых составляющих, увеличиваются объемный вес селевой массы, ее взвешивающее действие и возможность захвата новых частиц. В грязевой составляющей селевой массы возникает высокое поровое давление и развивается гидродинамическое давление; это приводит к динамическому взвешиванию, которое существенно превышает статическое. При переходе движущейся селевой массы в критическое состояние всплывают крупные обломки и валуны. При остановке связанного селевого потока крупные включения оседают, что приводит к лавинному уменьшению объемного веса грязевой составляющей селевой массы. Это ведет к падению порового и гидродинамического давлений, вследствие чего селе застывает.

Согласно применяемой в СССР терминологии, различаются: 1) турбулентные (текучие), или несвязные, и 2) структурные, или связанные, селевые потоки. Недостатки большей части этих терминов уже неоднократно отмечались. Рассмотрим связанные селевые потоки.

Для понимания механизма связанных селевых потоков важны следующие наблюдения. Связный селевой поток с большой скоростью движется по наклонной поверхности ложа; при уменьшении уклона ложа до некоторой критической величины такой поток останавливается. Селевой поток огибает препятствия, расположенные под острым углом (до 20°); если препятствие расположено под большим углом, то поток его разрушает. Если такое препятствие способно сопротивляться первому натиску, то поток останавливается. Селевые массы накаплиются перед прочным препятствием и в дальнейшем переваливаются через него, продолжая движение по своему ложу. Когда связный селевой поток останавливается, то вначале его поверхность представляет собой разжиженную массу; в дальнейшем из этой массы начинают выступать отдельные камни. Остановившийся связный селевой поток быстро за-

* Зав. отделом геомеханики Института геологических наук АН Арм. ССР.

твердевает. Однако в начальной фазе затвердевания под застывшей коркой могут находиться разжиженные массы; если сместить эту корку в области краев селевого языка, то из его тела может хлынуть селевая масса.

Селевая масса, содержащая большое количество твердых составляющих, практически не оказывает коррадирующего действия на свое ложе. Связные селевые потоки легко переносят крупные обломки породы, иногда объемом свыше одного кубометра. Сели часто обогащаются обломочным материалом, получаемым из русловых отложений. На формирование селей большое влияние оказывают литологические и геологические факторы (типы пород, положение структур).

Самыми загадочными особенностями связанных селевых потоков являются следующие: 1) высокая подвижность при низкой влажности массы, измеряемой величинами порядка 14—15%; 2) способность переносить крупные обломки породы и валуны объемом свыше одного и даже до 4—5 кубометров; 3) ничтожное коррадирующее воздействие на русло; 4) способность предельно обогащаться обломками, извлекаемыми из своего ложа, и 5) способность быстро застывать, превращаясь в плотный массив без сортировки, но иногда с некоторым небольшим выделением воды. Третья и четвертая особенности селей, казалось бы, противоречат друг другу; то же относится к первой и пятой.

Существующие теории селей не в состоянии объяснить эти особенности поведения селевой массы, хотя не было недостатка в самых смелых предположениях об особых реологических свойствах коллоидной составляющей селя, вплоть до мысли о неподчинении селей закону Архимеда и попытки объяснять способность селей переносить крупные обломки особой «структурностью» селевой массы.

По-видимому, способность селевой массы быстро застывать без заметного выделения воды и способность в некоторых случаях захватывать обильный дополнительный материал при продвижении по руслу и переносить его в плавучем состоянии являются пробным камнем любой теории селей. Учитывая слабое коррадирующее воздействие селей на русло, отнести такое обогащение только за счет размыва, очевидно, нельзя.

Для селей характерна известная периодичность их образования; так, на южном склоне Главного Кавказского хребта они происходят один раз в 10—15 лет, для других районов характерны периоды в 3—5 лет.

В селевых очагах в течение этого подготовительного периода, в результате процессов физического и химического выветривания, образуется большое количество рыхло-обломочного и тонкодисперсного материала; способного при обильном увлажнении дать богатую коллоидальными и глинистыми частицами грязеподобную массу. Этому содействуют длительные обложные дожди, которые не дают большого поверхностного стока и впитываются в грунт. Такие дожди, с одной стороны, ведут к промачиванию грунта на большую глубину, а с дру-

гой—постепенно уменьшают впитывающую способность грунта. Если к концу таких дождей выпадает сильный ливень, то пропитанная водой мелкозернистая масса в пределах селевого очага увлекается водными струями и смещается вниз по склону.

Влажность такой первоначальной грунтовой массы может быть высокой, выше предела текучести; соответственно определяется ее объемный вес. Так, при $w=120\%$ и объемном весе твердых частиц $\gamma_s=2,7 \text{ т/м}^3$ получаем объемный вес грунтовой массы $\gamma_m=1,39 \text{ т/м}^3$. Гравий и щебень, оказавшиеся в жидкой среде с таким объемным весом, испытывают соответствующее взвешивание; назовем это архимедово взвешивание статическим взвешиванием. Статический взвешенный объемный вес γ'_s составляет

$$\gamma'_s = \gamma_r - \gamma_m, \quad (1)$$

где γ_r —объемный вес породы.

Если принять, что объемный вес крупнозернистой каменной составляющей (гравий, галька, валуны) γ_r равен $2,3 \text{ т/м}^3$, то статический взвешенный объемный вес обломков составляет в этом случае $\gamma'_s = 2,3 - 1,39 = 0,91 \text{ т/м}^3$.

Увлекающее действие грязевого потока, благодаря этому, увеличивается по сравнению с водным потоком, и в движение вступают относительно крупные частицы. Это ведет к увеличению твердой массы в потоке и соответственно к уменьшению влажности. Так, если в следующей стадии влажность грунтовой массы составляет $w=80\%$, то ее объемный вес увеличивается до $\gamma_m=1,54 \text{ т/м}^3$, а статический взвешенный объемный вес обломков уменьшается до $\gamma'_s=0,76 \text{ т/м}^3$. Таким образом, процесс носит лавинный характер, и в движение последовательно вовлекается все большее количество пород. Однако одного этого уменьшения взвешенного объемного веса недостаточно для того, чтобы твердые частицы оказались во взвешенном состоянии, и должен существовать источник силы, способной поднять наносы в потоке и поддерживать их.

Гравитационная теория русловых процессов удовлетворительно объясняет развитие турбулентных селевых потоков, обладающих сравнительно низкой концентрацией наносов. Турбулентность потока вызывает высокие мгновенные значения поперечных скоростей и определяет собой его транспортирующую способность. Работа взвешивания заключается в подъеме наносов в потоке, на что расходуется часть количества движения турбулентного перемешивания; это ведет к общему уменьшению кинетической энергии пульсационных движений (Великанов, 1955*). Твердые частицы, падая в потоке, вызывают дробление жидких масс и уменьшение турбулентности; поэтому на общее движение потока расходуется меньшее количество потенциальной энергии, следствием чего является увеличение скорости потока. При достижении некоторой предельной концентрации наносов турбулентность настолько падает,

* Литературу см. на стр. 44—45.

что дальнейшее увеличение концентрации делается невозможным и устанавливается динамическое равновесие.

Вопросы этого рода уже не являются областью гидродинамики, а должны рассматриваться в пока еще недостаточно разработанной науке—динамике селевых потоков. Здесь еще мало сделано не только в теоретической области, но и в отношении эксперимента и наблюдений природных явлений, и детальные исследования Ереванского селя 1946 г. остаются пока в числе очень немногих работ этого рода (Егнazarов, 1957).

Описанный, в общем хорошо известный, механизм турбулентных селевых потоков объясняет также и первый этап развития связанных селей; в течение этого этапа водная среда еще в селевых очагах начинает обогащаться твердой составляющей. Однако, как указывалось выше, по достижении предельной концентрации наносов турбулентность ослабевает и она уже не может рассматриваться как источник поддерживающей силы, необходимой для взвешивания частиц и вовлечения в процесс новых твердых масс. Остается предположить, что при этих концентрациях может появиться новый источник поддерживающей силы.

Важной предпосылкой образования связанного селевого потока с высоким содержанием твердой фазы является наличие тонкодисперсного материала, способного образовать грязевую составляющую его массы.

В грязевой составляющей селевой массы возникает высокое поровое давление; оно равняется $u_m = \gamma_m z$, где γ_m —объемный вес грязевой составляющей связанного потока, заполняющей пустоты между крупными обломками, и z —глубина рассматриваемой точки от поверхности селевой массы. Это поровое давление выше гидростатического давления $u_h = \gamma_w z$, где γ_w —объемный вес воды. В селевой массе возникает фильтрация под действием избыточного порового давления $u_e = u_m - u_h$. Эта фильтрация направлена к свободной поверхности селевого потока.

Трение фильтрующейся воды о стенки пор вызывает развитие гидродинамического давления; оно представляет собой объемную силу j , равную $j = i \gamma_w$, где i —гидравлический градиент. Последний в данном случае равен отношению избыточного гидравлического напора

$$\frac{u_e}{\gamma_w} = \frac{\gamma_m z - \gamma_w z}{\gamma_w} \text{ к длине фильтрационного пути } z, \text{ т. е. } i = \frac{\gamma_m - \gamma_w}{\gamma_w}.$$

Отсюда находим

$$j = \gamma_m - \gamma_w, \quad (2)$$

т. е. гидродинамическое давление равняется разности объемных весов грязевой составляющей селевой массы и воды.

На крупные включения породы, находящиеся в движущейся грязевой составляющей селевой массы, действует направленный вниз статический взвешенный объемный вес γ'_s , соответствующий статическому состоянию воды, и направленное вверх гидродинамическое давление j , вызванное фильтрацией воды. Обозначив образующийся таким образом

динамический взвешенный объемный вес через γ'_d , имеем $\gamma'_d = \gamma'_s - j$. Если, учитывая ур. (1) и (2), получим

$$\gamma'_d = \gamma_r - 2\gamma_m + \gamma_w. \quad (3)$$

Динамическое взвешивание существенно превышает статическое. Однако, для грязевой составляющей селевой массы, имеющей влажность $w = 120\%$, статический взвешенный объемный вес каменной составляющей равен $\gamma'_s = 0,91 \text{ т/м}^3$ (см. выше), а динамический, согласно ур. (3), равняется $\gamma'_d = 2,3 - 2 \cdot 1,39 + 1,0 = 0,52 \text{ т/м}^3$, то есть составляет 57% статического. Аналогично при влажности $w = 80\%$ имеем $\gamma'_s = 0,76 \text{ т/м}^3$, а $\gamma'_d = 0,0 - 0,22 \text{ т/м}^3$, т. е. составляет только 29% статического. Таким образом, уменьшение динамического взвешенного объемного веса происходит в несколько раз быстрее, чем статического.

Критическое состояние отвечает случаю, когда направленный вниз статический взвешенный объемный вес уравновешивается направленным вверх гидродинамическим давлением, т. е. когда $\gamma'_d = 0$. Для этого случая получаем из ур. (3)

$$\gamma_m = \frac{\gamma_r + \gamma_w}{2}, \quad (4)$$

т. е. критический объемный вес грязевой составляющей селевой массы составляет полусумму объемных весов каменной составляющей и воды. Когда объемный вес грязевой составляющей достигает этого значения, селевая масса получает возможность предельно обогащаться твердым материалом и удерживать его во взвешенном состоянии. Это происходит не за счет турбулентности потока, которая при таких высоких концентрациях практически отсутствует, а за счет гидродинамического давления, которое при таких концентрациях сильно возрастает.

Исходя из сказанного, можно называть связанные селевые потоки «гидродинамическими селевыми потоками». Этот термин хорошо коррелируется с принятым для другой группы селевых потоков обозначением — «турбулентные». Тогда в основу классификации селевых потоков будет положен единый принцип — природа того физического фактора, который вызывает взвешивание твердой составляющей.

Объемный вес каменной составляющей γ_r колеблется в сравнительно узких пределах, в зависимости от вида горной породы и ее пористости (скважности); для многих видов горных пород (выветрелые граниты, глинистые сланцы и др.) $\gamma_r = 2,2 - 2,4 \text{ т/м}^3$. Отсюда по ур. (4) находим критическое значение γ_c объемного веса грязевой составляющей селевой массы; оно оказывается равным $\gamma_c = 1,6 - 1,7 \text{ т/м}^3$, т. е. равняется предельному значению объемного веса массы турбулентных потоков*.

* Краткое сообщение о критерии различия механизмов несвязного (турбулентного) и связанного (гидродинамического) селевых потоков и физической природе разделяющего их порога было незадолго опубликовано в другой работе (Тер-Степанян, 1968).

Таким образом, становится понятной способность гидродинамических селевых потоков переносить обломки породы; по существу, здесь не существует предела размеров этих обломков с точки зрения транспортирующей способности селевого потока, и действительные размеры переносимых валунов должны зависеть только от геометрических размеров (его глубины), так как плывущий в селевой массе обломок должен быть полностью погружен в массу, чтобы испытывать полное взвешивание; это условие известно для любых плавающих предметов.

Рассмотрим вопрос о коррадирующей способности гидродинамических селевых потоков. Она определяется тем сопротивлением сдвигу, которое развивается на контакте между движущейся селевой массой и ложем потока. Сопротивление τ_1 сдвигу, выраженное через эффективные напряжения, составляет по формуле Кулона-Терцаги

$$\tau_1 = c' + \sigma' \operatorname{tg} \varphi', \quad (5)$$

где c' и φ' — параметры сопротивления сдвигу.

Эффективные напряжения σ' на глубине z определяются из выражения $\sigma' = \gamma' z$, где γ' — взвешенный объемный вес. Для движущейся селевой массы значение γ' необходимо принять равным динамическому взвешенному объемному весу γ'_d . Выше было показано, что эта величина быстро падает по мере обогащения потока твердыми составляющими, а при критическом состоянии селевой массы $\gamma'_d = 0$; отсюда $\gamma' = 0$.

Таким образом, в ур. (5) для находящейся в критическом состоянии движущейся селевой массы остается только первый член, выражающий собой эффективное сцепление. Эта величина также очень мала. Поэтому понятно, что гидродинамические селевые потоки практически не должны оказывать коррадирующего действия на свое ложе.

Описанный механизм позволяет легко понять и другую особенность гидродинамических селевых потоков — способность предельно обогащаться обломочным материалом, извлекаемым из своего русла, несмотря на их ничтожную коррадирующую способность.

При движении гидродинамического селевого потока по руслу, сложенному из крупнообломочного материала, в поровой воде, имеющейся в русловых отложениях или попадающей туда из селевой массы, развивается высокое поровое давление; оно передается этой воде из селевой массы просто в силу законов гидростатики.

Если селевая масса находится в критическом состоянии, то возникающее при этом гидродинамическое давление выталкивает вверх обломки породы из русла и переводит их во взвешенное состояние таким же образом, как оно способно поднимать и переносить отдельные камни, попадающие на пути движения селя.

Необходимой предпосылкой захвата селем русловых отложений является направленное вверх гидродинамическое давление. Отсюда ясно, что такой захват может осуществляться только на тех участках русла, в которых под водопроницаемыми русловыми отложениями находится непроницаемое или слабопроницаемое дно, не позволяющее осу-

застывать дренирование вниз. Если эти отложения до прохождения селя были сухими, то для захвата гидродинамическим селевым потоком поровых отложений необходимо некоторое время, в течение которого вода из селевой массы проникает в эти отложения и в них развивается поровое давление.

Наконец, остается последняя особенность гидродинамических селевых потоков—способность сразу застывать без сортировки и почти без выделения воды.

При выходе селевой массы на пологую поверхность, угол наклона которой меньше критического и определяется вязкостью селевой массы и приобретенной инерцией движения, происходит остановка селя. Связи в точках контакта усиливаются даже при небольшом затвердевании селя, так как слагающие его обломки образуют жесткий каркас и в целом обладает консервативной структурой.

Этот процесс упрочнения связей требует сравнительно небольшого потока воды. Последний осуществляется под действием избыточного порового давления u_e , определяемого разностью между действительным и гидродинамическим u_h давлениями в поровой воде. Это избыточное поровое давление способно в короткий срок удалить из сравнительно непроницаемой селевой массы избыток воды и тем вызвать его затвердевание.

Эффективность различного типа решетчатых селеуловителей и аналогов (Strelle, 1950; Херхеулидзе, 1968), с помощью которых вызывается лавинное выпадение твердых включений из потока, является подтверждением описанного механизма гидродинамических селей.

ВЫВОДЫ

1. Связные или гидродинамические селевые потоки обладают лавинным механизмом: процесс их возникновения или угасания стремится сохранить направление своего развития, если внешние причины не изменяют его.

2. Существует принципиальное различие механизмов турбулентных и гидродинамических селевых потоков. Если выветрелые массы в селевых очагах бедны коллоидальными и глинистыми частицами, то предельная концентрация наносов определяется турбулентностью потока и могут возникнуть только турбулентные селевые потоки (докритическое состояние). Если же выветрелые массы богаты такими частицами, то вначале обогащение происходит за счет турбулентности потока (турбулентная фаза развития), а затем при увеличении концентрации и приближении к критическому состоянию эффект турбулентности угасает, но возникает гидродинамическое (фильтрационное) давление, направленное вдоль линии тока; при течении селя по непроницаемому или слабопроницаемому ложу гидродинамическое давление направлено вверх и способно поддерживать во взвешенном состоянии большое количество наносов (гидродинамическая фаза развития).

3. Эффективным методом борьбы с гидродинамическими селями является создание проницаемых участков ложа потока для направления вниз гидродинамического давления и сооружение решетчатых преград для приостановки движения селя; на таких участках будет лавинообразно происходить выпадение наносов из потока.

4. Описанный лавинный механизм гидродинамических селей объясняет различные сложные стороны этого явления природы и позволяет представить себе игру сил, вызывающих грозные проявления одного из самых разрушительных процессов на горных склонах.

ON THE AVALANCHE-TYPE MECHANISM OF COHESIVE (HYDRODYNAMIC) MUDFLOWS

Professor, Dr. Techn. Sc. GEORGE TER-STEPANIAN*,

Abstract. The mechanism of cohesive mudflows has an avalanche-type nature. In the process of development of a mudflow its unit weight and the buoyancy action increase as the solid constituents are captured, thus enabling the capture of new particles. High pore pressure originates in the mud constituent of the mudflow mass and seepage force arises; this leads to the dynamic buoyancy, which considerably exceeds the static one. Large fragments and boulders rise to the surface by transition of moving mudflow masses into the critical state. These large fragments settle when the mudflow stops, and the avalanche-type decrease of the unit weight of the mud constituent of the mudflow masses occurs. The result is the decrease of pore pressure and of seepage force, and the mudflow solidifies.

Turbulent (fluid) or non-cohesive, and structural or cohesive mudflows are distinguished according to the terminology used in the USSR. Let us consider the cohesive mudflows.

The following observations are important to understand the mechanism of cohesive mudflows. A cohesive mudflow moves along an inclined surface of the bed. Mudflow stops when the inclination of the bed decreases up to a certain critical value. If the mudflow encounters a barrier located under an acute angle (up to 20°) it goes round; if the barrier is located under a greater angle the mudflow destroys it. If such a barrier can resist the first attack, the mudflow ceases. The mudflow masses are accumulated before the stable barrier and cross over it subsequently continuing the motion along the bed. When the mudflow stops its surface at first is a diluted mass; separate stones begin to appear subsequently among these masses. The blocked mudflow quickly solidifies. However, diluted masses may exist in the initial phase of solidification under the hardened crust; if this crust is distorted in the area of mudflow tongue the liquified masses may pour from the mudflow body.

* Head, Dept. of Geomechanics, Geological Institute, Armenian Academy of Sciences.

The mudflow masses containing a great quantity of solid constituents practically has no corradng effect on its bed. The mudflows easily transport large fragments of rocks, sometimes with volumes exceeding one cubic metre. Mudflows are often enriched with fragmental material obtained from the fluvial deposits. Lithological and geological factors (type of rocks, the position of structures) have a great influence on the formation of cohesive mudflows.

The most enigmatic features of cohesive mudflows are the following: 1) high mobility of masses by their low water content, measured by values of the order 14–15 per cent; 2) the ability to transport large fragments of rocks — boulders with volume more than one and even up to 4–5 cubic metres; 3) insignificant corradng action on the bed; 4) the ability to be enriched maximally by fragments extracted from their beds, and 5) the ability to solidify transforming into a dense massif without any sorting, but sometimes with some small discharge of water. The third and the fourth features of mudflows seem to contradict each other; the same refers to the first and the fifth ones.

The existing theories of mudflows are unable to explain these features of behaviour of the mudflow mass although there is no shortage in the most bold suppositions on particular properties of the colloidal constituent of mudflows, up to the idea on insubordination of mudflows to Archimedes' law or the attempt to ascribe the specific „structureness“, the ability of cohesive mudflows to transport large fragments of rocks.

The ability of mudflow masses to solidify at once without appreciable discharge of water and the ability in some cases to capture an abundant quantity of supplementary material and carry it in floating state while moving on the bed are apparently the touchstone of any theory of mudflows. Taking into consideration the poor corradng action of mudflows on their beds, such enrichment obviously may not be referred only by the scour.

Certain periodity of formation is significant for mudflows. Thus on the southern slope of Caucasus Major mudflows occur once in 10–15 years, for other regions periods of 3–5 years are characteristic.

Great quantity of loosely fragmental and fine dispersed material is formed in mudflow seats during this preparatory period as a result of processes of physical and chemical weathering; this material by plainful watering is able to give a mudlike mass rich in colloidal and clayey particles. Long lasting fine rain further this process. This precipitation does not render great surface flow and soaks into the ground. Such rains lead to wetting of soil to a great depth and gradually decreases the soaking ability of the soil. If a heavy downpour falls after such a rain the saturated fine-grained mass within the mudflow seat is carried out by the water and displaced downslopes.

The water content w of such primary soil mass may be high, higher than the liquid limit; the unit weight is determined correspondingly. Thus, at $w = 120\%$ and at the unit weight of solid particles $\gamma_s = 2,7$ tons

per cub. metre, the unit weight of the soil mass is $\gamma_m = 1.39$ tons per cubic metre. Being in the liquid medium with such a unit weight, gravel and detritus are subjected to the corresponding buoyancy; let us call this Archimedes' buoyancy—the static buoyancy. The static submerged unit weight γ'_s will be

$$\gamma'_s = \gamma_r - \gamma_m, \quad (1)$$

where γ_r is unit weight of rocks.

If we assume that the unit weight γ_r of the mass of the coarse-grained constituent (gravel, pebble, boulders) equals to 2.3 tons per cubic metre, the submerged unit weight of mass of fragments will be in this case $\gamma'_s = 2.3 - 1.39 = 0.91$ tons per cubic metre.

The transporting force of the mudflow therefore increases as compared with waterflow, and relatively large particles are involved in the movement. This leads to the increase of the solid masses in the flow and correspondingly to the decrease of the water content. Thus, if in the next stage the water content of the soil mass will be $w = 80\%$, its unit weight increases up to $\gamma_m = 1.54$ tons per cubic metre and the submerged unit weight of fragments decreases up to $\gamma'_s = 0.76$ tons per cubic metre. Therefore, the process has an avalanche-type nature, and the greater quantity of rocks are gradually involved in the motion. However, only this decrease of the submerged unit weight is insufficient for the solid particles to be in the buoyant state; some source of force must exist, which is able to lift the load in the flow and support it.

Gravitational theory of stream-bed processes can satisfactorily explain the development of the turbulent (torrential) mudflows, where the mudflow masses have still low concentration of load. The turbidity of flow causes high instantaneous values of transverse velocities and determines its transporting capacity. The work of buoyancy consists in the lifting of load in the flow; a part of the quantity of motion of the turbulent mixing is consumed on it. This leads to the total decrease of kinetic energy of pulsating motion (Великанов, 1955). Solid particles cause the breaking of liquid masses when they fall in the flow and the decrease of turbidity; therefore less quantity of potential energy is consumed by the total motion, which leads to the increase of the velocity of flow. When a certain limiting concentration is attained, the turbidity decreases to such an extent that the further increase of concentration becomes impossible and the dynamic equilibrium is established.

Problems of this kind are not in the domain of hydrodynamics, but must be studied by a science which is not yet sufficiently elaborated—in the dynamics of mudflows. Very little is done in this respect not only in theory but in experiments and field observations of natural phenomena, and the detailed investigations of the Yerevan mudflow of 1946 remain among the very few works of this kind (Ериазаров, 1957).

This generally well known mechanism of the turbulent mudflows explains the first stage of the development of the cohesive mudflows as

cell: in this stage the water medium being still in the mudflow seats, enriched by solid constituents. However, as it was indicated above, when the limiting concentration of load is reached, the turbidity relaxes and it no longer may be considered as the source of the supporting force necessary for the buoyancy of particles and for the drawing into the process of new solid masses. It remains to assume that a new source of the supporting force appears at such concentrations.

The presence of finely dispersed material which can form the mud constituent of a cohesive mudflow is an important prerequisite of formation of the mudflow with high content of solid phase.

High pore water pressure is developed in the mud constituent of the mud-rock mass; it equals $u_m = \gamma_m z$, where γ_m —unit weight of the mud constituent of the cohesive mudflow, filling voids between large fragments, and z —the depth of the point under consideration beneath the surface of the mudflow mass. This pore pressure is higher than the hydrostatic pressure $u_h = \gamma_w z$, where γ_w is the unit weight of water. Seepage arises in the mudflow mass under the action of excess pore pressure $u_e = u_m - u_h$. This seepage is directed towards the free surface of the mudflow.

The friction of the percolating water and walls of voids produces seepage pressure; this is the volume force j equal to $j = i\gamma_w$, where i is the hydraulic gradient. The latter in the given case equals to the relation

between the excess hydraulic head $\frac{u_e}{\gamma_w} = \frac{\gamma_m z - \gamma_w z}{\gamma_w}$ to the length of drainage path z , i. e. $i = \frac{\gamma_m - \gamma_w}{\gamma_w}$. Hence we find

$$j = \gamma_m - \gamma_w, \quad (2)$$

i. e. the seepage force equals to the difference between unit weight of the mud constituent of the mass and of water.

On large inclusions of rock fragments found in the moving mudflow act both the static submerged unit weight γ'_s , which is directed downwards and corresponds to static state of water, and the seepage force j , which is directed upwards and is caused by the hydrodynamic pressure of the percolating water. Denoting the dynamic submerged unit weight produced in this way through γ'_d we have $\gamma'_d = \gamma'_s - j$ or taking into consideration eqs. (1) and (2) we obtain

$$\gamma'_d = \gamma_r - 2\gamma_m + \gamma_w. \quad (3)$$

The dynamic buoyancy exceeds essentially the static one. Thus, in the case of mud constituent of the mudflow mass having the water content $w = 120\%$ the static submerged unit weight of the rock constituent is equal to $\gamma'_s = 0,91$ tons per cubic metre (see above), while the dynamic one, according to eq. (3) equals $\gamma'_d = 2,3 - 2 \cdot 1,39 + 1,0 = 0,52$ tons per cubic metre, i. e. 57% of the static one. Analogically, when the water

content is $w = 80\%$ we have $\gamma'_s = 0.76$ tons per cubic metre while $\gamma'_d = 0.22$ tons per cubic metre, i. e. only 29% of the static one. Thus, the decrease of the dynamic submerged unit weight proceeds much quicker than that of the static one.

The critical state corresponds to the case when the downwards directed submerged unit weight balance the upwards directed seepage force, i.e. when $\gamma'_d = 0$. For this case we obtain from eq. (3)

$$\gamma_m = \frac{\gamma_r + \gamma_w}{2}, \quad (4)$$

i. e. the critical unit weight of the mud constituent of the mass equals one half of the sum of unit weights of rock constituent and of water. When unit weight of the mud constituent reaches this value the mudflow mass becomes able to be enriched up to limit by the solid material and to hold it in a suspended state. This buoyancy is not because of the turbidity of flow which is absent practically in such a concentration but because of the seepage force or the hydrodynamic pressure, which grows considerably in such concentration.

Hence, we may name the cohesive mudflows as «hydrodynamic mudflows». This term corresponds well to the designation «turbulent» adopted for the other group of mudflows. Thus a common principle will be the basis of the classification of mudflows, i.e. the nature of that physical factor which causes the buoyancy of the solid constituent.

The unit weight of rock constituent γ_r fluctuates in comparatively narrow limits depending on the kind of rocks and its porosity; for many types of rocks (weathered granites, clay shales etc.) $\gamma_r = 2.2 - 2.4$ tons per cubic metre. Hence we find from eq. (4) the critical value γ'_c of the unit weight of the mud component of the mudflow; it appears to be equal to $\gamma'_c = 1.6 - 1.7$ tons per cubic metre, i. e. equals the limiting value of the unit weight of turbulent (torrential) mudflows*.

The ability of hydrodynamic mudflows to transport large fragments of rocks is therefore understandable; as a matter of fact there is no limit for the sizes of these fragments as regards to the transporting capacity of the mudflow, and the actual dimensions of the carried boulders must depend only on the geometrical sizes of the mudflow (depth), since the fragment floating in the mudflow must be fully submerged in the mass in order to undergo complete buoyancy; this condition is known for every floating object.

Let us consider the problem of the corradating ability of hydrodynamic mudflows. It is determined by that shear strength, which develops on the contact between the moving mudflow mass and bed of flow. The

* A concise communication on the criterion of the difference between the mechanism of non-cohesive (turbulent) and cohesive (hydrodynamic) mudflows and on the physical nature of the dividing threshold was published not long before in another paper (Тер-Степанян, 1968).

shear strength τ_t with respect to effective stresses σ' according to Coulomb-Terzaghi's formula is

$$\tau_t = c' + \sigma' \tan \varphi', \quad (5)$$

where c' and φ' are shear strength parameters.

Effective stresses σ' at the depth z are determined from the expression $\sigma' = \gamma' z$, where γ' is the submerged unit weight. The value of γ' for the moving mudflow mass must be assumed to be equal to the dynamic submerged unit weight γ'_d . It was shown above that this value drops quickly as the mudflow is enriched by the solid constituents, and at the critical state of the mudflow mass $\gamma'_d = 0$; hence $\gamma' = 0$.

Thus, in eq. (5) only the first term remains for the moving mudflow mass. This term expressing the effective cohesion is also very small. It is therefore clear that the hydrodynamic mudflows must not practically have a corradng effect on their beds.

The described mechanism permits us to understand easily another feature of hydrodynamic mudflows as well,—the ability of mudflows to be completely enriched by the fragmental material extracted from their beds in spite of imperceptible corradng action of mudflows.

High pore pressure is developed in the pore water which exists in stream-bed deposits or gets into them from the hydrodynamic mudflow mass by its movement over the bed; the pressure is transmitted to the water from the mudflow mass simply due to the laws of hydrostatics.

If the mudflow mass is in the critical state, the arised seepage force pushes the fragment of rocks from the bed upwards and transfers them into a suspended state exactly in the same way as it is able to lift and transport separate stones on the way of the mudflow.

Upward directed seepage force is the necessary prerequisite for the capture of stream-bed deposits. It is clear hence that such capture may be realized only on those parts of the bed where impermeable or poorly permeable bottom is lying under the permeable stream-bed deposits, thus preventing downward drainage. If these deposits were dry before the passage of the mudflow, certain time is necessary for the capture of the stream-bed deposits by the hydrodynamic mudflow; during this time the water gets into these deposits and pore pressure develops in the water.

Finally, the last feature of hydrodynamic mudflows remains—the ability to solidify at once without any sorting and almost without discharge of water.

The hydrodynamic mudflow stops when the mass emerges on the sloping surface the angle of inclination of which is less than the critical one being determined by the viscosity of the mudflow mass and the gained inertia of motion. The bonds in points of contacts intensify even by a little solidification of the mudflow since the composing fragments form a rigid framework and it has generally a conservative structure.

This process of strengthening of bonds needs comparatively little outflow of water. The last is realized under the action of the excess

pore pressure u_e , which is determined as the difference between the actual u_m and the hydrostatic u_h pressures in pore water. This excess pore pressure is able in a short time to remove the surplus of water from the comparatively permeable mudflow mass and cause its solidification.

Efficiency of different types of lattice-work constructions and drainage for the mudflow control (Strelle, 1950; Херхеулидзе, 1968) by the aid of which the solid inclusion fall down may serve as a confirmation of the described mechanism of hydrodynamic mudflows.

CONCLUSIONS

1. Cohesive or hydrodynamic mudflows have an avalanche-type mechanism: the process of the origin and fading of a mudflow trend to keep the direction of its development, if external causes do not change it.

2. There exists a principal difference between the mechanisms of turbulent and hydrodynamic mudflows. If the wheathered masses in the mudflow seats are poor in colloidal and clayey particles, the limiting concentration of the load is determined by the turbidity of the flow and only turbulent mudflows may develop (undercritical state). If the wheathered masses are rich in such particles the enrichment of the flow proceeds at the beginning owing to its turbidity (turbulent phase of development); as the concentration increases and the mass approaches to the critical state, the effect of the turbidity fades, but the hydrodynamic pressure (seepage force) arises, which is directed along the flow lines. When the mudflow moves along the impermeable or poorly permeable bed, the hydrodynamic pressure is directed upwards and is able to support a great quantity of load in buoyant state (hydrodynamic phase of development).

3. The creation of permeable lots of the mudflow beds where the seepage pressure will be directed downwards and the construction of lattice-work barriers for impeding the mudflow movement is the effective method of control of hydrodynamic mudflows; on these lots the load will fall out of the flow, the process being an avalanche-type.

4. The avalanche-type mechanism described of the hydrodynamic mudflows explains different complicated aspects of this natural phenomenon and permits to consider the work of forces, which causes the formidable manifestation of one of the most destructive processes on mountain slopes.

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ — ЛИТЕРАТУРА — REFERENCES

- Великанов М. А., 1955. Динамика русловых потоков, т. II. Наносы и русло. М., Гостехтеоретиздат.
- Егиазаров И. В., 1957. Водокаменный селевой поток 25 мая 1946 г. на рр. Гедар и Джржеж и его комплексное исследование. Сб. «Селевые потоки и меры борьбы с ними». М., Изд. АН СССР.

- Иванов Г. В., 1963. Некоторые данные о динамических структурах селевых потоков и опасности «защиты» от них разжижением. Геология и геофизика, 12: 74—86.
- Тер-Степанян Г. И., 1968. О критерии перехода несвязных селевых потоков в связные сели. Сб. «Селевые потоки и горные русловые процессы». Доклады X Всесоюзной конференции по селевым потокам и горным русловым процессам, Ереван, Изд. АН АрмССР, 339—340.
- Херхеулидзе И. И., 1968. Вопросы регулирования (стабилизации) селевых русел сквозными селеуловителями из сборного железобетона. Там же, 35—54.
- Strelle G., 1950. Grundriß der Wildbach- und Lawinenverbauung, Wien.