

Ֆ. Ս. ԳԵՎՈՐԳՅԱՆ

ԳԵՏԱՅԻՆ ԱՎԱԶԱՆՆԵՐԻ ՄՈՐՖՈՄԵՏՐԻԱՆ ԵՎ ՄԱԿԵՐԵՎՈՒՅԹԱՅԻՆ ՀՈՍՔԻ ՌԵԺԻՄԸ (ԱՐՓԱ ԳԵՏԻ ԱՎԱԶԱՆԻ ՈՐԻՆԱԿՈՎ)

Հեռնային երկրներում, ջրահավաք ավազանների ռելիեֆը, հատկապես նրա մորֆոմետրիական առանձնահատկությունները հանդիսանում է այն հիմնական գործոններից, որոնք փոփոխում են ավազանի ջրաօդերևույթաբանական պրոցեսների ընթացքը, ազդում մակերևույթային հոսքի տեղաբաշխման, ռեժիմի և բնույթի վրա:

Ռելիեֆի ազդեցությունը մակերևույթային ջրերի վրա տեղի է ունենում ինչպես ուղղակի, այնպես էլ անուղղակի ճանապարհով, ֆիզիկա-աշխարհագրական միջավայրի այլ կոմպոնենտների միջոցով:

«Ավազանի ռելիեֆը էական ազդեցություն է գործում մթնոլորտային տեղումների տեղաբաշխման, գոլորշիացման, բուսածածկի վրա, և դրանով իսկ կլիմային գետերի հոսքի վրա» [1]:

Գետային ավազանների ռելիեֆի կառուցվածքը քանակապես կարելի է արտահայտել հովիտների կարգի, չոր և մշտական հոսք ունեցող հովիտների քանակի և երկարության, մասնատման խտության և խորության, հովիտների հաճախականության, լանջերի թեքությունների և դիքադրությունների և այլ միջոցով: Մենք բարտեղագրել ենք Արփայի ավազանի մորֆոմետրիկ այդ ցուցանիշները (հոգվածում բերված է դրանցից մի քանիսի սխեմաները), և նրանց հիման վրա հաշվել յուրաքանչյուր մորֆոմետրիկ ցուցանիշի գրադացիայի զբաղեցրած մակերեսները և այդ տվյալները մշակել ըստ ուղղաձիգ գոտիների (աղ. № 1):

Գետային ավազանի բնութագրման քանակական պարզ չափանիշը հանդիսանում է հովիտների կարգի որոշումը, որի ժամանակ հաշվի է առնվում միայն մշտական հոսք ունեցող հովիտները, ըստ Հորտոնի [5] մեթոդի (կատարելագործված Վ. Պ. Ֆիլոսոֆովի [3] կողմից):

Հովիտների կարգն աստիճանաբար աճում է ակունքներից դեպի գետաբերան և ունի մի շարք առանձնահատկություններ, որոնք բնորոշում են ոչ միայն ավազանի կառուցվածքը [3] այլև հոսքի ռեժիմը:

Որքան բարձր է ավազանի գլխավոր գետահովտի կարգն, այնքան լավ է պարզացած և ճյուղավորված գետցանցը:

Տեկտոնական իջվածքներում հովտի կարգի աճը հրկար տարածության վրա կատարվում է դանդաղ, որի հետևանքով վարարումները հանդիստ բնույթ ունեն և տևում են համեմատաբար երկար ժամանակ (Դարբ, Կապույտք գետերի ավազանները):

Ինչպես երևում է № 2 աղյուսակից, հովիտների կարգի աճման հետ միաժամանակ մեծանում է գետահովտի երկարությունը և փոքրանում գետի անկման անկյունը և գետային ավազանում կանոնավորվում է հոսքի ռեժիմը:

Ջրհավաք ավազանների քանակական բնութագրման կարևոր ցուցանիշներից է մասնատման խտությունը, որի մեծությունը կախված է մթնոլորտային տեղումների ինտենսիվությունից և հաճախականությունից, հոսքի ներծրծ-

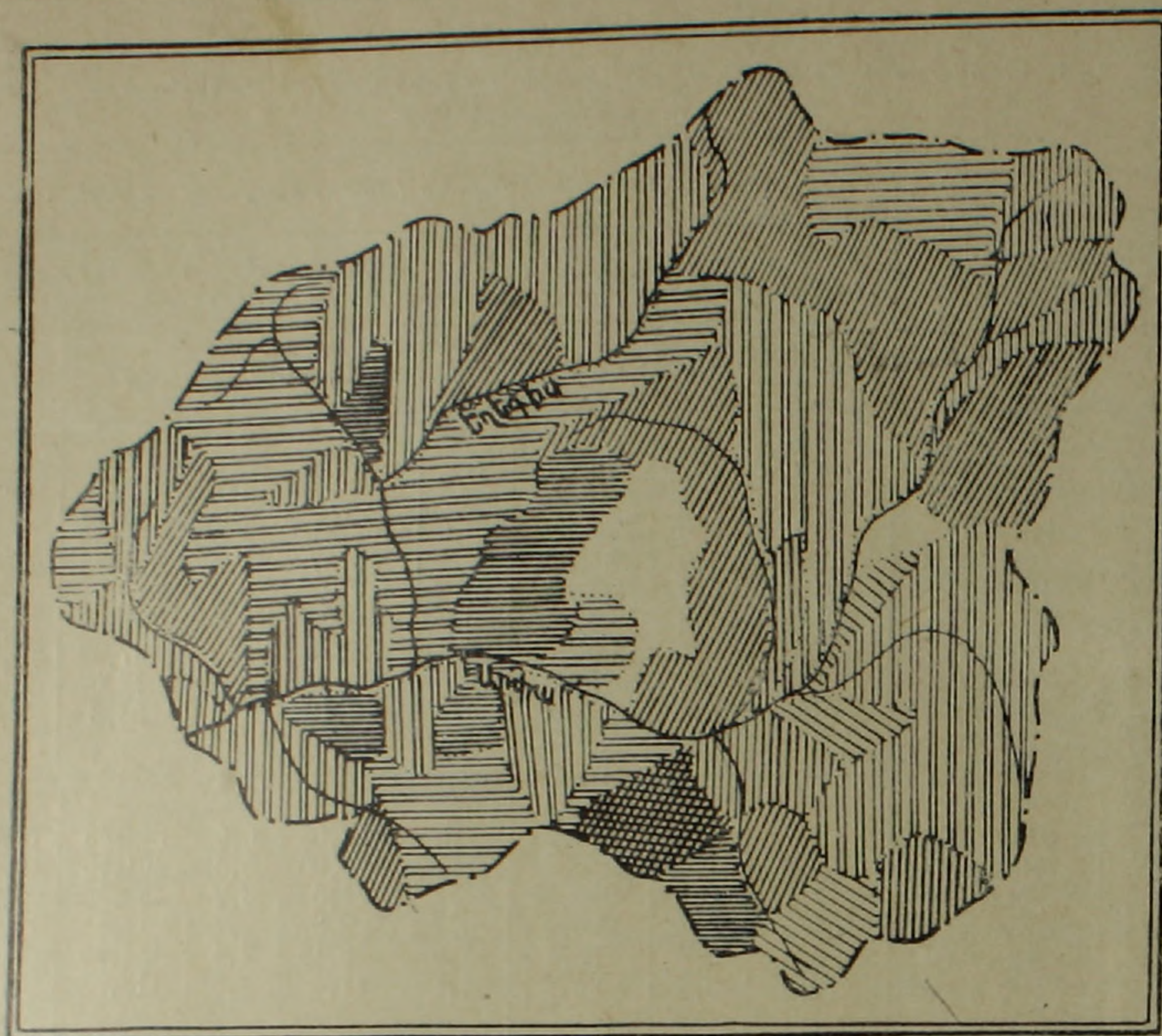
Աղյուսակ 1

Արփայի ավազանի մի բանի մորֆոմետրիկ զուգանի գրաված մակերեսները
ըստ Ուղղաձիգ զոտիների

Մորֆոմետրիկ զուգանիչներ		Ուղղաձիգ լեռնային զոտիներ (մետր. ծովի մակարդակից)							
		ցածր լեռներ (մինչև 1500)		միջին բարձրու- թյան լեռներ (1500—2500)		բարձր լեռներ (2500-ից բարձր)		ընդամենը ավա- զանում	
		կմ ²	0/0	կմ ²	0/0	կմ ²	0/0	կմ ²	0/0
Մակերևութի թեքու- թյուններ (աստիճաններով)	1—3	—	—	13,18	0,5	9,02	0,4	22,2	0,9
	3—5	34,71	1,5	49,49	2,2	65,75	2,8	149,95	6,5
	5—8	99,21	4,3	230,98	9,9	108,31	4,6	438,5	18,8
	8—12	91,26	3,9	331,95	14,4	76,57	3,3	499,78	21,6
	12—16	90,46	3,9	333,54	15,2	142,2	6,3	586,2	25,4
	16—20	40,42	1,8	202,14	8,7	48,94	2,1	291,5	12,7
	20—30	12,23	0,5	206,96	9,1	28,21	1,2	247,4	10,8
	30—40	—	—	17,0	0,9	—	—	17,0	0,9
	40-ից ավել	7,48	0,4	44,67	1,9	2,15	0,1	54,3	2,4
Մասնատման խո- րուժյուն (մետրե- րով)	մինչև 100	3,7	0,2	163,7	7,0	152,05	6,6	319,45	13,8
	100—200	80,0	3,4	256,2	11,1	124,95	5,4	461,15	19,9
	200—300	117,77	5,1	640,11	27,7	74,5	3,2	832,38	36,0
	300—400	156,5	6,7	200,0	8,7	62,0	2,7	417,5	18,1
	400—500	6,3	0,3	96,1	4,3	56,15	2,4	158,55	7,0
	500 և ավել	12,5	0,6	94,8	4,1	11,5	0,5	118,8	5,2
Մասնատման խտություն (կմ/կմ ²)	0,4—0,6	7,5	0,3	71,27	3,1	21,6	0,9	100,97	4,3
	0,6—0,8	22,1	1,0	63,9	2,7	150,1	6,5	236,1	10,2
	0,8—1,0	41,1	1,8	197,69	8,6	134,5	5,8	373,29	16,2
	1,0—1,2	46,37	2,0	354,25	15,4	82,8	3,6	483,42	21,0
	1,2—1,4	158,6	6,8	375,5	16,3	52,15	2,6	593,25	25,7
	1,4—1,6	24,4	1,1	201,7	8,7	18,1	0,8	244,2	10,6
	1,6 և ավել	75,7	3,3	186,0	8,1	14,9	0,6	276,6	12,0
Դիֆերադրություններ	հարթ մակե- րևութներ	66,2	2,9	3,0	0,1	97,5	4,2	166,7	7,2
	հյուսիսային	62,8	2,7	53,53	2,3	10,0	0,4	126,33	5,4
	հարավային	6,0	0,3	78,16	3,4	41,3	1,8	125,46	5,5
	արևելյան	9,0	0,4	51,89	2,2	—	—	60,89	2,6
	արևմտյան	—	—	75,5	3,3	—	—	75,5	3,3
	հս — արլ.	50,77	2,2	348,84	4,1	37,5	1,6	437,11	19,0
	հս — արմ.	11,0	0,5	126,6	5,5	46,0	2,0	183,6	8,0
	հրվ. — արլ.	63,0	2,7	369,46	16,0	144,35	6,3	576,8	25,0
	հրվ. — արմ.	107,0	4,6	343,94	14,9	104,5	4,5	555,44	24,0
Ուղղաձիգ զոտու մակերեսը		375,77	16,3	1450,26	62,9	481,15	20,8	2307,83	100

ման և գոլորշիացման հարաբերությունից, ապառների դիմադրողականու-
թյունից և այլն: Մասնատման խտության հետ սերտորեն առնչվում է հովիտ-
ների հաճախականությունը և մակերևութային հոսքի երկարությունը:

Մակերևութային հոսքի երկարությունը դա այն տարածությունն է, որտե-
ղով անցնում է մակերևութային հոսքը, նախքան որոշակի գետային հունի մեջ:



Նկ. 1. Արփայի ավազանի մասնատման խտության (կմ/կմ²) սխեմատիկ քարտեզ:
 1. 0,0—0,2 (2,5 և ավել), 2. 0,21—0,4 (2,4—1,25), 3. 0,41—0,6 (1,24—0,83),
 4. 0,61—0,80 (0,82—0,62), 5. 0,81—1,0 (0,61—0,5), 6. 1,01—1,2 (0,49—0,42), 7. 1,21—
 1,40 (0,41—0,36), 8. 0,41—1,6 (0,35—0,31), 9. 1,61 և ավել (0,30 և պակաս): Փա-
 կագծերում ցույց է տված մակերևույթային հոսքի երկարությունը (կմ-ով):

Հավաքվելը: Հստ Հորտոնի [5], մակերևույթային հոսքի երկարությունը (1°) հիմնականում կազմում է գետերի հունների մեջ ընկած տարածության կեսը այսինքն մոտավորապես հավասար է մասնատվածության խտության դործակ-
 ցի (D) մեծության կեսին՝

$$l_0 = \frac{1}{2} D. \quad (1)$$

Հովիտների հաճախականությունը արտահայտում է հովիտների բանակի միավոր մակերեսի վրա:

Մասնատման խտությունը և հովիտների հաճախականությունը միշտ չէ, որ համընկնում են իրար հետ, վերջինս հատկապես մեծ է զառիթափ, կարճ լանջերին:

Արփայի ավազանի մորֆոմետրիական վերլուծությունը ցույց է տալիս, որ մասնատման խտությունը հատկապես բարձր է ծալքաբեկորային լեռներում, որոնք աչքի են ընկնում բարդ երկրաբանական կառուցվածքով (էլփին, Նղե-

դիս, Սալիզեր, Գլաձոր գետերի ավազան)։ Այս ավազաններում մեծ է հովիտների հաճախականությունը և փոքր մակերևութային հոսքի երկարությունը։ Ավազանում գերակշռում են $0,8—1,4$ գործակիցներով մասնատման խտություն ունեցող տեղամասերը, որոնք զբաղում են ավազանի 63% -ը։ Չմասնատված կամ թույլ մասնատված տերիտորիաները (մինչև $0,8$) կազմում են ավազանի $15,4\%$, իսկ ուժեղ մասնատված տերիտորիաները ($1,4$ -ից բարձր) զբաղում են ավազանի $21,6\%$ -ը (աղյուսակ № 1)։

Հիդրոլոգիական գրականության մեջ տիրապետում է այն տեսակետը, որ հովիտների առաջացումը և զարգացումը հիմնականում արդյունք է ջրի էրոզիայի։ Գետային հովիտները, ըստ Ապոլլովի [1], իրենից ներկայացնում են էրոզիոն ձևերի առաջացման վերջնային շղթան։ Այստեղ տեկտոնիկայի դերը հովիտների առաջացման գործում անսեղծվում է, կամ դիտվում է որպես երկրորդական գործոն։

Նորագույն գեոմորֆոլոգիական ուսումնասիրությունները [2, 3, 4 և այլն] ցույց են տալիս, որ I և մասամբ II կարգի հովիտների սկզբնական հիմնադրումը տեղի է ունենում տեկտոնական ճեղքերի և խախտման գծերի վրա, իսկ հովտի հետագա զարգացումը դնում է համաձայն գետային էրոզիայի ակումուլյացիայի օրենքների։ Սակայն ոչ բոլոր տեկտոնական ճեղքերն ու խախտման գծերն են հիմք դնում հովիտների առաջացմանը, դրա համար անհրաժեշտ է, որպեսզի վերջիններս տեղադրված լինեն ծանրության պոտենցիալ ուժի վեկտորի գրադիենտի ուղղությամբ, որովհետև միայն այդ ուղղությամբ է տեղի ունենում ջրի շարժումը։ Այն տեկտոնական ճեղքերը, որոնց ուղղությունը չի համընկնում վերը նշված վեկտորի ուղղությանը, հույս չեն առաջացնում և հովիտները մնում են չոր։

Տեկտոնական խախտման գծերը, նշում է Գերենշուկը [2], այն սկզբնական ուղիների են, ուր տեղի է ունենում ատոբերկրյա ջրերի բնական բռնաթափումը, ապահովելով մշտական ջրհոսք, որը անհրաժեշտ է գետերի առաջացման համար։

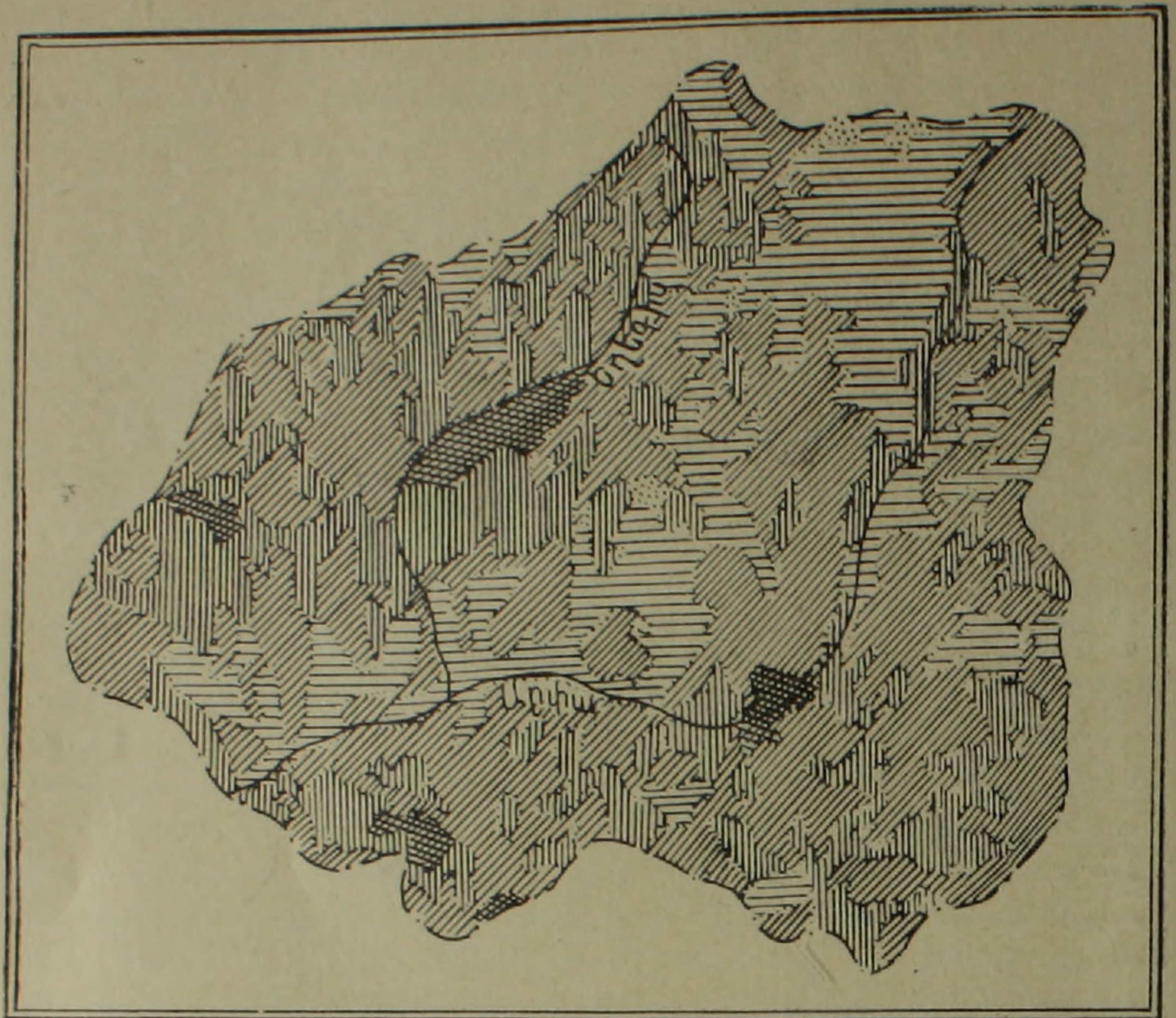
Ըստ ծագումի կարելի է անջատել հովիտների երկու տիպ՝ չոր և մշտական հոսք ունեցող հովիտներ, որոնց քանակական վերլուծությունը ցույց է տալիս ոչ միայն տվյալ ավազանի երկրաբանական կառուցվածքը, այլև հովիտների սնուցման հիմնական տիպը։

Տարբերվում են լանջերի թեքության երկու տեսակի անկյուններ՝ բնորոշ և սահմանային [8]։

Արիայի ավազանում բնորոշ անկյունները $5^{\circ}—16^{\circ}$ թեքություն ունեցող անկյուններ են, որոնք զբաղեցնում են ավազանի մակերեսի $65,8\%$, որի $18,3\%$ -ը գտնվում է ցածր լեռնային, $60,9\%$ -ը միջին բարձրության, իսկ $21,7\%$ -ը բարձրալեռնային գոտում։ Մինչև 5° թեքությունները (սահմանային) կազմում են ավազանի մակերեսի $7,4\%$, իսկ 16° թեքությունները (նույնպես սահմանային), զբաղում են ավազանի մակերեսի $26,8\%$ (տես աղյուսակ 1)։

Ռելիեֆի մասնատման խորությունը արտահայտում է ջրաբաժանային կետերի բարձրացումը հովտի հատակի նկատմամբ։ Մասնատման խորությունը սերտորեն կապված է նորագույն տեկտոնական շարժումների և ջրաօդերևութաբանական պրոցեսների ինտենսիվության հետ։

Մասնատման խորությունը ըստ էության արտահայտում է գետերի բաղի-



Նկ. 2. Արփալի ավազանի թեքությունների (աստիճաններով) սխեմատիկ քարտեզ:
1. Մինչև 3° , 2. $3^\circ - 8^\circ$, 3. $8^\circ - 16^\circ$, 4. $16^\circ - 30^\circ$, 5. 30° և ավել:

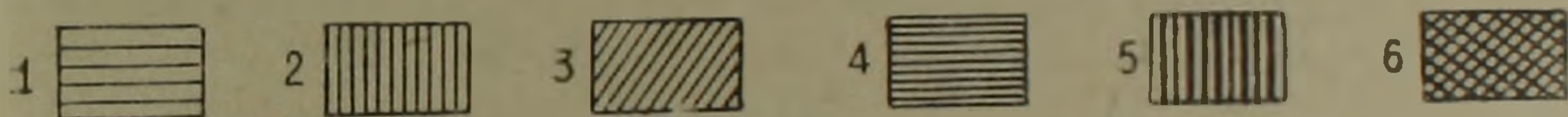
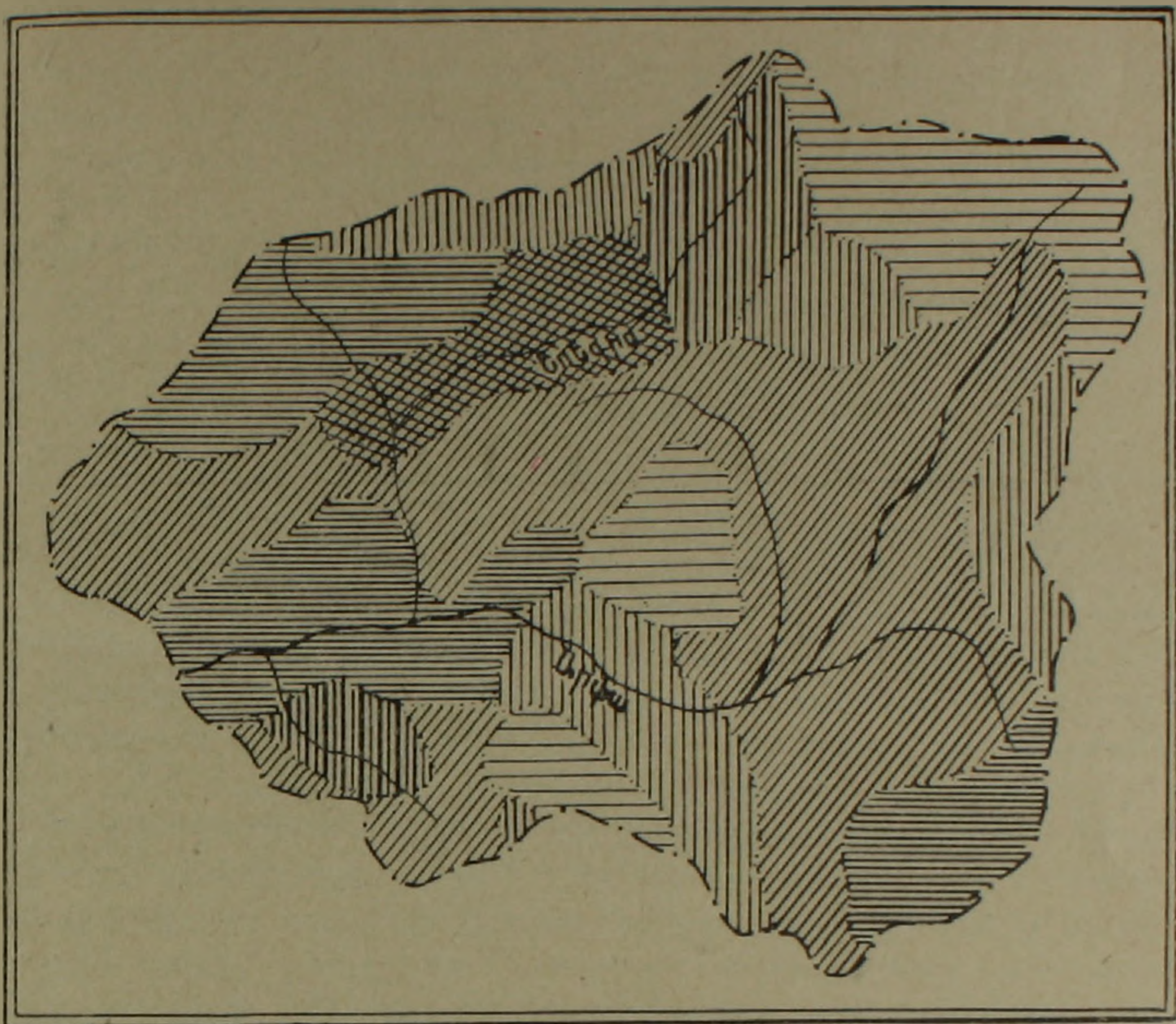
ալյին մակարդակների խորությունը, որի ավելացմամբ ակտիվանում են էրոզիոն պրոցեսները, ավելանում է հոսքի արագությունը և գետի կնիզանի աշխատանքը:

Արփալի ավազանում տիրապետում են 200—400 մ մասնատման խորություն ունեցող տերիտորիաները, որի 60% գտնվում է միջին բարձրության լեռնային գոտում: 200 մետրից պակաս խորությունները կազմում են ավազանի 33,7% (աղյուսակ № 1):

Գոյություն ունի որոշակի կապ գետի անկման անկյան (i) և հոսքի ծախսի (Q) միջև, որը խոնավ կլիմայական մարզերում (բարձր լեռնային), ըստ Բիրոյի [6] արտահայտվում է հետևյալ հավասարմամբ՝

$$i = f\left(\frac{1}{Q^{0,1}}\right). \quad (2)$$

Երբ մեծանում է մասնատման խտության գործակիցը և լանջերի թեքության անկյունները, փոքրանում է մակերևույթային հոսքի երկարությունը, որի հետևանքով մթնոլորտային տեղումների մեծ մասը հոսք են ստանում, որով հետևապես դեպքում ավելանում է մակերևույթային հոսքի արագությունը և կարճ



Նկ. 3. Արփայի ավազանի մասնատման խորության (մետր) սխեմատիկ քարտեզ:
1. Մինչև 100, 2. 101—300, 3. 201—300, 4. 301—400, 5. 401—500, 6. 501—600:

Ժամանակում նրանք հավաքվում են գետային հունի մեջ, պակասում է ջրի կուրուստը գոլորշիացման և ներծծման միջոցով:

Հոսքի ուժի մը ազդող ուղիների մյուս ոչ պակաս կարևոր գործոններից է լանջերի դիրքադրությունը:

Ինչպես հայտնի է, լեռների լանջերը արևի նկատմամբ ունեն տարբեր դիրքադրություններ, որի հետևանքով լանջերի մակերևութները ստանում են տարբեր քանակի արեգակնային ջերմություն: Ջերմության անհավասարաչափ տեղաբաշխումը լեռնաշղթայի լանջերին առաջ է բերում ջրաօդերևութաբանական պրոցեսների տարբեր ինտենսիվություն: Այսպես՝ օրեկան ջերմաստիճանների սամպլիտուդան և գոլորշիացումը բարձր է հարավահայաց լանջերին. այստեղ ձնածածկը ավելի շուտ և կարճ ժամանակում է հալչում, վարարումները և հորդացումները ավելի բուռն բնույթ են կրում: Այսպիսով, նույն լեռնաշղթայի տարբեր լանջերին ձևավորում են տարբեր միկրոկլիմայական պայմաններ, որն իր ազդեցությունն է թողնում մակերևութային հոսքի տեղաբաշխման և ուժի մը վրա:

Արփայի ավազանում տիրապետող են հարավ-արևելյան և հարավ-արևմրայան դիրքադրություն ունեցող լանջերը, որոնք պարզեցնում են ավազանի

49% . հորիզոնականի մոտ մակերևույթները կազմում են 7,2% իսկ հյուսիսարևելյան լանջերը 19,0% :

ՀՀնդհանրապես առավելագույն ջերմություն ստացող լանջերը կազմում են ավազանի 65% -ը, իսկ դա նշանակում է, որ ավազանի լանջերը նպատակավորում են մարարումների, հեղեղումների և սելավների սրագ ձևավորմանը և վարգացմանը (աղյուսակ № 1) :

Հիդրոլոգիայում գոյություն ունի ջրաբաժանային գծի պարզացման գործակից (ՈՒ), որ որոշվում է հետևյալ բանաձևով՝

$$m = \frac{S}{354 \sqrt{F}} > 1 \quad (3)$$

Ուր՝ S ջրաբաժանային գծի երկարությունն է, իսկ F-ը տվյալ ավազանի մակերեսը: ՈՒ-ի նվազագույն արժեքը հավասար է մեկի, որի դեպքում ջրաբաժանային գծի երկարությունը համընկնում է շրջանագծի երկարության հետ, վտակների երկարությունը մինչև գետաբերան լինում է նվազագույն: Հեղեղումներն այստեղ կատարվում են արագ, ջրի մակարդակը հասնում է առավելագույն բարձրության և կտրուկ կերպով ավելանում է ջրի ծախսը: № 2 աղյուսակում բերված է Արփայի խոշոր վտակների ավազանների ՈՒ-ի մեծությունները:

Գոյություն ունի որոշակի կապ ուլիեֆի հիմնական մորֆոգենետիկ տիպերի, նրանց մորֆոմետրիկ ցուցանիշների և հոսքի ուժի միջև (աղյուսակ № 2): Այսպես, Արփայի ավազանում, ծալքաբեկորային (չոր դենուդացիոն և էրոզիոն) լեռները աչքի են ընկնում մասնատման առավել խտությամբ և խորությամբ, հովիտների բարձր հաճախականությամբ, ուլիեֆի մեծ թեքության աստիճաններով: Այստեղ գերակշռում են չոր հովիտները, որոնց սնուցումը բացառապես կատարվում է անձրևներից և ձնահալքից: Չոր հովիտների միջին երկարությունը չի անցնում 2 կմ-ից: Անձրևներից և ձնահալքից առաջացած մակերևութային հոսքի առավելագույն քանակ է հավաքվում գետահունի մեջ, և պակասում է ջրի կորուստը:

Հրաբխային ուլիեֆի տիպը բնութագրվում է թույլ մասնատվածությամբ և թեքության աստիճաններով, ապսոնների ներծծման արտակարգ ունակությամբ, որի հետևանքով, շնայած չափավոր տեղումների քանակին, մակերևութային հոսքը համարյա բացակայում է: Գետերը հոսք ստանում են հիմնականում ստորերկրյա ջրերից: Հիդրոլոգիայում հայտնի հոսքի միջին մոդուլի բանաձևով կատարված հաշվարկումները ցույց են տալիս, որ հրաբխային սարավանդներից և լեռներից Արփայի և Եղիգիսի մեջ է հավաքվում 30 լ/վրկ. ջուր: Սակայն, ինչպես կարող է այդքան ջուր հավաքվել, եթե ուլիեֆի այդ տիպում բացակայում է մակերևութային հոսքը, իսկ գետերի ծախսը ձևավորվում է հիմնականում ստորերկրյա ջրերից: Այդ իսկ պատճառով հոսքի մոդուլը չի բնորոշում հոսքի տեղաբախշումը ուլիեֆի մակերևութում, հատկապես հրաբխային լեռներում և սարավանդներում, ուստի այն դառնում է ասպակողմնորոշող և վերացական մեծություն:

Ինչպես ցույց է տալիս № 1 աղյուսակի վերլուծությունը, բացի դիրքագրություններից, մնացած մորֆոմետրիական ցուցանիշները ըստ ուղղաձիգ գոտիների տեղաբաշխված են որոշակի օրինաչափությամբ:

1. Ցածր լեռնային գոտին տեղագրված է 1000—1500 մ բացարձակ բարձ-

Արփա գետի և նրա վտակների ափագանների մի քանի մորֆոմետրիկական և ջրաօթերևութաբանական ջուլանիշներ

Մորֆոմետրական և ջրաօդերևութաբանական ջրաանիշներ		Գ ե տ ա յ ի ն ա վ ա դ ն ե ր														
		Արփա (Ջերմուկից վերև)	Անկանք (Դալի)	Ծերակ (Ջերակաջուր)	Գարր (Խերի)	Հերհեր	Կապույտք (Գյարուտ)	Փշոնք (Աղիգրեկով)	Գլաձոր	Սալիղետ (Եղեգիտի վտակ)	Գյուլիղուզ (Եղեգիտի վտակ)	Կղեգիտ	Էլիի	Գրավ	Արփա (Արեւիկից վերև)	
1	Թեկեֆի տիպը	բարձրալեռնային հրաբխային սարավանդ	հրաբխային սարավանդ	հրաբխային լեռներ	ծալքաբեկորային, զենուղացիոն լեռներ	հրաբխային սարավանդ և ծալքավոր լեռներ	ծալքավոր, արիզ զենուղացիոն լեռներ	ծալքավոր, արիզ զենուղացիոն լեռներ	ծալքավոր, արիզ զենուղացիոն լեռներ	ծալքավոր, արիզ զենուղացիոն լեռներ	հրաբխային և ծալքաբեկորային լեռներ	ծալքավոր, արիզ զենուղացիոն լեռներ	ծալքավոր, արիզ զենուղացիոն լեռներ	հրաբխային և ծալքավոր լեռներ		
2	Ափագանի մակերեսը (F) կմ²	165,0	36,0	48,0	170,0	177,2	66,8	76,4	26,8	140,0	58,0	469,0	128,4	65,2	2040	
3	Գլխավոր գետահովտի կարգը	III	III	II	III	IV	III	III	III	IV	III	V	III	III	VI	
4	Գլխավոր գետի երկարությունը (L) կմ	22,0	13,0	9,5	20,0	27,2	17,0	17,6	15,0	22,0	13,0	47,0	22,4	17,2	75	
5	Մշտական հոսք ունեցող հովիտների ընդհանուր երկարությունը (ΣIn) կմ	83,6	29,0	31,2	67,8	103,2	16,4	35,8	26,8	92,8	39,2	309,6	75,2	20,4	1112,6	
6	Զոր հովիտների ընդհանուր երկարությունը (ΣIc) կմ	12,8	—	20,4	91,2	69,8	38,8	27,6	8,8	71,2	22,8	221,6	63,6	34,0	880,3	
7	Մասնատվածության խտությունը (D) կմ/կմ²	0,6	0,8	0,8	0,9	1,0	0,8	0,8	1,2	1,2	1,1	1,2	1,1	0,8	0,9	
8	Հովիտների հաճախականություն (n)	0,1	0,1	0,4	0,4	0,6	0,4	0,6	0,8	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	
9	1 կարգի հովիտների միջին երկարությունը (l1) կմ	2,7	5,0	2,7	2,5	2,2	2,1	3,1	1,8	2,4	2,4	2,7	1,9	2,1	2,4	
10	Գետի անկման անկյունը (i)	4°10′	4°30′	4°50′	4°35′	3°30′	4°25′	4°35′	6°20′	5°35′	5°10′	2°30′	3°50′	5°10′	1°40′	
11	Ափագանի բնորոշ թեքության անկյունները	5°—8°	5°—8°	10°—15°	10°—15°	12°—15°	8°—20°	10°—15°	5°—8°	12°—16°	16°—20°	10°—15°	8°—15°	15°—20°	10°—20°	
12	Ջրածնային զծի զարգացման դործակից (m ≥ 1)	1,4	1,6	1,3	1,4	1,5	1,5	1,4	1,8	1,3	1,2	1,4	1,2	1,4	1,2	
13	Գետի ծախսը (Q) մ³/վրկ	Առավելագույն	18,3	1,61	1,97	5,36	5,95	1,30	1,49	1,52	5,74	4,7	26,0	2,9	1,5	73,6
14		Միջին	4,84	0,34	0,5	1,18	1,9	0,4	0,45	0,22	1,76	1,38	8,05	0,7	0,34	21,6
15		Նվազագույն	2,06	0,11	0,18	0,3	0,86	0,11	0,13	0,054	0,61	0,39	2,88	0,36	0,19	8,74
16	Ցեղումների միջին տարեկան քանակը (մմ)	750	700	700	600	550	550	550	450	550	600	580	500	500	550	
17	Հոսքի միջին տարեկան ծավալը (W) կմ³	0,153	0,011	0,016	0,037	0,060	0,013	0,014	0,007	0,055	0,043	0,254	0,022	0,011	0,681	
18	Հոսքի միջին տարեկան շերտը (γ) մմ	92	30	33	22	34	20	18	26	39	76	54	17	17	33	
19	Վարարումների տևողությունը (օրերով)	96	75	74	107	84	95	97	95	102	85	116	98	80	108	

բուխությունների վրա, կազմելով ավազանի 16,3%: Գոտու մեջ լեռնադրոներն մշտնապես են Միջին Արփայի գոգավորությունը և նրան հարող Գնդասարի, Թեքսարի և Վալքի լեռնաշղթաների լեռնաբաղուկները: Իրենց բնույթով սրանք շոր-դենուդացիոն լեռներ են, լավ զարգացած բեզլենդային ռելիեֆով: Գոտին ունի զարգացած հովտային ցանց, որտեղ գերակշռում են շոր հովիտները: Ցածր լեռնային գոտում տիրապետող են 1,0-ից ավելի խտության գործակիցներով, 200—400 մ խորությամբ մասնատված, 5°—10° թեքությամբ ռելիեֆի տեղամասերը: Գոտին ունենալով լավ մասնատվածություն, հովիտների բարձր հաճախակաություն (0,7—1,0) և բավարար թեքություն, նպաստում է գետահունի մեջ մակերևութային ջրհոսքերի արագ հավաքմանը, որի հետևանքով վարարումները կատարվում են արագ և կարճատև: Մյուս կողմից, թույլ զարգացած հողաբուսական ծածկը և անտառների բացակայությունը նպաստում են ցեխաբարային բնույթի սելավների ինտենսիվ ձևավորմանը:

2 Միջին բարձրության լեռների գոտին ունի 1500—2500 մետր բացարձակ բարձրություն, զբաղում է ավազանի 62,9%-ը, ընդհանրապես բնութագրվում է ռելիեֆի արսուկարգ խորը մասնատվածությամբ և թեքության մեծ անկյուններով: Սակայն այս գոտում մենք ունենք մորֆոմետրիական ցուցանիշների խիստ տարբերություններ ծալքաբեկորային շոր-դենուդացիոն և էրոզիոն լեռների հրաբխային սարավանդների և մասսիվների միջև: Ռելիեֆի հրաբխային տիպը հիմնականում ներկայացված է լավային սարավանդներով և հոսքերով, որոնք աչքի են ընկնում նվազագույն մասնատվածությամբ և մակերևութի թույլ թեքություններով (3°—8°): Որոշ տեղամասերում (Վայոցսարի զանգված, Գնդեազի սարավանդ) հովտային ցանցը լրիվ բացակայում է: Մակերևութային հոսք չի առաջանում: Գետերի հոսքը ձևավորվում է ստորերկրյա ջրերի, որի պատճառով բացակայում է ձյուղավորված գետցանցը: Տիրապետող է խորքային էրոզիան, որը առաջացնում է նեղ և խոր կիրճեր ու կանյոններ:

Ծալքաբեկորային լեռները բնութագրվում են ուժեղ մասնատվածությամբ և լանջերի զառիթափ բնույթով, որը նպաստում է ինչպես խորքային էրոզիային գլխավոր գետահովտում, այնպես էլ կողային հովիտների զարգացմանը նրա լանջերին: Հովտային ցանցը լավ է զարգացած, սյուտեղ առաջանում են հովիտների բարձր կարգերը:

3. Բարձրալեռնային գոտին զբաղեցնում է 2500 մետրից բարձր տերիտորիաներ: Գոտում տիրապետող են հրաբխային լեռները, իսկ ծալքաբեկորային լեռները ունեն հիմնականում էրոզիոն-դենուդացիոն բնույթ և քիչ տարածություն են գրավում: Հրաբխային ռելիեֆը թույլ է մասնատված, ունի մասնատման փոքր խորություն, լանջերը առիկող են: Միակ տարբերությունը միջին բարձրության գոտու նույնատիպ ռելիեֆի նկատմամբ կայանում է նրանում, որ այստեղ գոյություն ունի խոնավության դրական բալանս, տեղումների քանակը մեծ է, որի հետ կապված մեծ է նաև ստորերկրյա ջրերի ծախսը: Արփա գետի և նրա վտակների հիմնական ծախսն առաջանում է այս գոտում:

Հայկական ՍՍՀ ԳԱ ԵԳԻ
Աշխարհագրության բաժին

Ստացվել է 11.1.1968.

Ф. С. ГЕВОРКЯН

МОРФОМЕТРИЯ РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ И РЕЖИМ ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА р. АРПА

Р е з ю м е

Рельеф водосборных бассейнов, особенно в горных странах, является одним из факторов, влияющих на распределение и режим поверхностного стока. Анализ морфометрических карт и гидрометеорологических показателей указывает на определенную связь между морфометрией рельефа и поверхностным стоком.

В статье рассматриваются некоторые морфометрические показатели рельефа (порядок долин, густота и глубина расчленения, частота долин, уклонов и т. д.) и их влияние на распределение и режим поверхностного стока.

С увеличением уклонов и густоты расчленения склонов, уменьшается длина поверхностного стока и увеличивается его скорость. Водотоки, образовавшиеся из дождевых и талых вод, быстро собираются в руслах рек, уменьшая потери вод от испарения и инфильтрации. На участках рельефа, сильно расчлененных сухими долинами, сток формируется, главным образом, из дождевых и талых вод; паводки и половодья здесь проходят быстро и часто развиваются сели.

В бассейне р. Арпа имеются резкие морфометрические отличия как между морфогенетическими типами рельефа (складчато-глыбовые горы, вулканические плато и массивы, наклонные аккумулятивные плато и т. д.), так и вертикальными горными зонами (низкие, средние—высотные и высокие горы), вследствие чего отдельные участки отличаются своеобразием питания, режима и распределения поверхностного стока.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд. МГУ, 1963.
2. Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Изд. Львовского университета, 1960.
3. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд. Саратовского университета. 1960.
4. Философов В. П. Некоторые теоретические вопросы морфометрического метода выявления тектонических структур. Сб. статей «Морфометрический метод при геологических исследованиях». Изд. Саратовского университета, 1963.
5. Хортон Р. Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Гос. изд. иностранной литературы. М., 1948.
6. Birot P. Reflexions sur le profil d'équilibre des cours d'eau, II, III, „Z. Geomorphol“, 1961, 5, №2.
7. Scheidegger A. E. The algebra of streamorder numbers. „Geol. Surv. Profess. Paper“ 1965, № 525-B.
8. Young A. Characteristic and limiting slope angles. „Z. Geomorphol.“, 1961, 5, № 2.