

ბ. ჩიკვაძევილი, ნ. დანელია, ლ. გველესიანი,
ნ. კეჭაიძე, ა. კაკაბაძე

ჭ ი ღ რ მ ლ მ ბ ი ა

საქართველოს სსრ უმაღლესი და საშუალო სპეციალური განათლების სამინისტროს მიერ დამტკიცებულია სახელმწიფო ენაზე უმაღლესი სასწავლებლების ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა მშენებლობის სპეციალობის სტუდენტებისათვის

შესავალი, I, III, IV თავები და V თავის §§ 36, 37, 38, 39, 41 და 42 დაწერილია ბ. ჩიკვაშვილის მიერ, VI თავი და §43 (თავი V)—ნ. დანელიას, თავი II და § 40 (თავი V)—ლ. ბველესინის, ხოლო თავი VII—ნ. კუჭაიძისა და ა. პაპაშვილის მიერ ნ. დანელიას ხელმძღვანელობით.

ჰიდროლოგიის საგანი. ჰიდროლოგია არის მეცნიერება, რომელიც სწავლობს დედამიწის ზედაპირზე და მისი ქერქის ზედა ფენებში არსებულ ბუნებრივ წყლებს. სიტყვა ჰიდროლოგია წარმოიშვა ბერძნული სიტყვებისაგან: ჰიდრო—წყალი და ლოგოს—მეცნიერება. ჰიდროლოგია მიეკუთვნება მეცნიერების იმ დარგს, რომელიც სწავლობს დედამიწის ფიზიკურ და გეოგრაფიულ თვისებებს.

ჰიდროლოგია, როგორც მეცნიერება, ძირითადად იყოფა სამ დამოუკიდებელ ნაწილად: ზღვის ჰიდროლოგია (ოკეანოლოგია), ხმელეთის ჰიდროლოგია (უფრო ზუსტად—ხმელეთის ზედაპირული წყლების ჰიდროლოგია) და ჰიდროგეოლოგია (მიწისქვეშა წყლების ჰიდროლოგია).

თავის მხრივ, ხმელეთის ჰიდროლოგიის შესწავლის ძირითად საგნებად ითვლება: 1. მდინარეების ჰიდროლოგია, 2. ტბების, 3. ჭაობებისა და 4. მყინვარების ჰიდროლოგია (თუმცა აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ხმელეთის ჰიდროლოგიის ეს ნაწილი მეტწილად მიეკუთვნება ფიზიკური გეოგრაფიის საგანს). გარდა აღნიშნული დაყოფისა, ხმელეთის ჰიდროლოგიაში ასხვავებენ აგრეთვე შემდეგ დარგებს: ჰიდრომეტრიას, ჰიდროგრაფიას, საინჟინრო ჰიდროლოგიასა და ჰიდროლოგიურ პროგნოზებს.

ტერმინოლოგიის გამარტივების მიზნით სიტყვა „ხმელეთის ჰიდროლოგიის“ ნაცვლად ყველგან ვხმარობთ სიტყვა „ჰიდროლოგიას“.

ჰიდრომეტრია არის ჰიდროლოგიის საგნის ის ნაწილი, რომელიც იხილავს ჰიდროლოგიური სიდიდეების (წყლის დინების სიჩქარის, დონეების, სიღრმის და ა. შ.) გაზომვისა და აათზე დაკვირვების მეთოდებს.

ჰიდროგრაფიის შესწავლის საგანს შეადგენს წყლის გამოყენების ცალკეული ობიექტების აღწრა და მათი გეოგრაფიული განაწილების კანონზომიერების გამოვლინება.

საინჟინრო ჰიდროლოგიის შესწავლის ამოცანაა წყლის ობიექტების ჰიდროლოგიური რეჟიმის ძირითადი მახასიათებლების დადგენის მეთოდების დამუშავება, რაც საჭიროა ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა დაგეგმარებისა და წყალსამეურნეო ღონისძიებათა დაგეგმვისათვის (ჰიდროენერგეტიკა, წყლის ტრანსპორტი, მოწყობა, დაშრობა, საწარმოო და კომუნალური წყალმომარაგება და ა. შ.).

ჰიდროლოგიური პროგნოზები მეცნიერების შედარებით

ახალი დარგია. ის განიხილავს ჰიდროლოგიური მოვლენების ძირითად მახასიათებლების დადგენის მეთოდებს მომავალი პერიოდისათვის. ჰიდროლოგიური პროგნოზები ნეტად საჭიროა როგორც ჰიდროტექნიკურ ნაგებობის ექსპლუატაციისათვის, ისე სახალხო მეურნეობის სხვა დარგებისათვის (სოფლის მეურნეობაში, ნაოსნობისათვის და ა. შ.).

ჰიდროლოგიას მკიდრო კავშირი აქვს მეტეოროლოგიასთან, რომელიც შეისწავლის ბუნებაში წყლის მიმოქცევის, ატმოსფერული ნალექების მოსვლის რეჟიმს, მიწის ზედაპირიდან და წყალსატევებიდან აორთქლებისა და სხვა საკითხებს.

გარდა ზემოთ ჩამოთვლილისა, ჰიდროლოგია როგორც საგანი კონტაქტშია აგრეთვე მეცნიერების მთელ რიგ სხვა დარგთან, ასე, მაგალითად: ზედაპირული ჩამოდინებისა და მასთან დაკავშირებით მდინარის კალაპოტის გარეცხვისა და დალამების პროცესების შესწავლის დროს ჰიდროლოგია განიხილავს გეომორფოლოგიისა და ნიადაგმცოდნეობის საკითხებს და ა. შ. ჰიდროლოგია როგორც მეცნიერება მომსახურებას უწევს სახალხო მეურნეობას ჰიდროლოგიური ანგარიშებითა და ჰიდროლოგიური პროგნოზებით.

წინამდებარე სახელმძღვანელოში ძირითადად განხილულია საინჟინრო ჰიდროლოგია.

ჰიდროლოგიურ გამოკვლევებს საჭიროებს სახალხო მეურნეობის ისეთი დიდწილად მნიშვნელოვანი დარგები, როგორცაა ელექტრიფიკაცია, სოფლის მეურნეობა, მრეწველობა, ნაოსნობა და ა. შ.

საბჭოთა ჰიდროლოგების წინაშე ნეტად საპატიო ამოცანაა, ისინი მონაწილეობენ კოჰენიზმის მშენებლობის ისეთი საკითხების გადაჭრაში, რომლებიც ითვალისწინებენ ჩვენი ქვეყნის მთლიან ელექტრიფიკაციას, მილიონობით ჰექტარი დაქაობებული მიწების დაშრობას, სასოფლო-სამეურნეო მიწის ფართობების ხელოვნურად მორწყვას, ნაოსნობას, საწარმოო და კომუნალური ობიექტების სასმელ-სამეურნეო წყლით მომარაგებას და ა. შ.

ჰიდროლოგიურ გამოკვლევათა განვითარების მოკლე ისტორიული შიშობილვა. დიდამიწის ზედაპირზე არსებული წყლების შესწავლას ნეტად ხანგრძლივი ისტორია აქვს. მდინარეებს, ტბებს, მიწისქვეშა წყლებს უძველესი დროიდანვე დიდი მნიშვნელობა ენიჭებოდა ხალხთა ცხოვრებაში. სთვლიდა რა ცხოვრების ერთ-ერთ ძირითად ფაქტორად წყალს, ხალხმა დასახლება დაიწყო მდინარეებისა და ტბების ნაპირებზე, რაც წყალსავალი გზების განვითარებისა და ამით მეზობელ ხალხებთან სავაჭრო და სხვა კავშირის დაწყების საშუალებას იძლეოდა.

ყველაზე ადრინდელი მონაცემები ჩვენი ქვეყნის მდინარეებისა და ტბების ჰიდროლოგიური გამოკვლევების შესახებ მიეკუთვნება პირველათასწლეულს ჩვენს წელთაღრიცხვამდე. ამ პერიოდში უკვე მიმდინარე-

ობდა ჰიდროლოგიური დაკვირვებანი შუა აზიის მთელ რიგ მდინარეებზე (ამუდარია, ზერაფშანი და ა. შ.), რომლებზედაც მოწყობილი იყო სხვადასხვა ტიპის წყლის საზოგებო. დაახლოებით ამავე პერიოდში მოხდა მდინარე დნეპრის ქვედა დინების პირველი აღწერა.

ცნობილი ქართველი მეცნიერის ვახუშტი ბატონიშვილის ნაშრომში „აღწერა საბიფოსი საქართველოსი“ ნათქვამია „შოლის პირიდან გაიტანა მეფემან ვახტანგ რუ, რამეთუ იყო ბინდორი ესე უწყლო, და ჰყო წისქვილნი, და სმენ პირუტყენი“.

მეთორმეტე საუკუნიდან ძველ რუსულ დამწერლობაში, ე. წ. ნოვგოროდის მწერალთა წიგნებში, უკვე გვხვდება იმ მდინარეების აღწერა, რომლებშიაც აღინიშნებოდა წყალდიდობები და მცირე წყლიანობა, გაყინვა და ყინულთსვლა და სხვა მრავალი ჰიდროლოგიური ძოვლება.

1405 წლის მატიაწეში მოყვანილია მასალები მდ. მოსკოვის წყლის რეჟიმის შესწავლის შეჯამებ.

1627 წელს რუსეთში შეადგინეს წიგნი სათაურით „Книга описанья речей“, რომელიც წარმოადგენდა მოსკოვის სახელმწიფოს პირველი რუკის (რუკა შედგენილი იყო XVI საუკუნეში, ივანე მრისხანის მეფობის პერიოდში) დანართს. ამ წიგნში აღწერილი იყო მოსკოვის სახელმწიფოს ტერიტორია მთლიანად და მათ შორის ამ ტერიტორიაზე არსებული წყლის ობიექტები.

ჰიდროლოგიური გამოკვლევების ჩატარებაში უდავოდ საპატიო ადგილი უკავია პეტრე პირველის დროინდელ ეპოქას, რადგან სწორედ ამ პერიოდში ფართოდ განვითარდა სამდინარო და საზღვაო ტრანსპორტი და მასთან დაკავშირებით წარმოებული ჰიდროტექნიკური მშენებლობები; ასე, მაგალითად, ჩატარდა საკვლეო-საძიებო სამუშაოები ვოლგისა და დონის, ოკასი და დონის, მდინარე მოსკოვიანა და ზედა ვოლგის წყალგამყოფებზე, რათა ამ უბნებში წყლის სამომოსვლო გზების გაუმჯობესების მიზნით მოეწყოთ შემაერთებელი არხები.

1715 წელს პეტრე პირველის მითითებით მდინარე ნევაზე, პეტრეპავლეს ციხე-სიმაგრესთან, მოეწყო პირველი წყალმზომი საგუშაგო. პეტრე პირველის დროს (1708 წელს) რუსეთში პირველად დაიწერა აგრეთვე წიგნი მდინარეებში წყლის მოძრაობის შესახებ.

ბევრი რამ გააკეთა ბუნებრივი წყლების შესწავლის საკითხში დიდმა რუსმა მეცნიერმა ლომონოსოვმა (1711—1765 წ.წ.), რომლის ინიციატივით 1760 წელს ჩატარდა ანკეტური დაკვირვებანი შემოდგომის წყალდიდობების ძირითად მახასიათებლებზე და აგრეთვე მდინარეთა გაყინვისა და მათი ყინულისაგან განთავისუფლების თარიღის დასადგენად. მ. ვ. ლომონოსოვი თავის მეცნიერულ ნაშრომში „О чистом воздухе“ (1763 წ.) იაილავს ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლებს შორის ურთიერთდამოკიდებულების საკითხს. მისმა მეცნიერულმა დასკვნებმა ამ დარგში დიდი

გაფლენა მოახდინა ჩვენს ქვეყანაში წყლის ობიექტების გეგმურად შესწავლის მიმდინარეობაზე.

XX საუკუნის დასაწყისში დაიბეჭდა მთელი რიგი ნაშრომი, რომლებშიც განხილული იყო ჩაიონადენსა და ნალექებს შორის არსებული ურთიერთკავშირის საკითხები, ასე, მაგალითად, ოლდეკოპისა და სოკოლოვის შრომები რუსეთში, შრეიბერისა და კელერისა— საზღვარგარეთ.

მიუხედავად ყველა აქ ჩამოთვლილი მიღწევებისა, უკანასკნელ დრომდე ჰიდროლოგია როგორც მეცნიერება დასოუჯრდებელ დარგად არ არსებობდა, ჰიდროლოგიური გამოკვლევების საკითხი შედიოდა გეოდეზიის კურსში, იდინარეების რეჟიმის შესწავლა კი უმეტესად— ფიზიკური გეოგრაფიის კურსში.

თანაბედროვე ჰიდროლოგია როგორც მეცნიერება რუსეთში ჩამოყალიბდა ნხოლოდ დიდი ოქტომბრის სოციალისტური რევოლუციის შემდეგ, როდესაც ფართო მასშტაბით გაიშალა სხვადასხვა სახის წყალსაბეურნეო ობიექტების მშენებლობა. ამ დროიდან დაწყებული ჩვენს ქვეყანაში ყოველწლიურად იზრდება ჰიდროლოგიური სადგურებისა და საგუშაგოების ქსელი, მაგალითად, თუკი 1917 წლისათვის ჰიდროლოგიურ დაკვირვებათა პუნქტები 1100—1200 არ აღემატებოდა, 1960 წლისათვის მათი რაოდენობა დაახლოებით 7000-მდე გაიზარდა.

ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურებისა და ჰიდროსაგუშაგოების ასეთი სწრაფი ტემპით ზრდამ, წყალსამეურნეო ღონისძიებათა გაფართოებამ და ამასთან დაკავშირებით სახალხო მეურნეობის განზრდილმა მოთხოვნილებებმა ჰიდრომეტეოროლოგიური მასალებისადმი გადაუდებელ აპოკანად წამოაყენა საბჭოთა კავშირში ისეთი საკოორდინაციო ორგანოს შექენა, რომელიც ხელმძღვანელობას გაუწევდა ყველა ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურებისა და საგუშაგოების მუშაობას ჰიდრომეტეოროლოგიური გამოკვლევებისა და დაკვირვებების დარგში. ამ მიზნით 1929 წელს საბჭოთა კავშირის სახალხო კომისართა საბჭოსთან შეიქენა ჰიდრომეტეოროლოგიის კომიტეტი, რომლის განკარგულებაში იმყოფებოდა სახელმწიფოს ყველა ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურების ქსელი. 1933 წელს კომიტეტი გადაკეთდა სსრ კავშირის ერთიანი ჰიდრომეტეოროლოგიური სასსახურის ცენტრალურ სამმართველოდ, ხოლო 1936 წელს— სსრ კავშირის მინისტრთა საბჭოსთან არსებული ჰიდრომეტეოროლოგიური სასსახურის მთავარ სამმართველოდ.

სსრ კავშირის ჰიდრომეტეოროლოგიური სასსახურის მთავარ სამმართველოს, თავის მხრივ, ექვემდებარება რესპუბლიკური და საშხარეო ჰიდრომეტეოროლოგიური სასსახურის სამმართველოები, რომლებიც უშუალოდ ადგილებზე ოპერატიულ მომსახურებას უწევენ სახალხო მეურნეობის სხვადასხვა დარგს ჰიდრომეტეოროლოგიური მასალებით, ინფორ-

შეცდომითა და პროგნოზებით და აგრეთვე ხელმძღვანელობენ ჰიდრომეტეოროლოგიურ ობსერვატორიებს, სადგურებსა და სამუშაოებს.

სსრ კავშირის ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის მთავარი სამმართველოს სისტემაში შედის აგრეთვე ე. ი. ვოეიკოვის სახელობის მთავარი გეოფიზიკური სამმართველო, სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტი, პროგნოზების ცენტრალური ინსტიტუტი, ცენტრალური აეროლოგიური ობსერვატორია, ჰიდრომეტეოროლოგიურ ხელსაწყოთა სამეცნიერო-საკვლევო ინსტიტუტი, ოკეანოგრაფიის სახელმწიფო ინსტიტუტი, აეროკლიმატოლოგიისა და სხვა მრავალი სამეცნიერო-საკვლევო ინსტიტუტი მოკავშირე რესპუბლიკებში. დასახელებულ ინსტიტუტებში უდიდესი საკვლეო-სამეცნიერო სამუშაოები ტარდება მდინარეების, ტბებისა და ხელოვნური წყალსაცავების მუშაობის რეჟიმის დადგენის მეთოდებისა და სხვა ჰიდროლოგიური მოვლენების პროგნოზირების მეთოდების დასამუშავებლად.

ჰიდროლოგიის განვითარებაში უდავოდ დიდი წვლილი შეიტანეს საბჭოთა მეცნიერებმა, ასე. მაგალითად, წყლის ბალანსის საკითხში მ. ა. ველიკანოვმა, ბ. დ. ზაიკოვმა, დ. ლ. სოკოლოვსკიმ და სხვებმა; ჩამონადენის გაანგარიშების მეთოდების დამუშავებაში—დ. ი. კოჩერინმა, ბ. დ. ზაიკოვმა, ა. ვ. ოგივესკიმ, ს. ნ. კრიკიმ, მ. ფ. მენკელმა და სხვებმა; მდინარის კალაპოტის ფორმირების დარგში—მ. ა. ველიკანოვმა, ვ. მ. მაკავეევმა, ვ. ნ. გონჩაროვმა, ი. ვ. ლევიმ და სხვებმა. მდინარეების მყარი ნატანის გამომანგარიშების საკითხებში—ბ. ვ. პოლიაკოვმა, გ. ი. შამოევმა, ლ. გ. გველესიანმა და სხვ.

წყლის ძირითადი ფიზიკური და ქიმიური თვისებები. წყალი ხასიათდება მრავალი ისეთი თვისებით, რითაც ის მეტად განსხვავდება მყარი და სხვა თხევადი სხეულებისაგან.

წყალი ადვილად დენადია და თავისუფლად ლებულობს იმ ჰურჯლის ფორმას, რომელშიაც ის არის მოთავსებული. იგი უძლებს დიდ წნევას და ამავე დროს უმნიშვნელოდ იკლებს მოცულობით; როგორც ცნობილია, წყალი შეიძლება ჩაითვალოს უკუმშვადად.

წყლის გაყინვისა და დუღილის ტემპერატურა საერთოდ დამოკიდებულია ატმოსფერული წნევის სიდიდესა და წყალში შემავალი მარილების პროცენტულ რაოდენობაზე. ნორმალური ატმოსფერული წნევის დროს (760 მმ) დისტილირებული წყლის გაყინვის ტემპერატურად მიღებულია 0°C , დუღილის ტემპერატურად კი 100° , ზღვის წყალი იმავე ნორმალური ატმოსფერული წნევის დროს იყინება -1°C -დან -2°C -ის ფარგლებში, ხოლო დულს $100,08^{\circ}\text{C}$ — $100,64^{\circ}\text{C}$ -ის დროს.

წყლის სიმკვრივე გარის მასის ფარდობა მის მოცულობასთან:

$$\rho = \frac{m}{V} \left[\frac{\text{კგ} \cdot \text{წმ}^3}{\text{მ}^3} \right].$$

წყლის მოცულობითი წონა γ არის წყლის სიმკვრივისა და სიმძიმის ძალის აჩქარების ნამრავლი

$$\gamma = \rho g.$$

წყლის სიმკვრივისა და მოცულობითი წონის სიდიდე ძირითადად დამოკიდებულია წნევისა და ტემპერატურაზე; რაც უფრო კლებულობს ტემპერატურა, მით უფრო მატულობს მისი მოცულობითი წონა და, შესაბამისად, სიმკვრივეც. წნევისთან კი ρ და γ პირდაპირპროპორციულ დამოკიდებულებაშია.

წყლის მოცულობითი წონა (ნორმალური ატმოსფერული წნევის დროს) თავის მაქსიმალურ მნიშვნელობას— $\gamma = 1000$ კგ/მ³—აღწევს 4°C დროს და იკლებს ტემპერატურის როგორც მომატებით, ისე დაკლებით. მაგრამ აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ წყლის მოცულობითი წონის შეცვლა ტემპერატურის ცვალებადობით უმნიშვნელოა, რაც ნათლად ჩანს პირველი ცხრილიდან (ამ ცხრილში მოცემული γ -ს სიდიდეები შეესაბამება ნორმალურ ატმოსფერულ წნევას).

ც ხ რ ი ლ ი 1

წყლის მოცულობითი წონა სხვადასხვა ტემპერატურის დროს					
t°C	0	10	20	60	100
γ კგ/მ ³	999,9	999,4	998,2	983,2	958,4

იმის გამო, რომ ჰიდროტექნიკური ნაგებობა ძირითადად მუშაობს 0—40°C ტემპერატურის ფარგლებში, პრაქტიკული ამოცანების გადაწყვეტის დროს, ტემპერატურის ცვალებადობის აღნიშნულ ფარგლებში, წყლის მოცულობითი წონა შეიძლება მივიღოთ მუდმივად $\gamma = 1000$ კგ/მ³. ამავე მოსაზრების საფუძველზე მუდმივად შეიძლება მივიღოთ აგრეთვე წყლის სიმკვრივეც $\rho = 101,9$ კგ. წმ³/მ³.

წყლის კუთრი თბოტევადობა არის სითბოს ის რაოდენობა, რომელიც საჭიროა 1 გრამი წყლის გასათბობად 1°C-ზე. წყლის კუთრი თბოტევადობა გაცილებით მაღალია, ვიდრე მყარი სხეულებისა და სხვა თხევადი ნივთიერებებისა. ტემპერატურის შეცვლით წყლის თბოტევადობა უცნაურად იცვლება. წყლის თბოტევადობა უდრის (მიახლოებით) 1000 კალ/გ გრად., ყინულისა—0,505 კალ/გ გრად., ჰაერისა—0,237 კალ/გ გრად. და ა. შ.

წყლის თბოგამტარუნარიანობა განისაზღვრება ე. წ. თბოგამტარობის კოეფიციენტით. თბოგამტარობის კოეფიციენტში ივლისისხმება 1 წამის განმავლობაში გამავალი სითბოს ნაკადის ის რაოდენობა, რომელიც გაივლის 1 სმ² წყლის ფართობში 1 სმ მანძილს (სითბოს ნაკადის მიპართულებით) წყლის ტემპერატურის 1°C შეცვლის დროს. წყლის თბოგამტარობის კოეფიციენტი საშუალოდ უდრის 0,0014 კალ/სმ² წმ გრად., ხოლო ყინულისა კი—0,0054 წმ გრად.

წყალი სხვა სითხეებთან შედარებით ხასიათდება ზედმიწევნით დიდი ზედაპირული დაკვიმულობით და ამ მხრივ ჩამორჩება მხოლოდ ვერცხლისწყალს; წყლის ზედაპირული დაკვიმულობის ძალა იცვლება ტემპერატურის ცვალებადობასთან ერთად: 0°C დროს ის უდრის $75,5$ დნ/სმ, 100°C -ის დროს კი $57,2$ დნ/სმ. წყალს აქვს აგრეთვე მყარი სხეულების უმრავლესობის დასველების თვისება. სწორედ ამ მოვლენებთან არის დაკავშირებული წყლის უნარი აიწიოს კაპილარებში და ნიადაგის ფორებში გავლით ავიდეს თავისუფალი ზედაპირის ზევით.

წყლის მიმოქცევა ბუნებაში. წყლის ბალანსი

§ 1. წყლის განაწილება ღრუბრების ზედაპირზე

ღრუბრების ზედაპირზე არსებული წყლები ოკეანეებისა და ზღვების სახით ჰქმნის ერთ მთლიან (უწყვეტ) წყლის გარსს.

ღრუბრების არსებობის ისტორიის მანძილზე ბუნებრივი წყლების საერთო რაოდენობა უცვლელია. ღრუბრების ზედაპირზე არსებული წყლის მთელი მოცულობა დაახლოებით 2000 მილიონ კმ³-ს შეადგენს, რომლის 68,5% (1370 მილიონი კმ³) ოკეანეებსა და ზღვებს უკავია; 30%-ზე ცოტა ნაკლები (დაახლოებით 600 მილიონი კმ³) ღრუბრების ქერქშია მოთავსებული, ხოლო დანარჩენი 1,5% — ხმელეთზე გამდინარე წყლების, მყინვარებისა და ატმოსფეროში აორთქლებული წყლის სახით წარმოგვიდგება.

ღრუბრების ზედაპირის მთლიანი ფართობი 510 მილიონ კმ² შეადგენს, რომლიდანაც 361 მილიონი კმ² ოკეანეებსა და ზღვებს უკავია, ხოლო დანარჩენი 149 მილიონი კმ² (ანუ 1/3-ზე უფრო ნაკლები) კი — ხმელეთს. ასე რომ, თუ ოკეანეებსა და ზღვებში არსებულ წყლებს თანაბრად გავანაწილებდით მიწის ზედაპირზე, მაშინ ეს უკანასკნელი მთლიანად დაიფარებოდა 2,4 კმ სიღრმის წყლის ფენით.

ხმელეთის ზედაპირზე წყლის წლიური გამონადენის საერთო მოცულობა 37 ათას კმ³ შეადგენს, სადაც 35,2 ათასი კმ³ მდინარეთა ჩამონადენია, ხოლო 1,8 ათასი კმ³ — ანტარქტიდისა და გრენლანდიის მყინვარების დნობის შედეგად წარმოქმნილი წყლის ჩამონადენი.

წყლის ჩამონადენი ხმელეთზე არათანაბრადაა განაწილებული. ასე, მაგალითად, მთელი ჩამონადენის 98% (36,3 ათასი კმ³) უშუალოდ ოკეანეებსა და ზღვებს უერთდება, ხოლო წყალჩაუდინარ (непроточный) ტერიტორიებზე კი, რომლებსაც ხმელეთის მთლიანი ფართობის 21%-ზე მეტი უჭირავს, მოდის საერთო ჩამონადენის მხოლოდ 2% (700 კმ³).

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის წყალჩაუდინარი რაიონებიდან ყველაზე დიდია კასპიის ზღვის აუზი (1,8 მილიონი კმ³) და აგრეთვე არალის ზღვის, ბალხაშის ტბისა და ყაზახეთის საბჭოთა სოციალისტური რესპუბლიკის მრავალ მდინარეთა აუზები (საერთო ფართობით 1,0 მილიონი კმ²).

ღრუბრებზე ხმელეთისა და ოკეანეების წყლის ზედაპირის ფართობის განაწილება მოცემულია მე-2 ცხრილში.

დედამიწაზე ხმელეთისა და ოკეანეების წყლის ზედაპირის ფართობის განაწილება

დედამიწის ნაწილი	ფართობი (ათას კმ²)	ოკეანეები	ფართობი (ათას კმ²)
ევროპა .	10500	წყნარი (დიდი) .	179600
აზია .	43836	ატლ. ოკეანის .	92400
აფრიკა	30310	ინდოეთის	74900
ამერიკა	42097	ჩრდილოეთის ყინულოვანი .	14100
ავსტრალია .	8557		
ანტარქტიდა	14165		
		სულ .	361000
სულ .	149165 29,5%		70,5%

§ 2. წყლის მიმოქცევა ბუნებაში

ბუნებაში წყალი მუდმივ მიმოქცევაშია. ამის ძირითადი გამომწვევი მიზეზი მზის რადიაციული ზემოქმედებაა.

მზის რადიაციის გავლენით ოკეანეებისა და ზღვების ზედაპირიდან ხდება წყლის დიდი რაოდენობით აორთქლება. სახელდობრ, წლის განმავლობაში აორთქლებული წყლის მასის მოცულობა დაახლოებით 518,6 ათას კმ³ შეადგენს. ტენის ეს აორთქლებული მასა, ადის რა ატმოსფეროს ზედა ფენებში, გადაადგილდება კონტინენტზე ასეულ-ათასეული კილომეტრის მანძილზე, იკრიბება ცალ-ცალკე მასივებად ღრუბლების სახით და საბოლოოდ ბრუნდება ისევ დედამიწის ზედაპირზე წვიმის, თოვლისა და სეტყვის სახით. მიწის ზედაპირზე მოხვედრილი ხალექის ნაწილი იეონება ნიადაგში, ნაწილი მდინარეების საშუალებით ისევ ჩაედინება ოკეანეებსა და ზღვებში, ხოლო დანარჩენი ნაწილი კი ორთქლდება თვით ხმელეთის ზედაპირიდან და ადის ისევ ატმოსფეროს ზედა ფენებში. შემდგომში, წყლის მასის მიმოქცევის ასეთი ციკლი მუდმივად მეორდება.

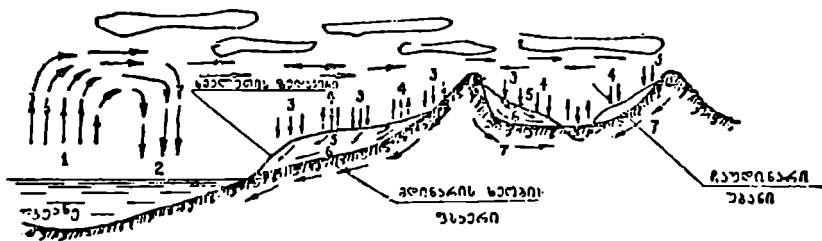
დედამიწის ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის ტენის მუდმივად გაცვლისა და ბრუნვის აღნიშნულ პროცესს ბუნებაში წყლის მიმოქცევას უწოდებენ.

განასხვავებენ წყლის მიმოქცევის ორ სახეს: მცირე და დიდ მიმოქცევებს.

მცირე მიმოქცევა წყლის ბრუნვის იმ პროცესს ეწოდება, რომლის დროსაც ოკეანეებისა და ზღვების ზედაპირიდან ატმოსფეროში ასული აორთქლებული მასის ერთი ნაწილი იქვე გროვდება ღრუბლების სახით და უშუალოდ ბრუნდება ისევ ოკეანეებსა და ზღვებში ატმოსფეროში.

რული ნალექების სახით. დიდი მიმოქცევა კი წყლის ბრუნვის იმ პროცესს გამოსახავს, რომლის დროსაც ატმოსფეროში ასული აორთქლებული მასის დარჩენილი (მეორე) ნაწილი ჯერ გადაადგილდება მატერიკზე, შემდეგ დაბრუნდება ხმელეთის ზედაპირზე ატმოსფერული ნალექების სახით და საბოლოოდ ჩაედინება ისევ ზღვებსა და ოკეანეებში მდინარეთა გავლით.

ბუნებაში წყლის მიმოქცევის ზოგადი სქემა მოცემულია პირველ ნახაზზე.



ნახ. 1. ბუნებაში წყლის მიმოქცევის სქემა.

- 1—აორთქლება ოკეანის ზედაპირიდან; 2—ნალექები ოკეანეში; 3—ნალექები ხმელეთის ზედაპირზე; 4—აორთქლება ხმელეთის ზედაპირიდან; 5—ზედაპირული და მიწისქვეშა ჩამოდინება მდინარეში; 7—მიწისქვეშა ჩამოდინები ოკეანეებსა და წყალგაუმდინარ ზღვებში.

§ 3. მდინარის წყლის ბალანსის განმარტება

მდინარეების მიერ მრავალი წლის დაკვირვებებით დადგენილია, რომ ოკეანეებისა და ზღვების დონეები პრაქტიკულად უცვლელი რჩება. ამიტომ შეიძლება ვივარაუდოთ, რომ ოკეანეებიდან და ზღვებიდან ხმელეთზე გადატანილი (ქარის საშუალებით) აორთქლებული წყლის მასის სიდიდესა და, პირიქით, ხმელეთის ზედაპირიდან ოკეანეებსა და ზღვებში ჩადინებული წყლის რაოდენობას შორის გარკვეული თანატოლობა, ანუ ბალანსი არსებობს.

ყოველწლიურად ოკეანეებიდან და ზღვებიდან აორთქლებული წყლის დანაკარგების ანაზღაურება ხდება წყლის იმ რაოდენობით, რომელიც უკანვე ჩაედინება ოკეანეებსა და ზღვებში მდინარეების საშუალებით და მიწისქვეშა წყლების სახით დროის იმავე პერიოდში. თანახმად აღნიშნულსა, მთელი დედამიწის წყლის ბალანსის განტოლება შეიძლება შემდეგნაირად გამოისახოს:

$$Z_1 + Z_2 = (X_1 + Y) + (X_2 - Y) = X_1 + X_2, \quad (1.1)$$

სადაც Z_1 და Z_2 ოკეანეებიდან, ზღვებიდან (Z_1) და ხმელეთის ზედაპირიდან

რიდან (Z_1) აორთქლებული წყლის საშუალო წლიური სიდიდეებია, მილიმეტრობით;

X_1 და X_2 —ოკეანეების, ზღვებისა (X_1) და ხმელეთის ზედაპირზე (X_2) მოხვედრილი ატმოსფერული ნალექების საშუალო წლიური რაოდენობა. მილიმეტრობით;

Y —მდინარეთა საშუალო წლიური ჩამონადენი, მილიმეტრობით.

თანახმად (1.1) განტოლებისა, შეიძლება დავასკვნათ, რომ ოკეანეების, ზღვებისა და ხმელეთის ზედაპირიდან აორთქლებული წყლის რაოდენობა ტოლია მათივე ზედაპირზე მოხვედრილი ატმოსფერული ნალექების ჯამისა.

თავის მხრივ,

$$\left. \begin{aligned} Z_1 &= X_1 + Y \\ Z_2 &= X_2 - Y \end{aligned} \right\} \quad (1.2)$$

ე. ი. ოკეანეებიდან და ზღვებიდან საშუალოდ წელიწადში აორთქლებული წყლის რაოდენობა (Z_1) ტოლია მათზე მოსული ატმოსფერული ნალექებისა და მდინარეთა ჩამონადენის ჯამისა ($X_1 + Y$). ხოლო ხმელეთის ზედაპირიდან აორთქლებული წყლის რაოდენობა კი (Z_2) ტოლია მასზე მოსული ატმოსფერული ნალექებისა და მდინარეთა ჩამონადენის სხვაობისა ($X_2 - Y$).

დედამიწის წყლის ბალანსი მოცემულია მე-3 ცხრილში, ხოლო საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის წყლის ბალანსი (გამოთვლილი პ. ს. კუზინის მიერ)—მე-4 ცხრილში.

ც ხ რ ი ლ ი 3

დედამიწის წყლის ბალანსი (მ. ი. ლევიჩის მონაცემებით)

მოქმედების ადგილ- მდებარეობა	ფართობი (მილ კმ ²)	ბალანსის ელემენტები	წლიური მოცულ. (ათა კვ ³)	წლიური ფენა (მმ-ობით)
მსოფლიო ოკეანე .	361	ნალექები	411,6	1110
		მდინარეთა ჩამონადენი	36,3	100
ხმელეთის პერიფერიული ადგილები .	117	აორთქლება	447,9	1240
		აორთქლება	63	540
		მდინარეთა ჩამონადენი	6,3	309
ხმელეთის წყალჩაუდინარი ადგილები .	32	ნალექები	99,3	849
		აორთქლება	7,7	240
სულ დედამიწია ზედაპირზე	510	ნალექები	7,7	240
		აორთქლება ოკეანეები- დან	447,9	875
		აორთქლება ხმელეთიდან ნალექები ან აორთქლებ.	70,7	140
		დედამიწზე	518,6	1015

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის წყლის ბალანსი

ა უ ზ ე ბ ი	ფართობი (ათას კმ ²)	ნალექები		ჩამონადენი		აორთქლება		ჩამონადენის კოეფიციენტი
		სმ	კმ ³	სმ	კმ ³	სმ	კმ ³	
ბარენცისა და თეთრი ზღვის	1000	50	500	35	346	15	154	0,70
ბალტიის ზღვის შვი და აზოვის ზღვის	600	63	378	26	158	37	220	0,42
კასპიის ზღვის არალის ზღვისა და სხვა წყალუდინარი ტბის, შუა აზიის მდინარეების	1200	55	660	13	158	42	502	0,24
კარსკის ზღვის ლაპტევიების, აღმოსავლეთ ციმბირისა და ჩუკოტკის ზღვების	2900	40	1160	10	284	30	876	0,24
ბერინგის, ოხოტის და იაპონიის ზღვების	2000	22	440	5	94	17	346	0,21
კარსკის ზღვის ლაპტევიების, აღმოსავლეთ ციმბირისა და ჩუკოტკის ზღვების	6100	42	2560	19	1166	23	1394	0,45
ბერინგის, ოხოტის და იაპონიის ზღვების	4600	29	1330	19	882	10	448	0,66
იაპონიის ზღვების	3200	50	1600	27	850	23	750	0,53
სულ	21600	40	8628	18	3938	32	4690	0,46

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის მთლიანი ფართობი 22,3 მლნ კმ²-ია, რაც მთელი დედამიწის ხმელეთის ზედაპირის 14,9% შეადგენს; სსრ კავშირის ყველა მდინარის ჩამონადენი საშუალოდ 3,9 ათასი კმ³-ია წელიწადში, რაც ბსოფლიოს ყველა მდინარის ჩამონადენის 10,1% უდრის.

როგორც მე-4 ცხრილიდან ჩანს, საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ფარგლებში მდინარეთა ყველაზე მეტი ჩამონადენებით ხასიათდება მისი ევროპული ნაწილის ჩრდილოეთი და ჩრდილო-დასავლეთის რაიონები, ბერინგის, ოხოტის და იაპონიის ზღვების აუზები; მდინარეთა დაბალი ჩამონადენებით კი—საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის სამხრეთი და, განსაკუთრებით, სამხრეთ-აღმოსავლეთის რაიონები, აზიის მთელი რიგი მდინარეები და არალის ზღვის აუზი. ყაზახეთის უდაბნო რაიონებსა და არალო-ტურანიის დაბლობზე ზედაპირულ ჩამოდინებას თითქმის სრულებით არ აქვს ადგილი.

§ 4. საღებურ მდინარეთა აუზების წყლის ბალანსის განვლილება

წინა პარაგრაფში განხილული დედამიწის წყლის ბალანსის ზოგადი განტოლების საფუძველზე შეგვიძლია აგარეთვე შევადგინოთ ცალკეულ მდინარეთა აუზების წყლის ბალანსის განტოლება, რასაც მეტად დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს კონკრეტული წყალსამეურნეო ობიექტების დასაგეგმარებლად.

ამ მიზნით, მდინარის აუზში შემოსულ (ჩამოდინებულ) და დახარ-

ჯულ (გადინებულ) წყლის რაოდენობათა ერთი მეორესთან შედარებით შეიძლება დადგენილ იქნეს წყლის ბალანსის შემდეგი ელემენტები:

ბალანსის შემოსულ ნაწილში შედის ატმოსფერული ნალექები (იოვლი, წვიმა რა სეტყვა) X ; წყლის ორთქლის კონდენსაცია ნიადაგში C ; მეზობელი აუზებიდან წყლის მიწისქვეშა მოდინება W_1 .

ბალანსის დახარჯულ ნაწილში შედის: მდინარის ჩანადენი Y ; ატმოსფეროში ტენის აორთქლება Z ; აუზიდან მიწისქვეშა გადინება W_2 .

თუკი ყველა ამ ელემენტს გამოვსახავთ ერთი და იმავე განტოლებით, მაშინ მდინარის აუზისათვის წყლის ბალანსის განტოლება შეიძლება შემდეგო სახით დაიწეროს:

$$X + C + W_1 = Y + Z + W_2. \quad (1.3)$$

წყლის ბალანსის ხანგრძლივი პერიოდისათვის განხილვის დროს საკმაოდ დიდი აუზებისათვის მიწისქვეშა მოდინება W_1 და გადინება W_2 თითქმის ერთიმეორის ტოლია, ხოლო ნიადაგში წყლის ორთქლის კონდენსაცია C მეტად მცირეა წყლის ბალანსის განტოლებაში შემავალ სხვა წევრებთან შედარებით. ამიტომ მრავალწლიური პერიოდისათვის აუზის წყლის ბალანსის განტოლება შეიძლება მეტად მარტივად გამოისახოს:

$$X_0 = Y_0 + Z_0, \quad (1.4)$$

სადაც ინდექსი „0“ აღნიშნავს განტოლებაში შემავალ საშუალო მრავალწლიურ სიდიდეებს.

ამ განტოლებიდან ჩანს, რომ დედამიწის ზედაპირზე მოხვედრილი ატმოსფერული ნალექები ძირითადად იხარჯება მდინარეთა ჩამონადენის ფორმირებასა და აორთქლებაზე.

თუკი მდინარის აუზის წყლის ბალანსის განტოლებას დავწერთ

$$Y_0 = X_0 - Z_0 \quad (1.5)$$

სახით, მაშინ შეიძლება ითქვას, რომ ყოველი მდინარის ჩამონადენი უდრის მის წყალშემკრებ ფართობზე მოსული ნალექების რაოდენობას გამოკლებული იმავე ფართობიდან აორთქლებული ტენის რაოდენობა.

ჩამონადენის კლიმატური ფაქტორები

§ 5. კაეჩისა და ნიადაგის ტემპერატურა

ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურა დიდ გავლენას ახდენს ჩამონადენის სიდიდესა და მის განაწილებაზე ხმელეთის ზედაპირზე. რადგან ტემპერატურის ცვალებადობასთან ერთად იცვლება ტენის აორთქლება (განსაკუთრებით თოვლის დნობის პერიოდში) ატმოსფეროში.

ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურასთან მჭიდროდ არის დაკავშირებული აგრეთვე წყალსატევების გაყინვა და ყინულისაგან მათი განთავისუფლება, მდინარის ღია და ყინულით დაფარულ კალაპოტებში წყლის დინება და ა. შ.

მზის გამოსხივების სიძლიერის მიხედვით ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურა განიცდის დღელამურ, წლიურ და მრავალწლიურ რყევადობას. ტემპერატურის დღელამური რყევადობა დაკავშირებულია დღის საათებთან, წლიური—ეკვატორის მიწარტ მზის მდებარეობასთან, ხოლო მრავალწლიური კი—კლიმატის მრავალწლიურ ცვალებადობასთან.

დაკვირვებები გვიჩვენებს, რომ ნიადაგის ზედაპირზე ყველაზე მინიმალური ტემპერატურაა მზის ამოსვლის წინ, დაახლოებით 4-5 საათზე. დილიდან ნიადაგის ტემპერატურა თანდათან მატულობს და დღის 13-14 საათზე მაქსიმუმს აღწევს; ეს კი დღის ის პერიოდია, როდესაც ნიადაგის ზედაპირზე მიღწეული და დახარჯული სითბო დაახლოებით ერთი და იგივეა. ნიადაგის ტემპერატურის რყევის ამპლიტუდა დიდად არის დამოკიდებული მის თბოგამტარუნარიანობასა, თბოტევადობასა და ფენის სიღრმეზე. ნიადაგის ზედა ფენები, ხურდება რა უფრო ძლიერ მზის მიერ გამოსხივებული სითბოთი, გადასცემს თავის ტემპერატურას უფრო და უფრო შესუსტებული სახით ნიადაგის შედარებით ღრმა ფენებს. საშუალოდ 70-100 სმ-ის სიღრმეზე ტემპერატურის დღელამური რყევადობა ნაკლებად შესამჩნევია, მის ქვევით კი თითქმის უცვლელია.

ნიადაგის ტემპერატურის წლიური მაქსიმუმი უმეტეს შემთხვევაში აღინიშნება ივლის-აგვისტოში, ხოლო მინიმუმი—იანვარში. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში ტემპერატურის წლიური რყევადობის ამპლიტუდა დაახლოებით 30-35°-ს აღწევს. რაც უფრო დიდია ნიადაგის ტენიანობა, მით უფრო ნელა ხდება მისი ხილრმით ფენებში სიცივის ჩაღწევა. ზამთარში ნიადაგის სიღრმითი ფენების ტემპერატურა უფრო მაღა-

ლია, ვიდრე მისი ზედაფენისა, ზაფხულში კი პირიქით; ვაზაფხულზე ყველაზე ცივი ფენა მოთავსებულია ნიადაგის ორ თბილ ფენას შორის, ხოლო შემოდგომაზე კი პირიქით. ნიადაგში ტემპერატურის წლიური რყევადობა აღინიშნება დაახლოებით 20 მეტრის სიღრმემდე, მის ქვევით კი ტემპერატურა გარკვეული კანონზომიერებით იზრდება (ყოველ 30-35 მ სიღრმეზე ტემპერატურა ერთი გრადუსით მატულობს).

ნიადაგის ტემპერატურის რყევადობა უშუალოდ გადაეცემა ჰაერის ქვედა ფენებს და ათბობს მას (თბოგამტარობის გზით). თავის მხრივ, ჰაერის გამთბარი ფენები აღის ზევით ატმოსფეროში, მათ ადგილს კი იკავებს ზემოდან დაშვებული ჰაერის უფრო ცივი ფენები.

ჰაერის ტემპერატურაზე დაკვირვებას აწარმოებენ ცელსიუსის თერმომეტრით, რომელსაც ათავსებენ ჩრდილში მიწის ზედაპირიდან 2 მეტრის სიმაღლეზე. ხმარებაშია აგრეთვე ე. წ. მაქსიმალური და მინიმალური თერმომეტრები.

ნიადაგის ტემპერატურაზე დაკვირვებას აწარმოებენ ნიადაგის თერმომეტრის საშუალებით, რომელსაც ათავსებენ ნიადაგში სათანადო სიღრმეზე. მეტეოროლოგიურ სადგურებში გამოიყენება აგრეთვე ტემპერატურის თვითმწერი ხელსაწყოები (თერმოგრაფები).

საინჟინრო ჰიდროლოგიაში ჰაერის ტემპერატურის მონაცემებს უმეტეს შემთხვევებში ამუშავებენ ცალკეული აუზების მიხედვით. ტემპერატურის მონაცემების დამუშავებას ახდენენ აგრეთვე სეზონებისა და წლების მიხედვით. მრავალწლიანი დაკვირვებების საფუძველზე გამოყვანილ საშუალო რიცხვებს „ნორმალურ“ სიდიდეებს უწოდებენ; საშუალო წლიური რიცხვების გამოსათვლელად საქმარისად არის მიჩნეული 30-40 წწ. დაკვირვებათა მასალები.

მე-5 ცხრილში, შავალითის სახით, მოცემულია ლაგოდების რაიონის საშუალო თვიური და წლიური ტემპერატურა სოფ. ცოდნის კარის მეტეოროლოგიური სადგურის მონაცემების მიხედვით.

ცხრილი 5

მეტეოროლოგიური სადგური	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	საშუალო წლიური
ცოდნის კარი	2,3	2,5	8,1	13,5	17,8	21,8	24,0	22,4	19,3	13,3	8,0	4,8	13,1

§ 6. კაერის ზენიანობა. ზენიანობის რაიონები და ელის განმარტება

ჰაერში შეიძლება იყოს წყლის აორთქლებული მასის სხვადასხვა რაოდენობა ან კრდე, სხვანაირად რომ ვთქვათ, ჰაერს შეიძლება ჰქონდეს სხვადასხვა ტენიანობა.

წყლის ორთქლის იმ რაოდენობას (გრამობით), რომელსაც 1 მ³ ჰაერი შეიცავს, აბსოლუტური ტენიანობა ეწოდება; ხშირად

ჰაერის აბსოლუტურ ტენიანობას იმ ორთქლის დრეკადობით განსაზღვრავენ (ვერცხლისწყლის სვეტის მშ-ობით ან მილიბარობით), რომელსაც განსახილველ მომენტში ჰაერი შეიცავს.

ორთქლით ჰაერის გაჯერების ხარისხს საზღვრავენ ე. წ. ფარდობითი ტენიანობით ან კიდევ ტენიანობის დეფიციტით.

მოცემულ მომენტში ჰაერში არსებული წყლის ორთქლის (e) პარცენტულ შეფარდებას ორთქლის იმ რაოდენობასთან, რომელიც საჭიროა იმავე სივრცის გასაჯერებლად (E) მოცემული ტემპერატურის დროს, ფარდობითი ტენიანობა (e_1) ეწოდება და გამოისახება შემდეგნაირად:

$$e_1 = \frac{e}{E} \cdot 100. \quad (2.1)$$

თუ, მაგალითად, ამბობენ, რომ ფარდობითი ტენიანობა 100%-ს შეადგენს, ეს ნიშნავს, რომ ჰაერი გაჯერებულია ორთქლით, ხოლო თუ ის, მაგალითად, 70%-ს შეადგენს, მაშინ ამბობენ, რომ ჰაერში არსებობს მის გასაჯერებლად საჭირო ორთქლის რაოდენობის მხოლოდ 70%.

სხვაობას, რომელიც მოცემულ პირობებში არსებობს წყლის ორთქლის იმ რაოდენობასა, რაც საჭიროა ჰაერის გასაჯერებლად მოცემული ტემპერატურის დროს და ორთქლის იმ რაოდენობას შორის, რასაც სინამდვილეში შეიცავს ატმოსფერო მოცემულ მომენტში, ტენიანობის დეფიციტი ეწოდება.

ნებისმიერი პერიოდისათვის (მაგალითად, ერთი თვის) ჰაერის ტენიანობის D დეფიციტის გამოსათვლელად აუცილებელია წინასწარ ვიცოდეთ აბსოლუტური ტენიანობის (ორთქლის დრეკადობის) e სიდიდე და ჰაერის f ტემპერატურა, როპლის მიხედვითაც ცხრილებიდან (ცხრილი 6) განისაზღვრება ორთქლის დრეკადობის ის მაქსიმალური E სიდიდე, რაც საჭიროა გარემო სივრცის გასაჯერებლად მოცემული ტემპერატურის დროს.

პრაქტიკული ამოცანების გადაწყვეტის დროს ტენიანობის დეფიციტის დადგენას უმეტეს შემთხვევაში აწარმოებენ e -სა და f -ს საშუალო თვიური მონაცემების მიხედვით, რომლის გამოსათვლელად ე. მ. ოლდეკოპი შემდეგი სახის ემპირიულ ფორმულას იძლევა:

$$D = d + 0,09 A^2 \frac{d^2 E}{dt^2}; \quad (2.2)$$

სადაც $d = E - e$ გამოიანგარიშება e აბსოლუტური ტენიანობისა (ორთქლის დრეკადობისა) და ტემპერატურის საშუალო თვიური მონაცემების მიხედვით; A არის; სხვაობა ვადიდან დაკვირვებათა ტემპერატურის

შაკსიმუმსა და საშუალო თვიურ დაკვირვებათა შორის; $\frac{d^2E}{dt^2}$ — ორთქლის დრეკადობის ცვალებადობის ინტენსიურობა ტემპერატურის საშუალო თვიური ცვალებადობის მიხედვით (მათემატიკური განმარტებით $\frac{d^2E}{dt^2}$ არის ორთქლის დრეკადობის მეორე წარმოებული ტემპერატურის საშუალო თვიური ცვალებადობის მიხედვით). მოცემული ტემპერატურის შესაბამისად E და $\frac{d^2E}{dt^2}$ სიდიდეების გამოთვლა შეიძლება ე. შ. ოლდეკოპის მიერ შედგენილი ცხრილით (ცხრ. 6).

მიახლოებითი გაანგარიშების დროს, e ორთქლის დრეკადობასა და t ტემპერატურის საშუალო თვიური მონაცემების შესაბამისი ტენიანობის დეფიციტის გამოსათვლელად შეიძლება რეკომენდებულ იქნეს აგრეთვე შემდეგი სახის მარტივი ემპირიული ფორმულა:

$$D = 1,12 d = 1,12 (E - e)*. \quad (2.3)$$

ცხრილი 6

ორთქლის დრეკადობის ცვალებადობის ინტენსიობა ჰაერის ტემპერატურის ცვალებადობის დროს (ე. შ. ოლდეკოპის მიხედვით)

ტემპერატურა ცხრა	ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა E , მმ-ობით	$\frac{d^2E}{dt^2}$	ტემპერატურა ცხრა	ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა E , მმ-ობით	$\frac{d^2E}{dt^2}$	ტემპერატურა ცხრა	ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობა E , მმ-ობით	$\frac{d^2E}{dt^2}$
35°	42,188	—	18°	15,480	0,054	0°	4,579	0,022
34	39,911	—	17	14,533	0,051	—1	4,255	0,021
33	37,741	0,103	16	13,637	0,049	—2	3,952	0,020
32	35,674	0,099	15	12,790	0,047	—3	3,669	0,019
31	33,706	0,095	14	11,989	0,044	—4	3,404	0,018
30	31,834	0,091	13	11,233	0,042	—5	3,158	0,016
29	30,052	0,087	12	10,519	0,040	—6	2,928	0,014
28	28,358	0,084	11	9,845	0,038	—7	2,712	0,014
27	26,747	0,080	10	9,210	0,037	—8	2,509	0,013
26	25,217	0,077	9	8,610	0,034	—9	2,321	0,013
25	23,763	0,074	8	8,046	0,033	—10	2,144	0,012
24	22,383	0,071	7	7,514	0,031	—11	1,979	0,012
23	21,074	0,068	6	7,014	0,030	—12	1,826	0,011
22	19,832	0,064	5	6,543	0,028	—13	1,684	0,010
21	18,655	0,061	4	6,101	0,027	—14	1,551	0,009
20	17,539	0,059	3	5,685	0,025	—15	1,429	—
19	16,481	0,056	2	5,294	0,023	—16	1,315	—
			1	4,926	0,022			

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ორთქლის დრეკადობა დიდად არის დამოკიდებული ჰაერის ტემპერატურაზე და მატულობს ამ უკანასკნელის ზრდასთან ერთად.

* ეს ფორმულა შედგენილია წიგნის ავტორების მიერ განახილველ საკითხზე ლიტერატურაში არსებულ მასალათა დეტალური ანალიზის საფუძველზე.

§ 7. აორთქლება და მისი გემოთვის ძირითადი მეთოდები

როგორც მე-3 პარაგრაფში (თავი I) აღენიშნეთ, მთელი რიგი ობიექტისათვის აორთქლება შეიძლება წარმოადგენდეს წყლის ბალანსის მთავარ ელემენტს. ასე, მაგალითად, დადგენილია, რომ კასპიისა და არალის ზღვებში და აგრეთვე სხვა წყალჩაუდინარ წყალსატევებში ჩასული წყალი მთლიანად იხარჯება აორთქლებაზე. წყლის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდის ზუსტად დადგენას გადანწყვეტი მნიშვნელობა აქვს წყალსაცავების ნორმალური ექსპლუატაციისათვის. რადგან მისი სიდიდის გამოთვლაში შეცდომის დაშვებამ შეიძლება მიგვიყვანოს არასწორ დასკვნამდე იმის შესახებ, თუ რა რაოდენობის წყალი შეიძლება ავიღოთ წყალსაცავიდან წელიწადის ამა თუ იმ პერიოდში.

საგულისხმოა ის ამბავი, რომ, მაგალითად, ციმლიანსკის წყალსაცავიდან საშუალოდ წლის განმავლობაში აორთქლება $2,6 \cdot 10^9$ მ³ წყალი ანუ 1000 მმ ფენა, ვოლგოგრაძის წყალსაცავიდან— $3,1 \cdot 10^9$ მ³ ანუ 900 მმ და ა. შ.

საგრძნობლად დიდია აორთქლება აგრეთვე ნიადაგიდან, მცენარეული საფარიდან (ე. წ. ფიზიოლოგიური აორთქლება ანუ ტრანსპირაცია) და მდინარეთა აუზებიდან.

აორთქლების სიდიდის გამოსათვლელად შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ორთქლებადობის, წყლის ბალანსის, ტურბულენტური დიფუზიისა და სითბური ბალანსის მეთოდები.

ყველა აქ ჩამოთვლილი მეთოდი, მართალია, საკმარისად ზუსტ შედეგებს იძლევა, მაგრამ უნდა აღინიშნოს, რომ ისინი შედარებით რთული არიან. საინჟინრო ჰიდროლოგიურ პრაქტიკაში აორთქლების სიდიდის გამოსათვლელად უმეტეს შემთხვევაში სარგებლობენ ემპირიული ფორმულებითა და საანგარიშო გრაფიკებით, რომლებიც პრაქტიკისათვის საკმარისად ზუსტ შედეგებს იძლევიან.

ქვემოთ თანამიმდევრობით განვიხილავთ წყლის, თოვლის (ან ყინულის) და ცალკეულ მდინარეთა აუზების ზედაპირებიდან აორთქლების სიდიდის გამოსათვლელ მიახლოებითს, მაგრამ პრაქტიკისათვის საკმარისად ზუსტ მეთოდებს.

1. წყლის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდის გამოსათვლელ მეთოდები. ამ შემთხვევისათვის ბ. დ. ზაიკოვი იძლევა შემდეგი სახის ემპირიულ ფორმულას:

$$Z_{\text{ვ}}^{\text{წ}} = (0,15 + 0,128 v_{100})(e_0 - e_{200}) \text{ მმ/დღე-ღამეში,} \quad (2.4)$$

სადაც $Z_{\text{ვ}}^{\text{წ}}$ არის წყლის ზედაპირიდან აორთქლების დღეღამური სიდიდე, მილიმეტრობით; e_0 — წყლის ორთქლის ის დრეკადობა (მილიბარობით), რომელიც სივრცის გაჯერებას ახდენს წყლის ზედაპირის ამა-

ორთქლებელი ტემპერატურის დროს; ϵ_{200} —წყლის ზედაპირიდან 200 სმ-ის სიმაღლეზე ჰაერში გაზომილი წყლის ორთქლის დრეკადობა, მილიბარობით; ϵ_{100} —წყლის ზედაპირიდან 100 სმ-ის სიმაღლეზე ჰაერში გაზომილი ქარის სიჩქარე, მ/წმ.

ამისათვის, რომ (2.4) ფორმულა გამოვიყენოთ წყლის ზედაპირიდან ორთქლების სიდიდის გამოსათვლელად, აუცილებელია წინასწარ ვიცოდეთ წყლის ზედაპირზე (მაგალითად, მომავალი წყალსაცავის ზედაპირზე, რომელიც უნდა შეიქმნას ხმელეთზე) მოქმედი ქარის სიჩქარისა ϵ_{100} და ჰაერის ტენიანობის ϵ_{200} სიდიდეთა გამოთვლის წესები და აგრეთვე წყლის ტემპერატურის დადგენა; ამ უკანასკნელის იხედველობაში მიღებით უნდა იქნეს დადგენილი წყლის ზედაპირის ორთქლებადობის ტემპერატურის შესაბამისი ორთქლის დრეკადობის მაქსიმალური E სიდიდე.

ორთქლების სიდიდის განმსაზღვრელი ჰიდროლოგიური ფაქტორების გამოთვლა საქმაოდ რთულ ამოცანას წარმოადგენს. ამიტომ ზოგჯერ პრაქტიკული გაანგარიშებისათვის პატარა წყალსატევების წყლის ზედაპირიდან ორთქლების სიდიდის გამოსათვლელ ფორმულებში წყლის ორთქლის გაჯერების დრეკადობასა (გამოთვლილს ზედაპირის ორთქლებადობის ტემპერატურის მიხედვით) და ჰაერში წყლის ზედაპირიდან რაღაც x სიმაღლეზე გაზომილი წყლის ორთქლის დრეკადობას შორის სხვაობის ნაცვლად ლებულობენ კონტინენტალური მეტეოროლოგიური სადგურების მონაცემების მიხედვით გამოთვლილ ტენიანობის დეფიციტს.

შევეცლით რა (2.4) ფორმულაში შემავალ $\epsilon_0 - \epsilon_{200}$ სიდიდეს $D_{200} = E - \epsilon_{200}$ ჰაერის ტენიანობის დეფიციტით (E —ორთქლის მაქსიმალური დრეკადობის ის სიდიდეა, რომელიც შეესაბამება წყლის ზედაპირიდან 200 სმ-ის სიმაღლეზე გაზომილ ჰაერის ტემპერატურას, ე. ი. t_{200}), აუცილებელია მხედველობაში ვიქონიოთ ის, რომ ეს სიდიდეები ურთიერთ დაკავშირებულია შემდეგნაირად:

$$\epsilon_0 - \epsilon_{100} = (\epsilon' - \epsilon_{200}) + (\epsilon_0 - \epsilon') = D_{200} + (\epsilon_0 - \epsilon'). \quad (2.5)$$

რადგან $\epsilon_0 = f(t_0)$ და $\epsilon' = f(t_{200})$, (2.5) ფორმულიდან ვღებულობთ

$$\text{როცა } t_0 = t_{200}, \quad \epsilon_0 - \epsilon_{200} = D_{200};$$

$$t_0 > t_{200}, \quad \epsilon_0 - \epsilon_{200} > D_{200};$$

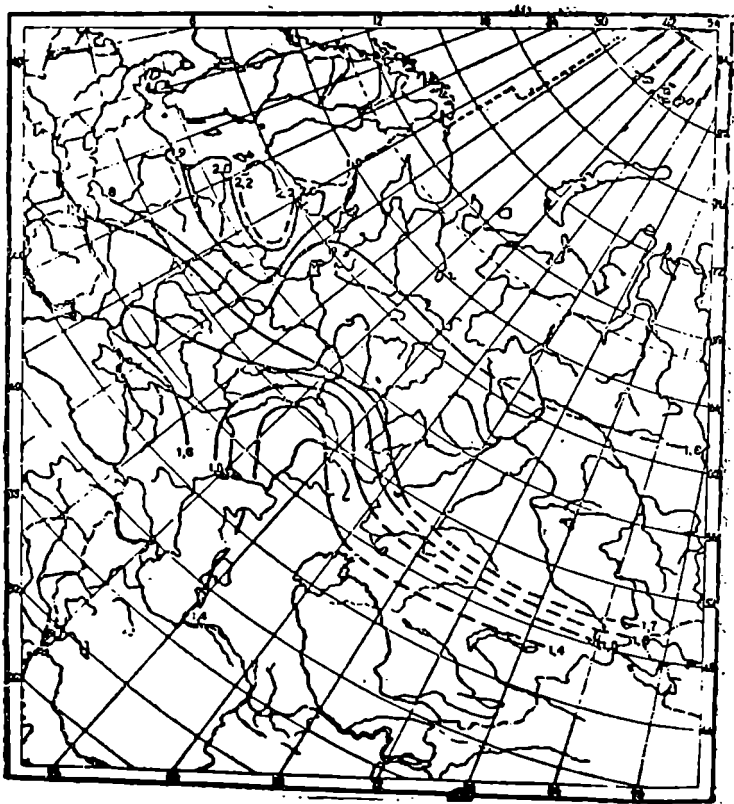
$$t_0 < t_{200}, \quad \epsilon_0 - \epsilon_{200} < D_{200}.$$

შესაბამისად ამისა, ორთქლების გამოსათვლელი (2.5) ფორმულია, ზადაც გამოსახულება ($\epsilon_0 - \epsilon_{200}$) შეცვლილია ჰაერის ტენიანობის დე-

ფიციტით ($e_m - e_{200} = D_{200}$), გამოიყენება მხოლოდ ერთ კერძო შემთხვევანი — როცა $t_m = t_{200}$, ყველა დანარჩენი შემთხვევისათვის $e_m - e_{200}$ და D_{200} შორის ურთიერთ კავშირი შეიძლება შეიძლება განიხილოს:

$$e_m - e_{200} = CD^k_{200} \quad (2.6)$$

სადაც k — მუდმივი სიდიდეა და შეიძლება მივიღოთ 0,78-ის ტოლად. C — ცვალებადი სიდიდეა და იცვლება $t_m : t_{200}$ სიდიდის ცვალებადობის მიხედვით. D სიდიდის გამოსავლენად ბ. დ. ზაიკოვი იძლევა რუკას იზონახების სახით (ნახ. 2).



ნახ. 2. ზაიკოვის ფორმულაში შემავალი C პარამეტრის გამოსათვლელი იზონახების რუკა.

(2.6) გამოსახულების შედეგობაში მიღებით (2.4) ფორმულა გამოისახება შემდეგნაირად:

$$Z_s^E = (0,15 + 0,128v_{100}) CD_{200}^{0,78} \text{ მმ/დღე-ღამეში} \quad (2.7)$$

აბ

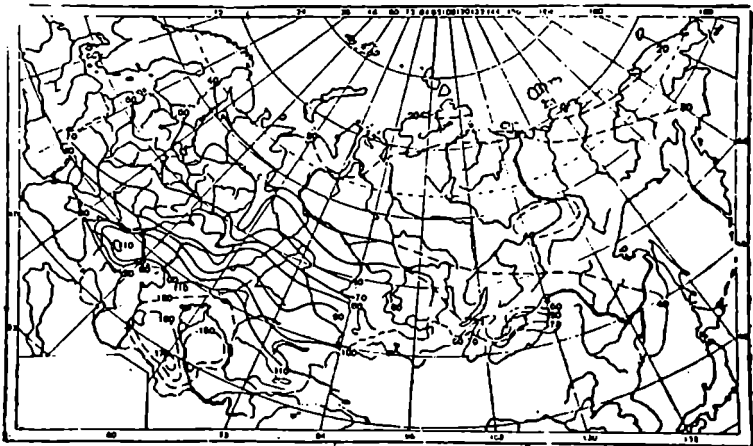
$$Z_s^E = 0,15 n CD_{200}^{0,78} (1 + 0,85 v_{100}) \text{ მმ/თვეში}, \quad (2.8)$$

სადაც n არის დღეების რაოდენობა ერთი თვის განმავლობაში, ჩვეულებრივ, მეტეოროლოგიურ სადგურებში ქარის სიჩქარეზე დაკვირვებას აწარმოებენ 8-10 მეტრის სიმაღლეზე (ფლუგერით), (2.7) ფორმულაში კი ქარის სიჩქარის სიდიდის გამოთვლა ნაგულისხმევია წყლის ზედაპირიდან 100 სმ სიმაღლეზე (v_{100}) ამისათვის რაღაც x სიმაღლეზე გაზომილი ქარის სიჩქარის სიდიდიდან v_{100} სიდიდეზე გადასასვლელად სარგებლობენ ე. წ. ლოგარითმული კანონით, რაც გულისხმობს ორ სიმაღლეზე გაზომილი ქარის სიჩქარეებს შორის ფარდობის დამყარებას:

$$v_1 = \frac{l_0 \frac{z_1}{z_0}}{l_0 \frac{z_2}{z_0}} \cdot v_2, \quad (2.9)$$

სადაც v_1 არის ქარის სიჩქარე $z_1 < z_2$ სიმაღლეზე; v_2 — ქარის სიჩქარე ფლუგერის სიმაღლეზე — $z_2 > z_1$; z_0 — ხორკლიანობის პარამეტრი.

თუ (2.9) ფორმულაში შევიტანთ $z_0 = 3$ სმ (ხმელეთის ზედაპირისათვის) და $z_1 = 100$ სმ მნიშვნელობებს, მივიღებთ საბოლოო გამოსა-



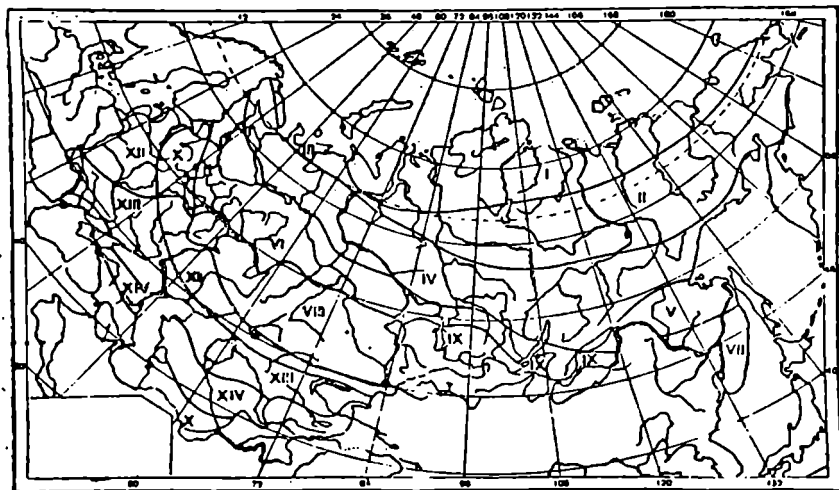
ნახ. 3. სსრ კავშირის წყლის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდეების იზობაზების რუკა.

ხულებას x სიმაღლეზე გაზომილი v_x სიჩქარის სიდიდიდან 100 სმ სიმაღლეზე მოქმედი ქარის სიჩქარის v_{100} სიდიდეზე გადასასვლელად:

$$v_{100} = \frac{1,523}{\lg x - 0,477} \cdot v_x. \quad (2.10)$$

(2.7) ფორმულის მიხედვით ბ. დ. ზაიკოვმა შეადგინა აორთქლების სიდიდეების განაწილების რუკა სსრ კავშირის ტერიტორიისათვის (ნახ. 3).

აორთქლების რუკა საშუალებას იძლევა გამოეთვალათ პატარა წყალსატევებისათვის აორთქლების საშუალო სიდიდეები (ნორმა) მრავალწლიანი პერიოდისათვის. რუკის განხილვიდან ჩანს, რომ სსრ კავშირის ტერიტორიაზე არსებული პატარა წყალსატევების წყლის ზედაპირიდან აორთქლების განაწილებას აქვს ე. წ. ზონალური ხასიათი. ყველაზე მცირე (დაახლოებით 20 სმ) აორთქლებაა საბჭოთა კავშირის აზიური ტერიტორიის უკიდურეს ჩრდილოეთში, ყველაზე უდიდესი კი (150 სმ და მეტი) — უკიდურეს სამხრეთში და შუა აზიის უდაბნო რაიონებში.



ნახ. 4. წლიური აორთქლების მსვლელობის მიხედვით სსრ კავშირის დარაიონების სქემა.

წყლის ზედაპირიდან წელიწადის სხვადასხვა პერიოდში აორთქლების სიდიდეთა განაწილების საკითხის შესწავლის მიზნით ბ. დ. ზაიკოვმა საბჭოთა კავშირის ტერიტორია დაყო 15 რაიონად (ნახ. 4) და მათთვის შეადგინა ცალკეული თვეების შესაბამისი აორთქლების სიდიდეთა განაწილების ცხრილი (ცხრილი 7).

თვეების მიხედვით აორთქლების სიდიდეთა განაწილება

რაიონების №.№	თვეები											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	—	—	—	—	—	0,28	0,34	0,25	0,13	—	—	—
II	—	—	—	—	0,16	0,26	0,27	0,19	0,12	—	—	—
III	—	—	—	—	0,12	0,22	0,28	0,20	0,12	0,06	—	—
IV	—	—	—	—	0,18	0,24	0,23	0,17	0,11	0,07	—	—
V	—	—	—	—	0,21	0,22	0,20	0,16	0,12	0,09	—	—
VI	—	—	—	0,10	0,18	0,20	0,20	0,16	0,10	0,06	—	—
VII	—	—	—	0,13	0,18	0,17	0,15	0,14	0,12	0,11	—	—
VIII	—	—	—	0,08	0,17	0,19	0,20	0,17	0,12	0,07	—	—
IX	—	—	—	0,11	0,19	0,21	0,18	0,14	5,10	0,07	—	—
X	—	—	—	0,10	0,18	0,19	0,18	0,15	0,10	0,07	0,03	—
XI	—	—	—	0,07	0,15	0,18	0,20	0,18	0,12	0,07	0,03	—
XII	—	—	0,05	0,09	0,17	0,17	0,16	0,15	0,11	0,07	0,03	—
XIII	—	—	0,04	0,09	0,15	0,15	0,18	0,17	0,12	0,07	6,08	—
XIV	—	—	0,05	0,09	0,13	0,14	0,17	0,16	0,12	0,08	0,04	0,02
XV	0,02	0,03	0,05	0,08	0,12	0,15	0,16	0,15	0,11	0,07	0,03	0,03

თუ ცნობილი იქნება მოცემული წყალსაცავის აორთქლების ნორმა, მე-7 ცხრილის მიხედვით შესაბამისი რაიონისათვის (რაიონის დაღვენა წარმოებს მე-4 ნახაზის თანახმად) შეიძლება გამოთვლილ იქნეს აორთქლების სიდიდეთა განაწილება ცალკეული თვეების მიხედვით.

აორთქლების სიდიდეთა გაძოანგარიშების დროს აუცილებელია მხედველობაში იქნეს მიღებული ის გარემოება, რომ აორთქლების საანგარიშო რუკა (ნახ. 3) გამოიყენება მხოლოდ მცირე წყალსაცავებისათვის (ფართობი 10 ჰა და წყლის მაქსიმალური სიღრმე 6-8 მეტრამდე).

იმის გამო, რომ დიდი წყალსატევების (ზღვები, დიდი ტბები და წყალსაცავები) ზედაპირზე ჰაერის ტენიანობისა და ქარის სიჩქარის სიდიდეები სულ სხვაა, ვიდრე ხმელეთზე და მცირე ზომის წყალსატევებზე, (2.7) ფორმულა, რომელშიაც ფსიქრომეტრული ჯიხურიდან დაკვირვების საფუძველზე განსაზღვრული ტენიანობის დეფიციტი შედის, არ გამოდგება დიდი წყალსაცავებიდან და ტბებიდან აორთქლების სიდიდის გამოსათვლელად. ამ შემთხვევაში აუცილებელია გამოვიყენოთ (2.4) ფორმულა, რომელშიაც აორთქლების ფაქტორად შედის არა ტე-

ნიანობის დეფიციტი, არამედ სხვაობა წყლის ორთქლის e გაჯერების დრეკადობასა (გამოთვლილ წყლის ზედაპირის ორთქლებადობის ტემპერატურის მიხედვით) და ჰაერში წყლის ზედაპირიდან რაღაც x სიმაღლეზე მოქმედი e_2 ორთქლის დრეკადობას შორის.

ქვემოთ განვიხილავთ (2.4) ფორმულაში შემავალი ცალკეული წევრების გამოსათვლელ მეთოდებს.

დაკვირვებათა საფუძველზე დადგენილია, რომ ხმელეთიდან წყალსატევებისაკენ ჰაერის ნაკადის მოძრაობის დროს ქარის სიჩქარე წყალსატევებზე იზრდება, წყალსაცავის (წყალსატევის) ნაპირიდან უფრო შორეობით სიჩქარის ზრდა ნელდება, ხოლო ნაპირიდან რამდენიმე ასეული მეტრის დაშორებით კი ზრდა სრულებით წყდება.

ზ. ა. ვიკულინმა ქარის სიჩქარეზე არსებული დაკვირვების მასალათა საფუძველზე შეიმუშავა კონტინენტალურ მეტეოროლოგიურ სადგურებში გაზომილი ქარის სიჩქარის სიდიდიდან (200 სმ სიმაღლეზე) წყალსაცავების ზედაპირზე მოქმედი (იმავე სიმაღლეზე) ქარის სიჩქარის სიდიდეზე გადასაყვანი კოეფიციენტები. ამ კოეფიციენტთა სიდიდეები ტყიანი ზონისათვის უდრის 2,1, ველებისა და ტყე-ველისებური ზონებისათვის 1,60, ხოლო უდაბნო და ნახევრად უდაბნო ზონებისათვის კი 1,55. ეს კოეფიციენტები ისეთ შემთხვევებს გულისხმობს, როცა მეტეოროლოგიური სადგური მოთავსებულია მომავალი წყალსაცავის მოწყობის ადგილმდებარეობის ზონაში ან მის ახლოს და არ იმყოფება რომელიმე არსებული წყალსაცავის ნაპირზე (არსებული წყალსაცავის ნაპირიდან მეტეოროლოგიური სადგურის დაცილება 0,5—1,0 კმ ნაკლები არ უნდა იყოს). გარდა ამისა, იმ რაიონის ადგილმდებარეობა, სადაც მეტეოროლოგიური სადგურია აშენებული, უნდა იყოს შედარებით სწორი, ხოლო უახლოესი წინააღმდეგობა (ხის ნარგავები შენობები და სხვა) კი მეტეოროლოგიური მოედნიდან დაშორებული უნდა იყოს არა ნაკლებ 200-300 მ.

ამრიგად, თუ კი ზემოთ აღნიშნულის საფუძველზე შეგვეძლება დაუდგინოთ ქარის სიჩქარის სიდიდე წყალსაცავის აკვატორიაზე — მისი ზედაპირიდან 200 სმ-ის სიმაღლეზე, მაშინ (2.5) ფორმულის მიხედვით შეგვეძლება გამოვითვალოთ ქარის სიჩქარე წყლის ზედაპირიდან 100 სმ-ის სიმაღლეზე (v_{100}).

შემდეგი ელემენტი, რომლის ცოდნა აუცილებელია (2.4) ფორმულით აორთქლების სიდიდის გამოსათვლელად, ეს არის ჰაერის ტენიანობა წყალსაცავის აკვატორიაზე. ამ სიდიდის მნიშვნელობა შეიძლება გამოთვლილი იქნეს ა. პ. ბრასლავსკის მიერ შემუშავებული ემპირიული ფორმულით:

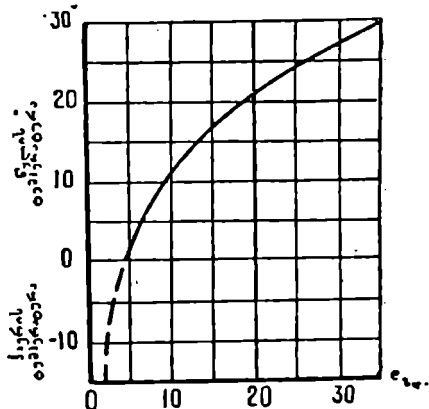
$$e_2 = e_1 + (e_{\infty} - e_1) \cdot M, \quad (2.11)$$

სადაც e_2 არის ჰაერის აბსოლუტური ტენიანობა წყლის ზედაპირზე; e_1 — ჰაერის აბსოლუტური ტენიანობა ხმელეთზე, მილიბარობით; e_{∞} —

ჰაერის ტენიანობის ის ზღვრული სიდიდე, მილიბარობით, რომელსაც იგი ცდილობს მიაღწიოს წყლის ზედაპირზე ჰაერის ნაკადში განუსაზღვრელად დიდი დროის განმავლობაში არსებობის შემთხვევაში; M — კოეფიციენტი, რომელიც ძირითადად დამოკიდებულია წყალსაცავზე ჰაერის ნაკადის არსებობის პერიოდზე.

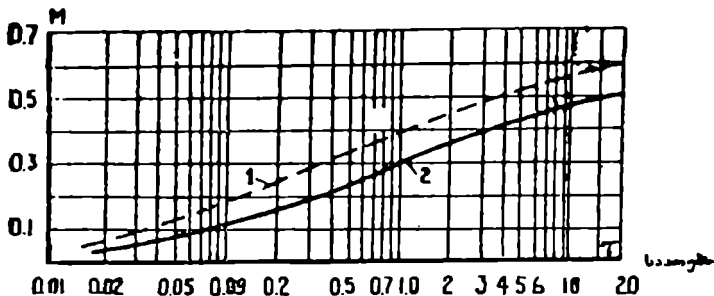
ϵ_1 ის დადგენას აწარმოებენ მეტეოროლოგიური სადგურების მონაცემების მიხედვით, $\epsilon_{\text{ზღ}}$ -ის გამოთვლა კი შეიძლება მე-5 ნახაზზე მოყვანილი დამოკიდებულების გრაფიკით — $\epsilon_{\text{ზღ}} = f(I_{\text{წ}})$ სადაც $I_{\text{წ}}$ — წყალსაცავის წყლის ტემპერატურაა.

M კოეფიციენტი გამოითვლება მე 6 ნახაზზე მოცემული $M = f(\tau)$ დამოკიდებულების გრაფიკიდან, როგორც ფუნქცია წყალსაცავის ზედაპირზე ჰაერის ნაკადის არსებობის ხანგრძლივობისა τ . წყალსაცავის ზედაპირზე ჰაერის ნაკადის ხანგრძლივობა დამოკიდებულია ქარის სიჩქარესა და სხვადასხვა მიმართულებით მისი მოქმედების მანძილზე.



ჰაერის აბსოლუტური ტენიანობა (აბსოლუტური) ჰაერის ნაკადის წყალსაცავზე ხანგრძლივად ყოფნის შემთხვევაში

ნახ. 5. $\epsilon_{\text{ზღ}} = f(I_{\text{წ}})$ დამოკიდებულების გრაფიკი.



ნახ. 6. $M = f(\tau)$ დამოკიდებულების გრაფიკი.

იმის გამო, რომ თვის განმავლობაში ქარების მიმართულება ცვალებადია, ამიტომ ქარის მოცემული სიჩქარისათვის წყლის ზედაპირზე

ჰაერის ნაკადის არსებობის ხანგრძლივობაც სხვადასხვა იქნება. წყალსაცავზე ჰაერის ნაკადის არსებობის ხანგრძლივობის საშუალო სიდიდეების გამოსათვლელად წყალსაცავს დაკველავენ ხოლმე რიგ პროფილად, ურთიერთ შორის ერთი და იმავე დაცილებით და აგრეთვე ქარის გარკვეული მიმართულების თანამთხვევად. ამის შემდეგ მსგავსი პროფილთა ჯგუფისათვის ითვლიან, როგორც საშუალო არითმეტიკულს, წყალსაცავის ზედაპირზე იოქმედი ჰაეროვანი ნაკადების მოძრაობის საშუალო სიდიდეს; შემდეგ, თვის განმავლობაში ქარის განაწილებისდა მიხედვით მოძრაობის მანძილის საშუალოშეწონილ L სიდიდეს და ამ უკანასკნელის მიხედვით კი ქარის τ სიჩქარის საშუალო თვიურ სიდიდეს.

დაბოლოს, საჭიროა აგრეთვე განესაზღვროთ წყალსაცავებში წყლის ტემპერატურა, რაც აუცილებელია e_0 და e_{20} სიდიდეთა გამოსათვლელად. ტემპერატურა შეიძლება გამოთვლილ იქნეს სითბური ბალანსის მეთოდით (აქ მას არ ვიხილავთ) ან კიდევ დადგინდეს ემპირიული კავშირის დამყარებით ჰაერის ტემპერატურასა და იმ წყალსაცავების წყლის ტემპერატურას შორის, რომლებიც სიდიდეთა და ადგილმდებარეობის ძირითადი ფიზიკურ-გეოგრაფიული მახასიათებლებით განსახილველი წყალსაცავის ანალოგიური იქნებიან.

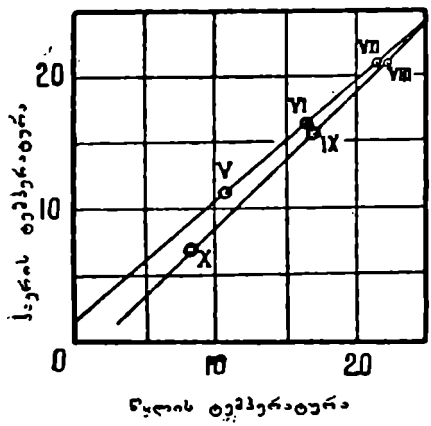
ემპირიული კავშირის დამყარება (დაკვირვებათა მასალების არსებობის შემთხვევებში) წყალსაცავის წყლის ტემპერატურასა და ჰაერის ტემპერატურას შორის გულისხმობს დამოკიდებულების გრაფიკის აგებას ანალოგად აღებული წყალსაცავის წყლის ტემპერატურასა და ჰაერის ტემპერატურას შორის (ნახ. 7).

2. თოვლის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდის გამოთვლა. თოვლის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდის გამოსათვლელად შეიძლება რეკომენდებულ იქნეს პ. პ. კუზმინის ფორმულები

$$Z_{\sigma}^{\sigma} = 0,18 + 0,097 v_{1000} (e_0 - e_{200}) \text{ მმ/დღე-ღამეში, (2.12)}$$

$$Z_{\sigma}^{\sigma} = 0,18 (e_0 - e_{200}) (1 + 0,54 v_{1000}) \text{ მმ/დღე-ღამეში (2.13)}$$

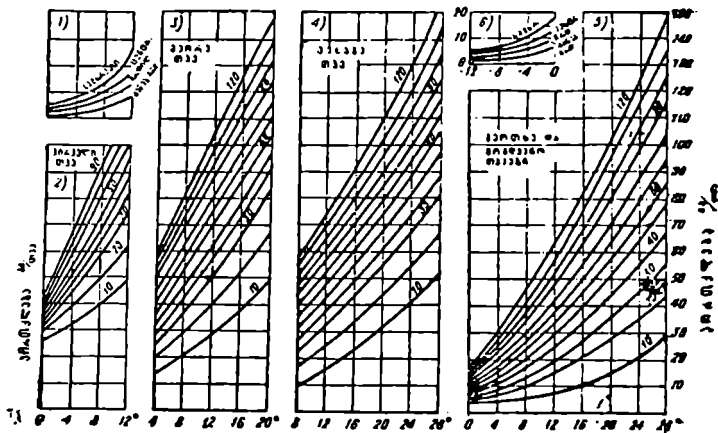
რომლებიც სტრუქტურული აგებულებით ანალოგიური არიან წყლის ზედაპირიდან აორთქლების სიძა-



ნახ. 7. ჰაერის ტემპერატურასა და წყლის ტემპერატურას შორის დამოკიდებულების გრაფიკი.

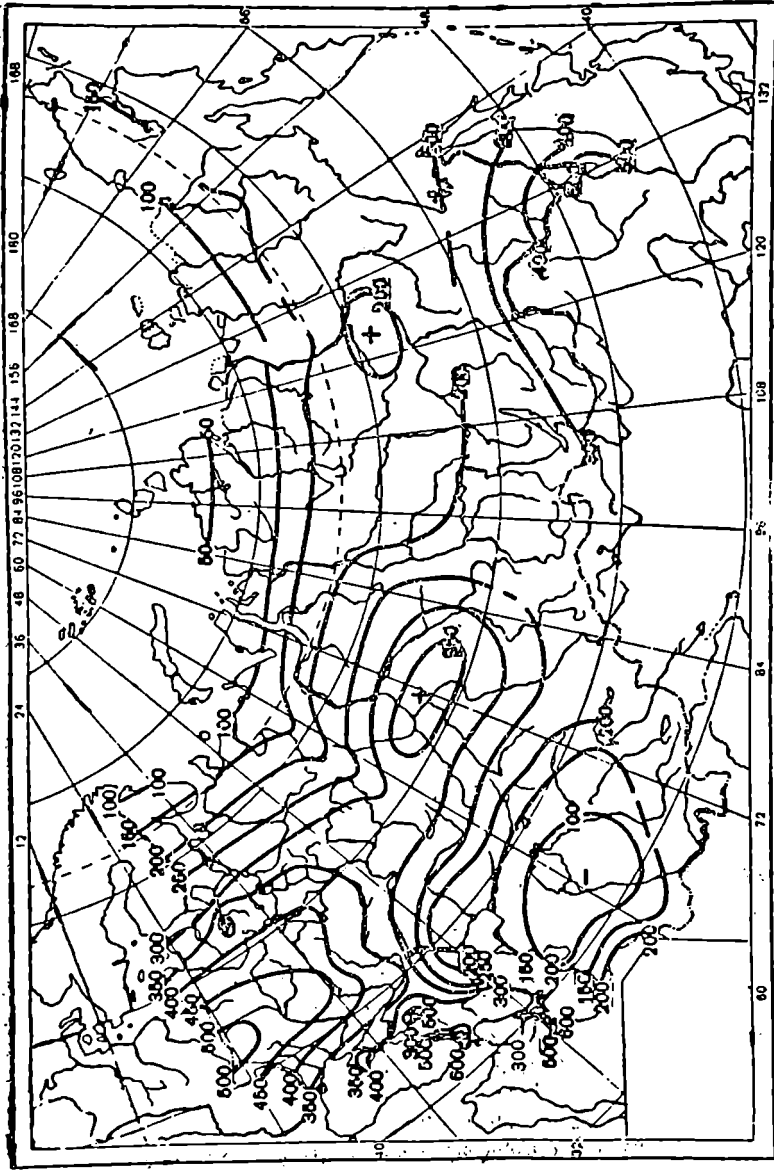
გარიშო (2.7) და (2.8) ფორმულებისა. (2.12) და (2.13) ფორმულებში v_{1000} არის ქარის სიჩქარე ფლუგერით 1000 სმ სიმაღლეზე, ხოლო e_n და e_{200} — ორთქლის დრეკადობაა, შესაბამისად, წყლის ზედაპირის ორთქლებადობის დროს (e_n) და 200 სმ სიმაღლეზე (e_{200}), ნილიბარობით.

3. მდინარეთა აუზების ზედაპირიდან აორთქლების ჯამური სიდიდის გამოთვლა. ჰიდროლოგიური პროცესების შესწავლის დროს ხშირად აუცილებელია ცალკეული მდინარის აუზიდან აორთქლების ჯამური სიდიდის ცოდნა. მის საანგარიშოდ ტექნიკურ (ჰიდროლოგიურ) ლიტერატურაში მრავალი ემპირიული ფორმულა და გრაფიკაა მოყვანილი. ამ მხრივ, ყველაზე სრულყოფილი და ამავე დროს გამოყენების თვალსაზრისით მოსახერხებელია ბ. ვ. პოლიაკოვის მიერ შედგენილი გრაფიკები (ნახ. 8), რომლებიც აორთქლების ჯამური სიდიდის გამოთვლის საშუალებას იძლევიან წელიწადის სხვადასხვა თვისათვის. ასე, მაგალითად, პირველი გრაფიკი გამოიყენება აორთქლების საშუალო სიდიდის გამოსათვლელად იანვრისა და ზამთრის სხვა მომდევნო თვეებისათვის საშუალო თვიური ტემპერატურისა და მდინარის აუზის გეოგრაფიული განლაგების სხედველობაში მიღებით; მე-2 გრაფიკი — ასევე



ნახ. 8. მდინარეთა აუზებიდან აორთქლების ნორმის საანგარიშო გრაფიკები.

იანვრის თვისათვის, როდესაც საშუალო თვიური ტემპერატურა დადებითია, ხოლო მე-3 და მე-4 გრაფიკები, შესაბამისად, გამოიყენება მეორე და მესამე თვეებისათვის, როდესაც საშუალო თვიური ტემპერატურა დადებითია; მეხუთე გრაფიკი — აპრილისა და მომდევნო თვეებისათვის, რომლებიც დადებითი საშუალო თვიური ტემპერატურით ხასიათდებიან, ხოლო მე-6 გრაფიკი კი შეზღოდგომის იმ თვეებისათვის, რომლებიც საშუალო თვიური ტემპერატურის უარყოფითი სიდიდებით ხასიათდებიან.



ნახ. 9. მდინარეთა აუზებიდან ჯამური წლიური აორთქლების იზობაზების რუკა (მილიმეტრობით).

მდინარეთა აუზებიდან აორთქლებდაზე წყლის დანაკარგების სიდიდის დადგენა შეიძლება აგრეთვე წლიური აორთქლების ჯამური სიდიდის გამოსათვლელი იზოხაზების რუკით (ნახ. 9), რომელიც შედგენილია პ. ს. კუზინის მიერ ცალკეულ მდინარეთა აუზების საშუალო მრავალწლიური ჩამოღინებისა და მათზე მოსული ატმოსფერული ნალექების საშუალო სიდიდეთა მონაცემების საფუძველზე.

რუკიდან ჩანს, რომ მაქსიმალური აორთქლება ხდება საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის სამხრეთ დასავლეთ ნაწილში, მინიმალური კი — ჩრდილოეთის მიმართულებით; ასე, მაგალითად, თუ კოლხეთისა და ლენქორანის დაბლობებზე აორთქლების სიდიდე 600 მმ აღწევს, ბარენცის ზღვის სანაპიროზე, პირიქით, 100 მმ არ აღემატება.

§ 8. ნალექები

1. ატმოსფერული ნალექების წარმოქმნის ძირითადი მიზეზებია. მიწის ზედაპირიდან აორთქლებულ წყალს ჰაერში შეუძლია იარსებოს ორთქლის სახით მანამდე, სანამ მისი დრეკადობა (აბსოლუტური ტენიანობა) არ გადააჭარბებს სივრცის ორთქლით გაჯერების ზღვარს. როგორც კი მიწის ზედაპირის მიმართ აღმავალი მიმართულებით მოძრავი ჰაერის ფენები გაცივდება და ამით ორთქლის დრეკადობა გაჯერების ზღვარს მიაღწევს, ორთქლი გადადის თხევად მდგომარეობაში და ბრუნდება უკან დედამიწის ზედაპირზე წვიმის, თოვლის ან კიდევ სეტყვის სახით. ჰაერის ფენების გაცივება შეიძლება მოხდეს აგრეთვე ხმელეთის ზედაპირის ზედმეტად გადახურებითა და მთაგორიან ადგილებში ჰაერის თავისებური მოძრაობით. ჰაერის გაცივების აქ ჩამოთვლილი მიზეზები განსაზღვრავს ნალექების მოსვლის სახეობას. ასე, მაგალითად, მიწის გახურებული ზედაპირიდან თბილი ჰაერის ფენების სწრაფი ასვლა ატმოსფეროში და აგრეთვე ზოგჯერ ჰაერის გადაადგილება მთაგორიან ადგილებში განაპირობებს ე. წ. თავსხმა წვიმის წარმოქმნას, რომელიც ხასიათდება დიდი ინტენსიურობით, შედარებით მოკლე ხანგრძლივობით და გავრცელების მცირე ფართობით, პირიქით, თბილი ჰაერის ფენების შედარებით ნელი ასვლა ატმოსფეროში განაპირობებს მცირე ინტენსიურობის წვიმის წარმოშობას ხანგრძლივი პერიოდით და გავრცელების დიდი ფართობით. ნალექების მოსვლის ასეთი სხვადასხვაობა მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ზედაპირული წყლების ჩამოღინების პროცესებზე. ასე, მაგალითად, ინტენსიური წვიმის დროს წყალი ვერ ასწრებს ნიადაგში ჩაქონვას და დიდი მოცულობის ნაკადებად ჩაედინება მდინარეთა ქსელში, ხოლო დაბალი ინტენსიურობისა და შედარებით ხანგრძლივი წვიმის დროს კი, პირიქით, ხელსაყ-

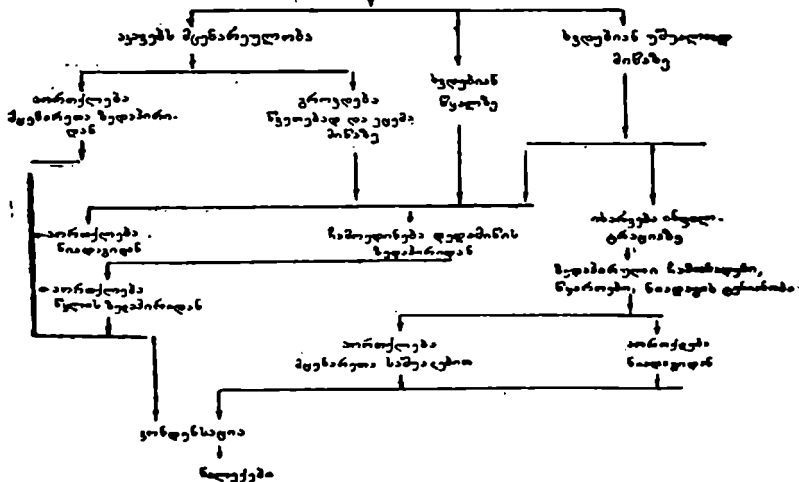
რელი პირობები იქმნება ნიადაგში წყლის ჩასაქონად და ამის შედეგად იქ წყლის მარაგის გასაღიღებლად.

მიწის ზედაპირზე ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა დამოკიდებულია მთელ რიგ ფაქტორებზე, რომელთაგან ყველაზე უფრო საგულისხმოა რელიეფის, ნიადაგის მცენარეული საფარისა და ოკეანეებიდან და ზღვებიდან განსახილველი რაიონის დაშორების მანძილისა და სხვათა გავლენები. მთიანი რაიონების ის მთის ფერდობები, რომლებიც მოთავსებულია ნალექების განფანტავი ქარების შემხვედრად, უფრო მეტ ნალექებს ღებულობს, ვიდრე მთის მეორე (უკანა) მხარეს მოთავსებული ფერდობები; ასევე, ზღვის დონიდან მაღალ ნიჰნულეზე განლაგებულ ადგილებში უფრო მეტი ნალექი მოდის, ვიდრე დაბალ ნიჰნულეებზე განლაგებულ ადგილებში.

იგივე შეიძლება ითქვას მცენარეული საფარის, განსაკუთრებით ტყის ნარგავების გავლენაზე; მთიან ადგილებში არსებული ტყის ნარგავები ხელს უწყობს ატმოსფერული ნალექების დაკავებას ტყის რაიონში, რის გამოც ადგილი აქვს ზედაპირული ჩამონადენის შემცირება.

კონდენსაცია
ნალექები

(წვიმა, თოვლი, სეტყვა და სხვა)



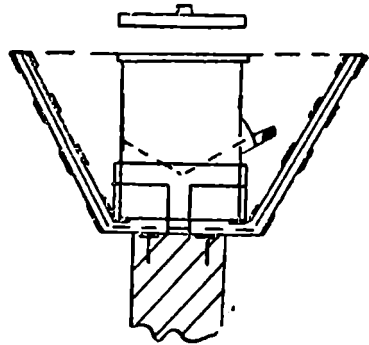
ნახ. 10. ატმოსფერული ნალექების მიმოქცევის ციკლის სქემა.

სა და მისი ჩამოღინების პერიოდის გახანგრძლივებას, ნიადაგისეული საფარის უფრო მეტად დატენიანებას და ა. შ.

დედამიწის ზედაპირზე მოხვედრილი ატმოსფერული ნალექები, გაივლის რა მიმოაქცევის გარკვეულ ციკლს, ისევ ნალექებად იქცევა. ეს ციკლი ზოგადად შეიძლება წარმოვადგინოთ ისე, როგორც ეს (ა. ე. ოგიევისკის მიხედვით) ნაჩვენებია მე-10 ნახაზზე.

2. ნალექების გაზომვის მეთოდები. წვიმის ნალექების რაოდენობას წყლის ფენის იმ სიღრმით ზომავენ (მმ-ობით), რომელიც წვიმის სახით მოდის ჰორიზონტალურ ზედაპირზე, თოვლისას კი წყლის ფენის იმ სიღრმით (მმ-ობით), რომელიც მიიღება თოვლის დნობის შედეგად (აღენიშნავთ, რომ 1 კმ² ფართობზე 1 მმ ნალექის ფენა 1000 მ³ წყალს შეადგენს).

უკანასკნელ დრომდე ნალექების რაოდენობის გამოთვლას აწარმოებდნენ ე. წ. წვიმსაზომი ხელსაწყოთი. წვიმსაზომი ხელსაწყო წარმოადგენს (ნახ. 11) ვედროს, რომლის მიმღები ხერცის ფართობი 500 სმ² შეადგენს; იგი ისეთნაირად თავსდება ბოძზე, რომ მისი მიმღები ხერცები მიწის ზედაპირიდან 2 მეტრის სიმაღლეზე არის მოთავსებული. გამობერვის შედეგად არახუსტი გაზომვის თავიდან აცილებს მიზნით ვედროს გარშემო ეწყობა ე. წ. ნიფერის დაცვა; იგი წარმოადგენს მილძაბრს, რომელიც ვიწროვდება ხელსაწყოს ზედაპირიდან მისი ძირისაკენ. წვიმსაზომში მოხვედრილი ნალექების გაზომვა ხდება წვიმსაზომი კიქის საშუალებით, რომელიც ისეთნაირად არის გრადუირებული, რომ მისი დანაყოფები პირდაპირ იძლევა პასუხს—ანაზვალს (მმ-ობით).



ნახ. 11. წვიმსაზომი.

ამჟამად ჰიდრომეტეოროლოგიურ სადგურებში ნალექების გასაზომ ძირითად ხელსაწყოდ მიღებულია ტრეტიაკოვის სისტემის ნალექზომი, რომელსაც აქვს 200 სმ² მიძღები ზედაპირის ფართობი.

ნალექების ავტომატურად აღრიცხვის მიზნით მეტეოროლოგიურ სადგურებში აქვთ აგრეთვე თვითმწერი წვიმსაზომები. ძნელად მისაწვდომ მთიან რაიონებში ზოგჯერ იყენებენ ე. წ. ჯამურ წვიმსაზომებს, რომლებიც აგროვებენ ატმოსფერულ ნალექებს ხანგრძლივი დროის განმავლობაში (ერთი თვე და მეტი).

ყველა აქ ჩამოთვლილი წვიმსაზომის (ნალექზომი) კონსტრუქციები პრაქტიკულად თავის საკმარის სიზუსტეს იძლევა საკმაოდ თხევადი ნალექების აღრიცხვის დროს, ხოლო რაც შეეხება მყარი ნალექის (თოვლის) აღრიცხვას, ასეთ შემთხვევაში ზათი სიზუსტე შეტად მცირეა.

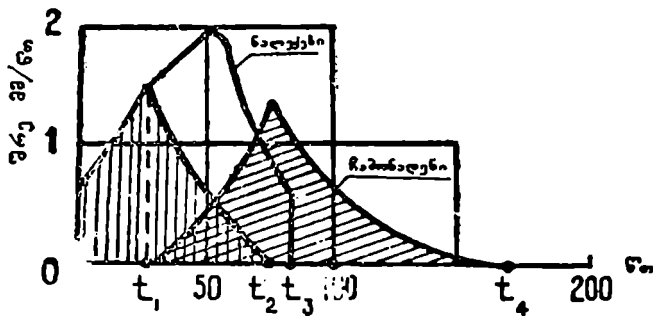
ამიტომ თოვლის საბურველში არსებული წყლის მარაგის გამოსათვლელად ხშირად მიმართავენ თოვლზომვით ავეგმვას.

მ. წვიმა. წვიმის სახით მოსული თხევადი ნალექების გავლენა ხმელეთის წყლის რეჟიმზე სრულიად განსხვავდება თოვლის სახით მოსული ნალექების გავლენისაგან. ეს განსხვავება პირველ რიგში ის არის, რომ წვიმის წარმოქმნა და მისი ხმელეთის ზედაპირზე ჩამოღინება ძირითადად ხდება შედარებით მაღალი ტემპერატურის დროს; ამას ისიც უნდა დავამატო, რომ ასეთი სახით ხმელეთის ზედაპირზე მოსული ნალექების ჩაეონვა (ჩაწურვა) ხდება ნიადაგის მხოლოდ ზედა ფენებში. იგი შემდგომში ისევ იხარჯება აორთქლებად. გარდა ამისა, წვიმა უფრო დიდი ინტენსიურობით ხასიათდება, ვიდრე თოვლის დნობა. მაგალითად, წვიმის ინტენსიურობამ შეიძლება მიაღწიოს რამდენიმე მილიმეტრს წუთში, ხოლო თოვლის დნობის ინტენსიურობამ კი რამდენიმე მილიმეტრს საათში. ამიტომ იმ შემთხვევაში, როცა წვიმის ინტენსიურობა აღემატება ნიადაგის მიერ წყლის შთანთქმის, ანუ გაჟღენთის ინტენსიურობას, მათ უწოდებენ თავსხმა წვიმებს; ასეთი სახით მოსული ნალექები სიდიდით ხშირად უფრო დიდ ხარჯს იძლევა, ვიდრე გაზაფხულის წყალდიდობები.

ნალექების იმ რაოდენობას, რომელიც ზედაპირული ჩამოღინების დაწყებამდე ნიადაგის დასასველებლად და მისი ფორებისა და მცირე ზომის სხვადასხვა უსწორმასწორო ადგილების შესავსებად იხარჯება, საწყისი კარგების ფენას უწოდებენ. სამხრეთის შავიმიწა და ქვიშნარი ნიადაგებისათვის საწყისი კარგვის ფენის სიდიდედ დაახლოებით მიღებულია 15-25 მმ. როდესაც ნალექების ფენის სიმაღლე 15-25 მმ-ს აჭარბებს, მაშინ მას ზედაპირული ჩამოღინების შემქმნელ ფენას უწოდებენ, ხოლო ამ დროს მოსულ ნალექებს თავსხმა წვიმების კატეგორიას მიაკუთვნებენ.

თავსხმა წვიმით გამოწვეული წყლის ხარჯის განსაზღვრა განსაკუთრებით საგულისხმოა მცირეწყალშემკრები აუზებისათვის და იმ ნაგებობათა გაანგარიშებისა და დაგეგმარებისათვის, რომელიც ამ აუზებში მოეწყობა (ხიდები, კაშხალები, წყალგამტარი მილები და სხვ.). თავსხმა წვიმით გამოწვეულ ჩამონადენის ფორმირებას სქემატურად მე-12 ნახაზზე ნაჩვენები სახე აქვს. თავსხმა ნალექები, რომელიც 1, მომენტამდე, ზედაპირულ ჩამონადენს არ გვაძლევს, ვინაიდან ისინი უმეტესად იხარჯებიან მიწის ზედაპირული ფენის ფორების გაჟღენთასა და უსწორმასწორო ადგილების შევსებაზე და მხოლოდ მაშინ, როდესაც გაჟღენთის ინტენსივობა ნაკლები გახდება თავსხმის ინტენსივობაზე, გაჟღენთა თანდათან კლებულობს და 1, მომენტში იგი მთავრდება. ამავე დროს თავსხმის ნალექები განაგრძობს დაეარდნას, მათი ინტენსივობა აღწევს მაქსიმუმს და 1, მომენტში წვიმაც წყდება. რაც შეეხება ზედაპირულ

ჩამონადენს, იგი იწყება მაშინ, როდესაც გაქუნთა არ არის დამთავრებული (მომენტი t_1). შემდეგ თანდათან მატულობს, აღწევს თავის მაქსიმუმს და t_2 მომენტისათვის საბოლოოდ წყდება. რა თქმა უნდა, ჩამონადენის გრაფიკი გადანაცვლებულია მარჯვნივ ნალექების გრაფიკიდან, ვინაიდან ჩამონადენი კიდევ კარგა ხანს გრძელდება მას შემდეგ, რაც



ნახ. 12. თავსხმა წვიმის სქემა.

თავსხმა წვიმა შეწყდება. ეს აიხსნება იმით, რომ წყალშემკრები აუზის შორეული უბნებიდან წყლის მასების ჩამოდენას განსახილველ უბნებამდე სათანადო დრო სჭირდება.

მოყვანილი სქემიდან კარგად ჩანს, რომ თავსხმა წვიმის ნალექების დიდი რაოდენობა იხარჯება ნიადაგის გაქუნთაზე, ხოლო ჩამოდინების კოეფიციენტი კი მკვეთრად იცვლება—იგი დიდდება ნულიდან ერთამდე და მისი მნიშვნელობა დამოკიდებულია ნიადაგის ტენიანობისა და შემადგენლობისაგან, ქანობებისაგან, მცენარეულობის მდგომარეობისა და სხვა ფაქტორებისაგან.

საქართველოში ხშირია თავსხმა წვიმები, მაგალითად, 1940 წლის 10 მაისს თბილისში დაახლოებით 2 საათის განმავლობაში ნალექების რაოდენობამ 130 მმ მიაღწია, ანუ თავსხმის ინტენსივობა აღემატებოდა 1 მმ/წუთში.

წვიმის ხანგრძლივობასა და ამ პერიოდში მის საშუალო ინტენსიობას შორის და აგრეთვე ნალექების ფენასა და მისი გავრცელების შესაბამის ფართობს შორის შემდეგი დამოკიდებულება არსებობს: გასასაშუალებლის პერიოდის გაზრდით მცირდება წვიმის საშუალო ინტენსიობა, ხოლო წვიმის გავრცელების ფართობის გადიდებით მცირდება ნალექების ფენა.

პრაქტიკაში წვიმის ორ ძირითად კატეგორიას იხილავენ: თავსხმა და არათავსხმა წვიმებს. ბერგის მონაცემების თანახმად, თავსხმა წვიმის კატეგორიას მიეკუთვნება ის წვიმა (ან მისი ნაწილი),

რომლის ინტენსიობა განსახილველ პერიოდში მეტი ან ტოლი იქნება, ვიდრე ეს მოცემულია მე-8 ცხრილში.

ცხრილი 8

თავსმა წვიმის მახასიათებელი სიდიდეები

თავსმა წვიმის ხანგრძლიობა, სთ და წთ	ნალექების რაოდენობა ნაწვენებ დროში, მმ	თავსმა წვიმის საშუალო ინტენსიობა, მმ წთ
00 05	2.5	0.50
00 10	3.8	0.38
00 30	8.0	0.27
00 50	11.0	0.22
01 00	12.0	0.0
06 00	45.0	0.06
24 00	60.0	0.004

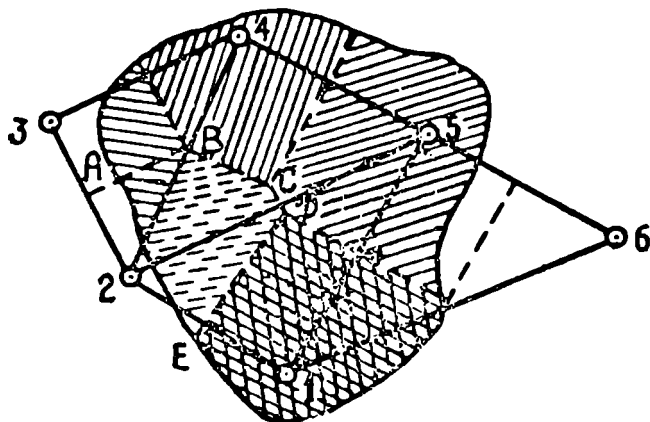
საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ფარგლებში ნალექების ყველაზე დიდი რაოდენობა შეინახულია საქართველოში—2400 მმ (ბათუმი) წელიწადში, ნალექთა უმცირესი რაოდენობა კი—კასპიის ზღვის სანაპიროზე. მსოფლიოში ნალექების მაქსიმუმი მოდის ინდოეთში და ჰავაის კუნძულებზე (დაახლოებით 12500 მმ წელიწადში). ცალკეულ წლებში ნალექების სიდიდე ინდოეთში აღწევს 23000 მმ. ნალექების მინიმუმი მოდის (20 მმ წელიწადში) უდაბნო საპარაში და ჩილიში.

4. ცალკეული წყალშემკრები აუზებისათვის ნალექების საშუალო სიდიდის გამოთვლის ძირითადი მეთოდები. რელიეფის სირთულის, მეტეოროლოგიური სადგურების ქსელის სიხშირისა და გაანგარიშების ჩატარების წინასწარ მოთხოვნილი სიზუსტისა და მიხედვით წყალშემკრებ აუზზე მოსული ნალექების საშუალო სიდიდეების გამოთვლის (ამათუ იმ პერიოდისათვის) ოთხი ძირითადი წესი (მეთოდი) არსებობს: საშუალო არითმეტიკული წესი, კვადრატების მეთოდი, მედიანის წესი და იზოჰეიტების ანუ მოსული ნალექების ერთნაირი ოდენობის ხაზების მეთოდი.

1. საშუალო არითმეტიკული წესი ყველაზე მარტივია და გამოიყენება ნალექების სიდიდის წინასწარი შეფასებისათვის ან კიდევ იმ შემთხვევაში, როდესაც განსახილველი წყალშემკრები აუზის ფართობი საგრძნობლად სწორი ზედაპირისაა და ამავე დროს მოცემულ რაიონში მეტეოროლოგიური სადგურების ხშირი ქსელი არსებობს. ნალექების გამოთვლის ამ მეთოდის (წესის) გამოყენების დროს აჯანჯბან განსახილველ რაიონში მოთავსებულ ყველა მეტეოროლოგიური სადგურის მიერ რეგისტრირებული ნალექების ფენის სიდიდეებს და მიღებულჯამს პყოფენ მეტეოროლოგიურ სადგურთა საერთო რიცხვზე.

2. კვადრატების მეთოდი (შრეიბერის ხერხი) იმაში მდგომარეობს, რომ წყალშემკრები აუზის ფართობი იყოფა ტოლფართოვანი კვადრატების ჯგუფად, ცალკეულ კვადრატებში იწერება ნალექების ფენის ის სიდიდეები, რომლებიც რეგისტრირებული იყო განსახილველ კვადრატში მოხვედრილ მეტეოროლოგიურ სადგურში (თუ კი არსებობს სადგური). თუ კვადრატში ერთდროულად რამდენიმე სადგური ხვდება, მაშინ კვადრატში იწერება საშუალო არითმეტიკული სიდიდე ყველა იმ სადგურის მაჩვენებლებიდან, რომლებიც მოცემულ კვადრატში მოხვდა. ყველა ცარიელ კვადრატში იწერება ის ციფრი, რომელიც მიიღება აბლომდებარე სადგურების მონაცემების ინტერპოლაციით. საბოლოოდ, მთელი წყალშემკრები აუზის ფართობისათვის ნალექების ფენის საშუალო სიდიდის მისაღებად აჯამებენ ცალკეულ კვადრატებში ჩაწერილ ციფრებს და მიღებულ ჯამს ჰყოფენ კვადრატთა საერთო რიცხვზე, ჩატარებული ანგარიშების სიზუსტის შემოწმება ხდება ანგარიშების განმეორებით კვადრატების სხვაგვარად განლაგებრსა და მათი რიცხვის შეცვლის დროს. ორივე გაანგარიშების შედეგების ერთიმეორესთან შედარების სხვაობა არ უნდა იძლეოდეს 5,10%-ზე ნეტ გადახრას.

3. მედიანის წესი. ამ წესის გამოყენების დროს განსახილველი აუზის ფართობს ცალკეული ჰეტეოროლოგიური სადგურების განლაგების შესაბამისად ისეთნაირად ანაწილებენ, რომ თვითეული უბნის



ნახ. 13. წყალშემკრები ფართობისათვის ნალექების საშუალო სიდიდის მედიანის წესით გამოთვლის სქემა.

საზღვარი მოთავსებული იყოს მომიჯნავე სადგურების შუა მანძილზე. ამ შემთხვევაში ცალკეულ სადგურებზე მიკუთვნებულ წყალშემკრებ აუზის უბნებად დაყოფა წარმოებს შემდეგი მიმდევრობით: აუზის რუკაზე

დაიტანება მეტეოროლოგიური სადგურების პუნქტები (ნახ. 13), რო-
მელთა სწორი ხაზებით შეერთების შედეგად შეიქმნება სამკუთხედთა
ქსელი. სამკუთხედის ყოველი გვერდის ცენტრიდან აღმართავენ მარ-
თობულ ხაზებს, რომელთა ურთიერთ გადაკვეთის წერტილები განსა-
ზღვრას ახლომდებარე სადგურის ფარგლებში მოთავსებული უბნის საზ-
ღვრებს; ასე მაგალითად, № 2 სადგურისათვის უბნის საზღვარი შემოი-
ფარგლება ABCDE წერტილებით და წყალგამყოფი ხაზებით. ჩატარდე-
ბა რა აუზის ფართობის ასეთი სახით დანაწილება და, შესაბამისად,
გამოითვლება რა თვითეული უბნის ფართობი, შეიძლება გამოანგარიშე-
ბულ იქნეს ნალექების საშუალო სიდიდე მოცემული პერიოდისათვის
შემდეგნაირად: ა) აუზის ცალკეულად დანაწილებული უბნის ფართობი
(თანახმად ზემონათქვამისა) უნდა გაძრავლდეს შესაბამისი სადგურების
მიერ მოცემულ პერიოდში რეგისტრირებული ნალექების სიდიდეებზე;

ბ) ცალკეული ფართობისათვის ამგვარად მიღებული ნამრავლთა
შედევები უნდა შეჯამდეს და

გ) მიღებული სიდიდე უნდა გაიყოს წყალშემკრები აუზის მთლიან
ფართობზე.

4. იზოჰიეტების ანუ მოსული ნალექების ერთნაირი ოდენობის
ხაზების მეთოდი (პენკის ხერხი). მოცემული პერიოდისათვის ნალექების
საშუალო სიდიდის გამოსათვლელად იზოჰიეტების წესს მაშინ მიმართა-
ვენ, როდესაც განსახილველ რაიონში მეტეოროლოგიური სადგურების
ხშირი ქსელი არსებობს და ამავე დროს აუცილებელია ზუსტი გაანგა-
რიების ჩატარება. ამ შემთხვევაში ცალკეული სადგურების მონაცემ-
ების მიხედვით ქალაქდზე დააქვთ ნალექების ტოლფასოვანი ხაზები, რომ-
ლებსაც იზოჰიეტებს უწოდებენ. აიგება რა იზოჰიეტები, პლანიმეტრი-
რებით განსაზღვრავენ მეზობელ იზოჰიეტებს შორის მოთავსებულ ფარ-
თობს, რომელთა გაძრავლებით იზოჰიეტების სიდიდეთა ნახევარ ჯამზე
მიიღება ნალექების ის მოცულობა, რომელიც მოდის განსახილველ
ფართობზე. ასეთი წესით ორ მეზობელ იზოჰიეტს შორის მოთავსებული
ფართობისათვის გამოთვლილი ნალექების მოცულობათა ჯამის თუკი გა-
ყოფთ აუზის მთლიან ფართობზე, მივიღებთ ნალექების ფენის საშუა-
ლო სიმაღლეს განსახილველი წყალშემკრები აუზისათვის.

შთაგორიანი რელიეფის წყალქეჩკრები აუზების პირობებში იზო-
ჰიეტების აგების დროს ხედველობაში უნდა იქნეს მიღებული ადგილ-
მდებარეობის ტოპოგრაფიული თავისებურება, კერძოდ, წინასწარ შეს-
წავილილი უნდა იქნეს ნალექების რაოდენობის ცვალებადობა ადგილ-
მდებარეობის სიმაღლის მიხედვით.

გამოიანგარიშება რა ზემოთ განხილული რომელიმე მეთოდით ნა-
ლექების ჯამურ სიდიდეთა თვიური, წლიური და სეზონური მონაცემე-
ბი, მათ შორის ცალკე გამოყოფენ ზამთრის თვეებისა (შემოდგომის ყო-

ნულსელის დასაწყისიდან გაზაფხულის ყინულსკლის დასასრულამდე) და აგრეთვე წლის მთელი პერიოდისათვის. გამოანგარიშებულ სიდიდეთა მონაცემებს. ამგვარად, მთელი რიგი ცალკეული წლებისათვის მიღებული მონაცემების მიხედვით შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს აგრეთვე ნალექთა საშუალო მრავალწლიური მნიშვნელობანი, როგორც საშუალო არითმეტიკული სიდიდემ მთელი პერიოდისათვის. ნალექთა საშუალო მრავალწლიურ მნიშვნელობას ზოგჯერ „ნორმალურ“ ნალექებს უწოდებენ. რადგან ასეთნაირად მიღებული შედეგი ერთგვარად მდგრად გასაშუალებულ სიდიდედ ითვლება.

გარდა აღნიშნულისა, თვითეული თვისათვის და ცალკეული წლისათვის არჩევენ ნალექების მაქსიმალურ და მინიმალურ მნიშვნელობებს.

აუცილებელია აგრეთვე აღინიშნოს, რომ მრავალწლიანი პერიოდის ყოველგვარ დამახასიათებელ კლიმატურ და ჰიდროლოგიურ მონაცემებს აუცილებლად თან უნდა ახლდეს მითითება, თუ რა პერიოდის მიხედვით არის ისინი გამოანგარიშებული, წინააღმდეგ შემთხვევაში ნალექების მიღებული „ნორმალური“ სიდიდე დასრულებულ მნიშვნელობას მოკლებული იქნება.

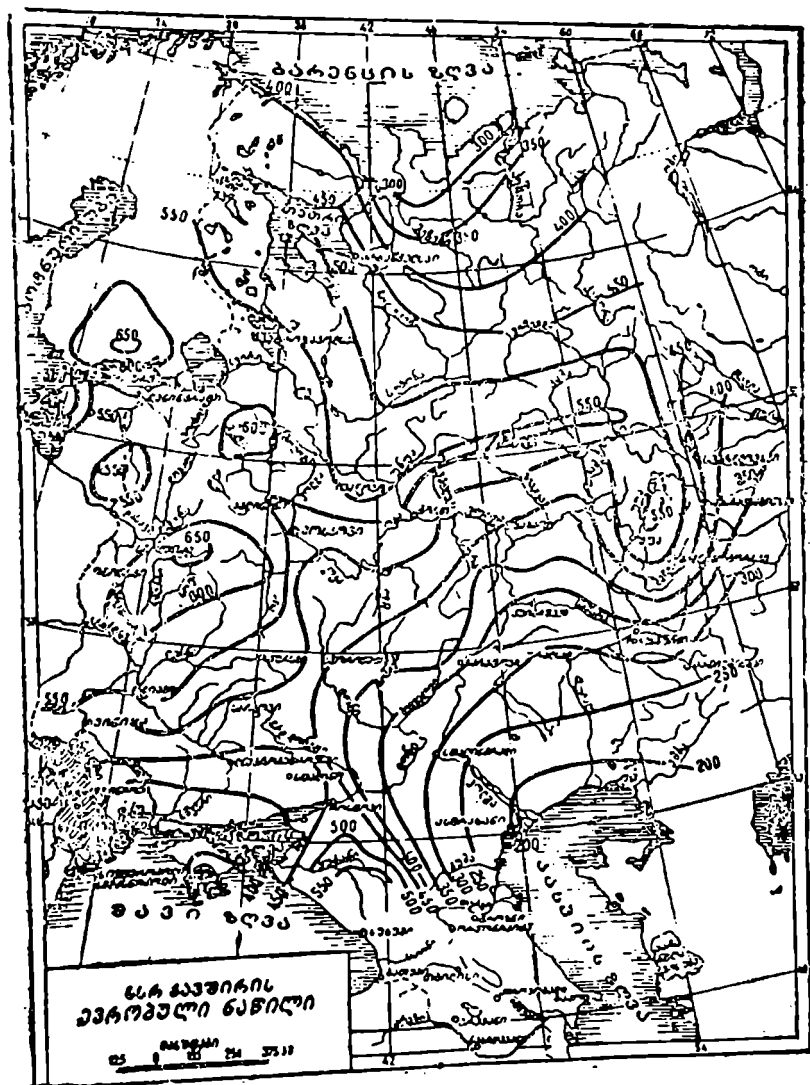
მე-14 ნახაზზე მოცემულია სსრ კავშირის ევროპული ტერიტორიისათვის ნალექების განაწილების რუკა, რომელიც შედგენილია ა. ვ. ოგიესკის მიერ (ს. ი. ნებოლსონის მასალების მიხედვით) 25 წლის პერიოდის საშუალო მონაცემების საფუძველზე.

5. თოვლი. თოვლის ნალექები დიდ გავლენას ახდენს ხმელეთის წყლის რეჟიმზე. თოვლის საბურველი ამცირებს ნიადაგისა და წყალსატევების გაყინვის ხარისხს; გაზაფხულის პერიოდში თოვლის დნობის შედეგად ხმელეთის ზედაპირზე მოდის წყლის დიდი რაოდენობა, რაც მკვეთრად ზრდის მდინარეებისა და სხვა წყალსატევების წყლიანობას, აძლიერებს მიწისქვეშა წყლებს და ა. შ.

თოვლის საბურველზე ჩატარებული დაკვირვებანი გვიჩვენებენ, რომ მისი წარმოქმნის ყველა ფაქტორი: ხანგრძლივობა, სიმკვრივე, თოვლში წყლის მარაგი, სიმალლე განიცდის მკვეთრ ცვლილებებს. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ფარგლებში თოვლის საბურველის ხანგრძლივობა უფრო მეტია ჩრდილოეთში, ვიდრე სამხრეთში; ასე, მაგალითად, ჩრდილოეთის ყინულოვანი ოკეანის სანაპიროზე ის საშუალოდ 250 დღე-ღამეს შეადგენს, ხოლო კასპიის ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ სანაპიროზე სულ რაღაც 3-4 დღე-ღამეა. თოვლის საბურველის ხანგრძლივობა, როგორც წესი, მეტია ტყეში და, საერთოდ, ქარისა და მზისაგან დატულ ადგილებში, ვიდრე ღია უბნებში.

საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის ცენტრალურ ზონასა და დასავლეთ ციმბირის სამხრეთ ნაწილში თოვლის საბურველი იქმნება ნოემბრის თვის დასაწყისში, შორეულ დასავლეთში კი—ნოემბრის თვის მესამე დეკადაში.

ხმელეთის ზედაპირის თოვლის საბურვლიდან განთავისუფლება დაახლოებით შემდეგ ვადებში ხდება: საბჭოთა კავშირის ევროპული



ნახ. 14. სსრ კავშირის ევროპული ნაწილის ნალექების რუკა.

ჰერიტორიის დასავლეთით 20.II—1.IV თვის შუალედში, მის ცენტრალურ სარტყელში და დასავლეთ ციმბირის სამხრეთით — 10—20.IV. ციმბირის ტერიტორიის ცენტრალურ ნაწილში თოვლის დნობა მთავრდება დაახლოებით 10—20.V, ხოლო მის ჩრდილოეთ სანაპიროზე კი— 20.VI.

თოვლის საბურვლის სიმაღლე დიდად არის დამოკიდებული ადგილმდებარეობის რელიეფზე, ნიადაგის მცენარეული საფარის, განსაკუთრებით ტყის ნარგავების არსებობაზე და ა. შ.

თოვლის საბურვლის მაქსიმალური სიმაღლე (დაახლოებით 100 სმ) შემჩნეულია ჩრდილოეთ ურალის დასავლეთით მდებარე მთის კალთებზე, შუა ციმბირის მთიანეთის დასავლეთით მდებარე კალთებზე და დასავლეთ ციმბირის დაბლობზე. კამჩატკის, სახალინის რაიონებსა და მდინარე ამურის ქვედა წელში. ჩრდილოეთ კავკასიაში, უკრაინის სტეპებსა და შუა აზიის რესპუბლიკების უდაბნო და ნახევრად უდაბნო რაიონებში თოვლის საბურვლის საშუალო სიმაღლე 10 სმ არ აღემატება.

თოვლის ინტენსიურ დნობას ძირითადად ადგილი აქვს თბილი ქარების და შედარებით თბილი წვიმების გავლენით, ხოლო რაც შეეხება მზის სხავეებს, მისი გავლენა თოვლის დნობაზე შედარებით ნაკლებად მნიშვნელოვანია.

თოვლის დნობის პროცესს თან სდევს მისი სიმკვრივის ზრდა; თოვლის სიმკვრივე მატულობს აგრეთვე საბურვლის სიმაღლის ზრდასთან ერთად (თოვლის ზედა ფენის ქვედა ფენებზე დაწოლის გავლენით) და ზამთრობით უეცარი დათბობის შედეგად.

თოვლის საბურველში წყლის მარაგის დასადგენად დიდი მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე მის სიმკვრივესაც.

თოვლის სიმკვრივე წარმოადგენს ფარდობას გარკვეული რაოდენობის თოვლის დნობისაგან მიღებული წყლის მოცულობისა იმავე რაოდენობის თოვლის მოცულობასთან, ან კიდევ, სხვაგვარად რომ ვთქვათ, δ თოვლის სიმკვრივე ოცხობრივად უდრის თოვლის წონას (G გრამობით) გაყოფილს იმავე თოვლის მოცულობაზე (W სმ³-ობით):

$$\delta = \frac{G}{W}, \quad (2.14)$$

ხოლო წყლის მარაგი თოვლში, გამოსახული სვეტის h' სიმაღლის სახით, გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$h' = \delta \cdot h, \quad (2.15)$$

ზადაც h —შუალოდ გაზომვის შედეგად მიღებული თოვლის სიმაღლეა. მაგალითად, თუ 2000 სმ³ მოცულობის თოვლის წონა შეადგენს

500 გრამს, გაზომვის შედეგად მიღებული თოვლის სიმაღლე $h = 80$ სმ, მაშინ

$$\delta = \frac{500}{2000} = 0,25,$$

ხოლო წყლის მარაგი მასში, გამოსახული სვეტის სიმაღლით, შეადგენს

$$h' = \delta h = 0,25 \times 80 = 20 \text{ სმ.}$$

ახალ მოსული თოვლის სიმკვრივე საშუალოდ უდრის 0,10, დიდი ხნის მოსული თოვლისა კი—0,30—0,40 შეადგენს. ძველ თოვლზე ახალ მოსული თოვლის დამატება ამცირებს თოვლის ჯამურ სიმკვრივეს, ხოლო ზამთრის უეცარი დათბობა კი—მას ზრდის.

6. თოვლის დნობა და მის შედეგად მიღებული მდნარი წყლის ფენის სანაგარიშა მეთოდები. განსახილველი საკითხის ყველაზე ზუსტად გადაწყვეტა შეიძლება სითბური ბალანსის განტოლების გამოყენებით, მაგრამ აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ეს მეთოდი საკმაოდ რთულია. ამიტომ ჰიდროლოგიური გაანგარიშებისათვის სრულიად საკმარისი სიზუსტით შეიძლება გამოყენებულ იქნეს სხვადასხვა ავტორის მიერ შედგენილი ემპირიული ფორმულები.

ასე, მაგალითად, თოვლის დნობის შედეგად მიღებული მდნარი წყლის ფენის გასანაგარიშებლად ე. გ. პოპოვი იძლევა შემდეგი სახის ემპირიულ ფორმულებს:

ა) დღის პერიოდისათვის

$$h_e = 7,1 [(1 - r)(t_{\text{აქს}} - \bar{t}_{\text{ელ}} - 0,2) - 0,2(\bar{t}_{\text{ელ}} - t_{\text{ან}}) + 0,1v_e(t_e - 0,5)], \text{ მმ-ობით;} \quad (2.16)$$

ბ) ღამის პერიოდისათვის ეს ფორმულა შემდეგი სახით გადაიწერება:

$$h_e = 7,1 [0,1v_e(t_e - 0,5) - 0,2(\bar{t}_{\text{ელ}} - t_{\text{ან}})], \text{ მმ-ობით.} \quad (2.17)$$

ამ ფორმულებში r არის თოვლის განსახილველი ზედაპირის არეკვლის კოეფიციენტი (ალბედო) ერთეულ მონაკვეთებში, $t_{\text{აქს}}$ დღის საათებში რეგისტრირებული ჰაერის მაქსიმალური ტემპერატურა, $\bar{t}_{\text{ელ}}$ ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურა, $t_{\text{ან}}$ კი—ჰაერის მინიმალური ტემპერატურა, t_e და i_e —ჰაერის საშუალო რემპერატურა, შესაბამისად, დღისა და ღამის საათებში, v_e და v_n —ჰარის საშუალო სიჩქარეები ფლუგერის სიმაღლეზე დღისა და ღამის საათებში, მ/წმ.

ზემომოყვანილ ფორმულებს საფუძვლად უდევს თოვლის ზედაპირის სითბური ბალანსის განტოლება. ასე მაგალითად, (2.16) ფორმულის პირველი წევრი გამოსახავს სითბოს იმ რაოდენობას, რომელიც მიიღება თოვლისაგან მზის პირდაპირი და გაფანტული რადიაციის შე-

დევად, მეორე წვერი—გამოსხივების შედეგად დაკარგული სითბოს რაოდენობაა, მესამე წვერი კი გამოსახავს თოვლის ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის სითბოს გაცვლას, რომელშიაც აგრეთვე შედის სითბოს დანაკარგები აორთქლებასა და ამ უკანასკნელის მოდინებაზე წყლის ორთქლის კონდენსაციის გამო. ღამის პერიოდისათვის შედგენილ (2.17) ფორმულაში პირველი წვერი არ არის, რადგან ღამის საათებში მზის რადიაცია გამორიცხულია.

(2.16) და (2.17) ფორმულების გამოყენების დროს მხედველობაში უნდა იქნეს მიღებული შემდეგი სამი პირობა: 1. ტემპერატურათა სხვაობები ($t_{\text{აჰს}} - t_{\text{გლ}}$) და ($t_{\text{გლ}} - t_{\text{აინ}}$) უნდა შეესაბამებოდეს რადიაციისა და გამოსხივების მსვლელობას ჰაერის დღელდამური ტემპერატურის მხოლოდ ნორმალურად ცვალებადობის დროს, წინააღმდეგ შემთხვევაში მათმა გამოყენებამ შეიძლება საგრძნობი ცდომილება მოგვეცეს; 2. თოვლის დნობის დამთავრების პერიოდში თოვლით დაფარული ფართობის შემცირების გამო იზრდება ჰაერის ტემპერატურის დღელდამური ცვალებადობა, რაც, თავის მხრივ, იწვევს თოვლის დნობის სიჩქარის სიდიდეების თავისთავად ნაწილობრივ გაზრდას. ამიტომ თოვლის დნობის დასასრულის პერიოდისათვის ($t_{\text{აჰს}} - t_{\text{გლ}}$) სხვაობა არ უნდა იქნეს მიღებული $8^{\circ}-9^{\circ}$ -ზე მეტი, ხოლო ($t_{\text{გლ}} - t_{\text{აინ}}$)— 7° -ზე მეტი;

3. ზემოთ მოყვანილი ფორმულები კარგ შედეგებს იძლევა იმ რაიონებისათვის, რომლებიც დიდი თოვლიანობით ხასიათდებიან.

7. თოვლის საბურვლის გაზომვის ხერხები. როგორც აღვნიშნეთ, თოვლის რაოდენობის გაზომვისათვის შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ჩვეულებრივი წვიმისაზომი დანადგარები, თოვლმზომი ლარტყები და თოვლზომვითი ავეჯმეები.

წვიმისაზომ დანადგარებში მოსული თოვლის რაოდენობა გამოიანგარიშება მასში მოქცეული თოვლის გადნობის შედეგად მიღებულ წყლის გაზომვით (სეცტის სიმალის გამოსახებით, მმ-ობით). მთელ რიგ პეცნიერთა დაკვირვებებით დადგენილია, რომ ასეთი წესით მიღებულ მონაცემების სიზუსტე მეტად დაბალია და ამიტომ თოვლის გაზომვის ამ ხერხს არცთუ ისე ხშირად მიმართავენ.

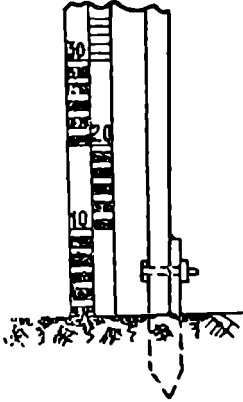
მთელ რიგ მეტეოროლოგიურ სადგურში თოვლის საბურვლის დახასიათებისათვის შემოღებულია თოვლის სიმალის რეგულარული ზომვა თოვლმზომი ლარტყების (ნახ. 15) საშუალებით, მაგრამ უნდა აღინიშნოს, რომ არც ის იძლევა გამოთვლის საკმარის სიზუსტეს სადგურებზე ადგილობრივი პირობების გავლენის გამო.

თოვლის გაზომვის უფრო ზუსტ შედეგებს იძლევა თოვლზომვითი ავეჯმევა, რომლის მიზანს წარმოადგენს თოვლის საბურვლის განსაზღვრა ერთდროულად შედარებით დიდ ფართობზე.

ასხვავებენ თოვლზომვითი აგეგმვის ორ სახეს:

1. წინასწარ დადგენილი პუნქტების მიხედვით;
2. სამარპრუტო აგეგმვა.

ყოველგვარი თოვლსაზომი აგეგმვის დროს საჭიროა გეკონდეს ადგილმდებარეობის გეგმა ან ტოპოგრაფიული რუკა, რომლის მასშტაბი განისაზღვრება თოვლსაზომი სამუშაოების ნეარაუდვეი სიზუსტისა და დეტალაზაციის მხედველობაში მიღებით.



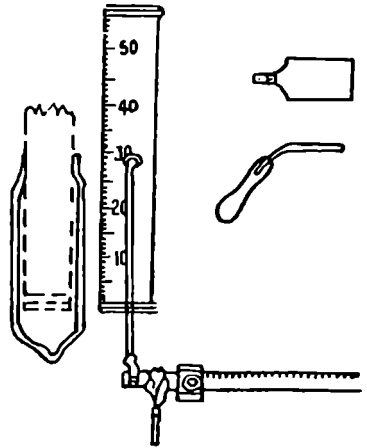
ნახ. 15. თოვლზომი ლარტყა.

წინასწარ (ზაფხულში ან შემოდგომაზე) ამარგებენ ხოლმე მუდმივ თოვლზომ ლარტყებს. ხოლო თოვლის მოსვლის შემდეგ წინასწარ შერჩეულ ვადებში (ხშირ შემთხვევაში გაზომვას აწარმოებენ ყოველ დეკადაში) ზომავენ თოვლის საბურავის სიმაღლეს და სიმკვრივეს. იმ წერტილებში კი, სადაც მუდმივი ლარტყები არ იყო გამართული, თოვლის საბურავის ზომვას აწარმოებენ გადასატანი ლარტყებით.

საველე პირობებში თოვლის სიმკვრივეს ზოგჯერ ზომავენ სასწორისებრი თოვლზომით (ნახ. 16).

სამარპრუტო აგეგმვა ითვალისწინებს თოვლის საბურავის ზომ-

წინასწარ დადგენილი პუნქტების მიხედვით თოვლზომვითი აგეგმვის ჩატარების დროს აუცილებელია თოვლის საბურავის გაზომვის ადგილები წინასწარ იქნეს შერჩეული ჯერ კიდევ ზაფხულში ან შემოდგომაზე და დატანილი რუკაზე (გეგმაზე). ადგილების შერჩევის დროს მხედველობაში უნდა იქნეს მიღებული ასაგეგმავი ტერიტორიის რელიეფის თავისებურებანი, ასე, მაგალითად, გასაზომი პუნქტები შერჩეული უნდა იქნეს ვაკე ადგილებზე, სამხრეთ და ჩრდილოეთ კალთებზე, ხეების ფსკერზე, ტყეში, ტყის პირას და ა. შ. ყველა აღნიშნულ პუნქტში



ნახ. 16. სასწორისებრი თოვლზომი.

ვას (გადასატანი ლარტყებით) და სიმკვრივის განსაზღვრას ტოპოგრაფიული აგეგმვის პარალელურად, რომლის დროს აწარმოებენ თოვლის გა-

ზომვის წინასწარ შერჩეული წერტილების ადგილმდებარეობის ფიქსირებას. სამარშრუტო აგეგმვას ყოველთვის წინ უნდა უსწრებდეს ადგილზე მაგისტრალებისა და განივების გატარება. მანძილის ზომვა შეიძლება როგორც ბაბთით, ასევე ნაბიჯებით და ნაბიჯზომებითაც. გეგმაზე ადგილმდებარეობის სიტუაციის დატანას ახდენენ თვალზომის საფუძველზე.

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ საბჭოთა კავშირში თოვლსაზომ აგეგმვას იშვიათად მიმართავენ. ამიტომ ცალკეულ აუზებში თოვლის მარაგის დასადგენად ხშირ შემთხვევაში მეტეოროლოგიურ სადგურებზე წარმოებულ თვალზომით დაკვირვებებს იმართავენ, რომელთა მონაცემების დამუშავება და თოვლის საბურავის საშუალო სიდიდის გამოთვლა თხევადი ნალექების დამუშავების ანალოგიურად ხდება.

მ ღ ი ნ ა რ ე ე ბ ი

§ 9 კირკუჯკაჟიუილი ქსელისა და მდინარეთა სისჯამის ჳოკმირკაჳა და მათი ჳოგადი დახასიანთაჳა

მიწის ჳედაპირზე ნალექების სახით მოსული წყალი, გროვდება რა დადაბლებულ ადგილებში, მიედინება ბუნებრივი ქანობის გაყოლებით პატარ-პატარა ჳავლებად და ნაქადულებად, რომლებიც გარკვეულ მან-ძილზე ერთდებიან და წარმოქმნიან მდინარეს. ფიზიკურ გეოგრაფიული პირობებისდა მიხედვით ისინი შეიძლება იყოს მუდმივად და პერიოდულად მოქმედნი. დასახელებული მდინარეების, ლელებისა და აგრეთვე ტბების ერთიანი სისტემა ჳქმნის ხმელეთის ჳედაპირის პიდროგრაფიულ ქსელს. როდესაც იხილავენ მხოლოდ მდინარეებისა და ლელების სისტემას, გამოყენებულია ტერმინი—*“მდინარეთა ქსელი“*, მაგრამ აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ხშირად პიდროგრაფიული ქსელისა და მდინარეთა ქსელის ცნებებს აიგივებენ.

მდინარეს, რომელიც უმუალოდ ჳღვასა, ოკეანესა ან ტბაში ჩაედინება. მთავარ მდინარეს უწოდებენ, ხოლო ის მდინარე, რომელიც ამ უკანასკნელს ერთვის, შენაკადის სახელწოდებით არის ცნობილი. ყველა ამ შენაკადის ერთობლიობას მთავარ მდინარესთან მდინარეთა სისტემა ეწოდება.

მდინარეთა სისტემა შეიცავს მთავარ მდინარეს, მის შენაკადებს, მთავარი მდინარის შენაკადების შენაკადებს და ა. შ. (ნახ. 17).

მთავარი მდინარის ცნება პირობითად უნდა ჩაითვალოს, რადგან ჳშირია ისეთი შემთხვევაც, როდესაც შენაკადი უფრო მეტი წყალ-უხვობით ხასიათდება და მეტი სიგრძე აქვს, ვიდრე მთავარ მდინარეს. მაგალითად, მდინარე ანგარა ენისეის შენაკადად ითვლება, მაგრამ წყალუხვობით იგი 2,5-ჯერ ღიღია, ვიდრე თვით ენისეი ანგარის შეერთებამდე; მდინარე კამა ვოლგის შენაკადად არის წოდებული, მაშინ როცა იგი წყალუხვობითა და სიგრძით (194 კმ) მეტია, ვიდრე მდ. ვოლგა მდ. კამას შეერთებამდე.

სწორედ ამიტომაა, რომ ამა თუ იმ მდინარის მთავარ მდინარედ გამოყოფას, როგორც წესი, პირობითად, საფუძვლად უნდა დაედოს არამარტო მდინარის წყალუხვობა და სიგრძე, არამედ ჳისი სიგანისა და სიღრმის, წყალშემკრები აუზის ფართობის, წარმოშობის გეოლოგი-

ური ხნოვანებისა და ხეობის ტოპოგრაფიული განლაგების ძირითადი მონაცემები.

ჩადინების ხასიათის მიხედვით მთავარი მდინარეები იყოფა ორ ჯგუფად: პირველ ჯგუფს მიეკუთვნება ისეთი მდინარეები, რომლებიც უშუალოდ ზღვებსა და ოკეანებში ჩადინებიან (მდ. დნეპრი, პეჩორა, ობი, ენისეი, ამური, რიონი და ა. შ.), ხოლო მეორე ჯგუფს—კონტი-



ნახ. 17. მდინარეთა სისტემა:

1—მთავარი მდინარე, 2—მთავარი მდინარის შენაკადი, 3—მთავარი მდინარის შენაკადის შენაკადი.

ნენტალური მდინარეები, რომლებსაც მსოფლიო ოკეანესთან უშუალო კავშირი არ აქვთ (მდ. ვოლგა, ურალი, თერგი, მტკვარი, ამუ-დარია, სირ-დარია, და ა. შ.).

მდინარეთა სისტემის შემდგომ ელემენტებს წარმოადგენს აგრეთვე შენაკადები. იმ შენაკადს, რომელიც უშუალოდ მთავარ მდინარეს ერთვის, პირველი რიგის შენაკადი ეწოდება, ხოლო ამ უკანასკნელის შენაკადს კი—მეორე რიგის შენაკადი და ა. შ. ასე, მაგალითად, მდინარე მტკვარი, რომელიც უშუალოდ კასპიის ზღვაში (ტბაში) ჩადინდება, მთავარ მდინარედ ითვლება, მისი შენაკადი დიდი ლიახვი—პირველი რიგის შენაკადია, ხოლო დიდი ლიახვის შენაკადი პატარა ლიახვი კი—მდინარე მტკვრის მიმართ მეორე რიგის შენაკადად ჩაითვლება და ა. შ.

დამახასიათებელი ქანობების მიხედვით მდინარეები იყოფა სამ ძირითად ჯგუფად: ბარის (ვაკის), მთისძირა და მთის მდინარეები.

ბარის მდინარეები ხასიათდება წყნარი დინებით, მთის მდინარეები კი მძაფრი დინებით; ის მდინარეები კი, რომლებსაც ბარისა და მთის მდინარეებს შორის შუალედი ადგილი უჭირავთ, მთისძირა მდინარეების სახელწოდებითაა ცნობილი.

მთის მდინარეების ძირითადი თავისებურება ის არის, რომ ისინი ხასიათდებიან საკმაოდ დიდი და ამავე დროს მკვეთრად ცვალებადი გრძივი ქანობებით, მათ აქვთ ციკაბო ფერდობები, შედარებით მცირე განი და დიდი სიღრმე, მკვეთრი მოხაზულობა გეგმაში და ა. შ. ყოველივე ამის გამო ნაკადი ერთი ნაპირიდან მეორე ნაპირს ხშირად და სწრაფად ეჯახება, რაც თავის მხრივ, წარმოშობს დინამიკური ლერძის ტენილებს და, შესაბამისად, სიჩქარეების (როგორც გრძივი, ისე განივი მიმართულებით) არათანაბარ განაწილებას. მთის მდინარის ფსკერი მოფენილია წყალდიდობის დროს ნაკადის მიერ მოტანილი ქვებით, რაც აღიდებს კალაპოტის ხორკლიანობას და იწვევს წყლის ტალღისებურ მოძრაობას.

მრავალ მდინარეს თავისი დინების სხვადასხვა უბანზე სხვადასხვა ნარი ხასიათი აქვს. ხშირ შემთხვევაში მდინარე მთიური ხასიათისაა დასაწყისში, ხოლო ქვემო წელში კი ის მდორედ და წყნარად მიედინება. არის აგრეთვე ისეთი შემთხვევებიც, როდესაც მდინარე სათავიდან შესართავამდე ინარჩუნებს მთიურ ხასიათს. მაგალითად, მდინარე ენისი ზემო წელში მთიური ხასიათისაა, საიანიდან გამოსვლის შემდეგ კი მთისძირა მდინარის ხასიათს ლებულობს; ასევე, მდინარე რიონი, რომელიც დასაწყის ნაწილში მთის მდინარედ ითვლება, ქვემო წელში, სადგურ რიონიდან შესართავამდე, ბარის მდინარეს წარმოადგენს. აფხაზეთის მდინარეები ბზიფი, კოდორი და სხვ. სათავიდან შესართავამდე მთის მდინარის ხასიათს ინარჩუნებს.

მკვებავი წყაროს ხასიათის ზიხედვით მდინარეები სამ მთავარ ჯგუფად იყოფა:

1. მდინარეები, რომლებიც მხოლოდ წვიმის წყლით იკვებებიან;
2. მდინარეები, რომელთა კვების წყაროს გამდნარი თოვლი (ყინული) წარმოადგენს;
3. მდინარეები, რომლებიც იკვებებიან როგორც გამდნარი თოვლით (ყინულით), ასევე წვიმის წყლით;

პირველი ჯგუფის მდინარეებს ძირითადად ეკუთვნის დასავლეთ ევროპის (სენა, მაინი, ნეკარი და სხვ.) და ნაწილობრივ, ყირიმის, დასავლეთ საქართველოს ზოგიერთა მდინარეები. ამავე ჯგუფს მიეკუთვნება აფრიკისა და სამხრეთ ანეროკის მდინარეები: ნილოსი, კონგო. ამაზონი და სხვები, რომლებიც ტროპიკული ხასიათის მდინარეებია.

მეორე ჯგუფის მდინარეებს მიეკუთვნება ამუ-დარია, სირ-დარია და შუა აზიის სხვა მდინარეთა უმრავლესობა, საქართველოს მდინარე-

ბი თავის ზედა წილში. ამ მდინარეებში წყალდიდობის პერიოდი აღინიშნება ზაფხულში, რადგან ამ დროისათვის დ მახასიათებელი მაღალი ტემპერატურის შედეგად იწყება თოვლისა და ყინულის დნობა.

მესამე ჯგუფის მდინარეები ყველაზე მეტადაა გავრცელებული. მათ მიეკუთვნებიან საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის მდინარეთა უმრავლესობა და აგრეთვე ციმბირის მხარის, გერმანიის აღმოსავლეთი ნაწილის, ამერიკის მდინარეები. ამავე ჯგუფს მიეკუთვნება აგრეთვე საქართველოს მდინარეებიც.

გარდა აქ ჩამოთვლილისა, არსებობს აგრეთვე ისეთი მდინარეებიც, რომელთა კვება მიწისქვეშა წყლებით ან კიდევ ხელოვნურად წარმოებს, მაგრამ აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ ასეთები ცოტაა და ისიც მცირე სიმძლავრის.

ხაზი უნდა გაესვას იმ გარემოებას, რომ დიდ და გრძელ მდინარეებს უმეტეს შეითხვევაში კვების მრავალფეროვნება ახასიათებთ და ანტიკომ მდინარის მთელი სიგრძის ერთ ჯგუფში მოქცევა არ ხერხდება.

§ 10. მდინარის სათავე და შესაკთავი

იმ ადგილს, საიდანაც მდინარე იწყება, სათავე ეწოდება. მდინარის სათავედ შეიძლება იყოს ტბა, წყინვარი, ქაობი, წყარო და სხვ.

ტბიდან გამომდინარე მდინარის დასაწყისად—სათავედ—მიღებულია ტბის კონტურთან მისი ვადაკვეთის წერტილი. ასეთი ტბის მდინარეებს ეკუთვნის მდინარე ანგარა, რომელიც ბაიკალის ტბიდან გამოედინება, ზღ. ნევა—ლადოგის ტბიდან და ა. შ.

იმ მდინარეებისათვის, რომლებიც მყინვარებიდან გამოედინებიან, სათავედ მიიღება ის ადგილი, სადაც მდინარე 'გამოდის: მყინვარების მღვიმიდან ან კიდევ შორენებიდან. ასეთებს ეკუთვნის თერგის, რიონის, ენგურის, კოდორის, არაგვის (კავკასიაში), ნარინის, აკ-სუს და ვახდერის სათავეები (შუა აზიაში) და სხვ.

ვაკე რაიონებში მდინარე შეიძლება გამოედინებოდეს ქაობიდან. ამ შემთხვევაში მდინარის დასაწყისად მიიღება ის ადგილი, სადაც მდინარე ღებულობს ნაკადის სახეს შესამჩნევი ძრაობით და მკვეთრად გამოსახული კალაპოტი.

ზოგიერთი პატარა მდინარეები და ლელები იკვებება წყაროებით. ამ შემთხვევაში სათავის ადგილი გაურკვეველია. ხშირად ასეთი მდინარეები დასაწყის ნაწილში იკარგება და ამიტომ მდინარის დასაწყისად ღებულობენ მკვეთრად გამოსახული კალაპოტის ადგილს.

მდინარის შესართავი ეწოდება იმ ადგილს (უბანს), სადაც მდინარე უერთდება ზღვას, ტბას ან კიდევ სხვა მდინარეს. ტროპიკულ რაიონებ-

ში გამავალ ზოგიერთ მდინარეებს შესართავი სრულიად არა აქვს (მდ. ზერავშანი და სხვ.). მათში გამდინარე წყალი იკარგება აორთქლებასა და ფილტრაციაზე და აგრეთვე ნაწილობრივ იხარჯება სასოფლო სამეურნეო მიწების მოსარწყავად. ასეთი მდინარეების ბოლო ნაწილს „ბრმა ბოლოს“ უწოდებენ. შესართავები არა აქვს აგრეთვე კარსტულ რაიონებში გამავალ მდინარეებს, რადგან მათში გამდინარე წყალი ნაპრალების გზით ჩაედინება მიწაში და გარდაიქმნება მიწისქვეშა ნაკადებად (როგორც მაგალითად, მდინარეები: შაორი, ტუიბული და სხვ.). არის აგრეთვე შემთხვევები, როდესაც მდინარეს ტენიან პერიოდში აქვს შესართავი, ხოლო ხშრალ პერიოდში „ბრმა ბოლო“; ასეთია, მაგალითად, მდინარე ემბა, რომელიც ზოგ თვეებში აღწევს კასპიის ზღვამდე, ზოგიერთ თვეებში კი იკარგება ქვიშებში.

მდინარის შესართავი ორი ძირითადი სახისაა: ესტუარი და დელტა.

ესტუარი წარმოადგენს ძაბრისებურ, განიერ და ღრმა შესართავს, რომლის დროსაც მდინარის ბოლო ნაწილი შეტბორილია ზღვის მიერ, ხოლო მისი კალაპოტი მთლიანად დაფარულია წყლით. ასეთი მოვლენის ძირითადი გამოშვევი მიზეზი ისაა, რომ მდინარის მიერ მოტანილი მყარი ნატანი შესართავში კი არ ილექება, არამედ ზღვის ტალღების შიმოქცევის გამო ჩადის ზღვის სიღრმეში. ესტუარის სახის შესართავები აქვს, მაგალითად, ენისეის, ელბას და სხვ.

დელტას სახის შესართავი ყველაზე გავრცელებულია და იგი წარმოიქმნება მაშინ, როდესაც მდინარეს შესართავში ჩამოაქვს დიდი რაოდენობის ნატანი, იჭრება ზღვის სიღრმეში და იკავებს მისი ტერიტორიის უფრო მეტ და მეტ ნაწილს. ასე, მაგალითად, მდ. ვოლგის დელტა ყოველწლიურად 90 მ-მდე მიიწევს წინ, დუნაის—60—75 მ-ით, მისისიპი 80—300 მ, თერგი 300—500 მ, მტკვარი—65 მ და ა. შ. მდინარეთა დელტები, ჩვეულებრივ, დადაბლებული და დაჭაობებულია. ზოგიერთ მდინარის დელტებს საკმაოდ დიდი ფართობი უჭირავს, მაგალითად, მდ. ლენის დელტა 30 ათას კმ² შეადგენს, ვოლგისა—18 ათას კმ², ხოლო ნევის დელტის ტერიტორიაზე გაშენებულია საბჭოთა კავშირის ერთ-ერთი უდიდესი ქალაქი ლენინგრადი. მდინარე ვოლგას კასპიის ზღვასთან შეერთების უბანში აქვს 800-მდე შესართავი ტოტი და განაკადები.

§ II. მდინარის სიგრძე. მდინარეთა ქსელის სიხშირე

მდინარის სიგრძე არის მანძილი სათავიდან შესართავამდე (კმობით). მის განსაზღვრას აწარმოებენ რუკაზე ფარგლის ან კურვიმეტრის საშუალებით. რაც უფრო დიდია რუკის მასშტაბი, მით უფრო ზუსტად შეიძლება მდინარის სიგრძის განსაზღვრა. მდინარის სიგრძის გაზომვის სიზუსტეზე (განსაკუთრებით მაშინ, როცა რუკის მასშტაბი მცირეა) დიდ გავლენას ახდენს მდინარის კლაკნილობა და ფარგლის

გაშლის სიდიდე (თუკი გაზომვა ამ ხელსაწყოთი წარმოებს). ფარგლის დიდად გაშლის შეცთხვევაში მდინარის პატარა ხეულები გაზომვის გარეშე დარჩება და გაზომვის შედეგი ხელოვნურად შემცირებული იქნება. პრაქტიკაში: 1 : 100000 და 1 : 50000 ზასშტაბის რუკების შემთხვევაში ფარგლის საკეთების გაშლის სიდიდედ ლეზულობენ ერთ მილიმეტრს. ზემოაღნიშნული არის მიზეზი იმისა, რომ სხვადასხვა სახელმძღვანელოში ერთი და იმავე მდინარის სიგრძის შესახებ ცნობები ხშირად განსხვავდება.

აუზის ზოგიერთ ნაწილში მდინარეთა ქსელი შეიძლება უფრო ხშირი იყოს, ვიდრე იმავე აუზის სხვა ნაწილში. მოცემული ტერიტორიისათვის მდინარეთა ქსელის სიხშირე ერთ-ერთი ძირითადი მახასიათებელია, იგი პირდაპირდამოკიდებულებაშია ხმელეთის ზედაპირზე მოსული ნალექების განაწილებისა და ძათი ჩამოდინების პირობებთან.

მდინარეთა ქსელის სიხშირეზე სათანადო გავლენას ახდენს აგრეთვე ნიადაგის წყალგამტარუნარიანობის თვისება (წყალგაუმტარ ნიადაგებში უფრო ხშირაა მდინარეთა ქსელი, ვიდრე წყალგამტარი ნიადაგების დროს), რელიეფის მოხაზულობა (მთიან რაიონებში უფრო დიდია მდინარეთა ქსელის სიხშირე, ვიდრე ვაკე ადგილებში) და ტყის ნარგავები, რომლებიც ამარაგებენ ნიადაგს და ამით წინააღმდეგობას უწევენ ეროზიულ მოვლენების განვითარებას.

მდინარეთა ქსელის სიხშირე შეიძლება შეიცვალოს აგრეთვე სანაოსნო გზებისა და სარწყავი სისტემების მოწყობის შედეგად.

მდინარეთა ქსელის სიხშირე შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს ფარდობით განსახილველი აუზის ყველა მდინარის კილომეტრობით გაზომილ სიგრძესა და კვადრატულ კილომეტრობით გამოსახული აუზის ფართობს შორის. მდინარეთა ქსელის სიხშირის გამოთვლის ამ წესს მაშინ იყენებენ, როდესაც შოკეულ ფართობზე მდინარეთა ქსელის სიხშირე საქმარისად თანაბარია.

საერთოდ, მდინარეთა ქსელის სიხშირის სიდიდის გამოთვლის სიზუსტე დამოკიდებულია რუკის მასშტაბზე; რაც უფრო დიდია მასშტაბი, მით უფრო სრულყოფილია მდინარეთა ქსელის ჩვენება რუკაზე და შესაბამისად. ზუსტია გამოთვლის შედეგი.

მდინარეთა ქსელის სიხშირის მონაცემები საშუალებას იძლევა დადგენილ იქნეს მეზობელ წყალდენებს შორის საშუალო მანძილი. წარმოვიდგინოთ, რომ განსახილველი აუზის F ფართობზე მდინარეების საერთო რაოდენობა შეადგენს n -ს, ხოლო თითოეული მათგანის სიგრძე უდრის L -ს, მაშინ შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ თითოეულ მდინარეს, რომლის სიგრძე L -ია, ესაზღვრება აუზის მთლიანი F ფართობის რაღაც ნაწილი

$$f = \frac{F}{n}. \quad (3.1)$$

თავის მხრივ, მდინარეთა ქსელის სიხშირე

$$d = \frac{\Sigma l}{F}, \quad (3.2)$$

საიდანაც

$$d = \frac{\Sigma l}{F} = \frac{nl}{nf} = \frac{l}{f}. \quad (3.3)$$

ამრიგად, თუკი წინასწარ დაეადგენთ თითოეული მდინარის მოსაზღვრე ფართობს $f = \frac{F}{n}$ და ანავე დროს გვეცოდინება მდინარეთა ქსელის სიხშირე d , მაშინ სრულიად მარტივად შეიძლება გამოთვლილ აქვს ორ მეზობელ მდინარეს შორის მანძილი

$$a = fd. \quad (3.4)$$

საბჭოთა კავშირის ზოგიერთ მდინარეთა ქსელის სიხშირე მოცემულია მე-9 ცხრილში.

ც ხ რ ლ ი 9

ხსრ კავშირის ზოგიერთ მდინარეთა ქსელის სიხშირე
(ბ. პ. პაონოვის მონაცემებით)

მდინარე	ქ. ნ. კ. ტი	აუხის ფართობი, კმ ² -ობით	მდინარეთა ქსელის სიგრძე, კმ-ობით	მდინარეთა ქსელის სიხშირე, კმ ² -ობით
დნებრი	მდ. ვოპის ქვემოთ	10900	2390	0,219
დესნა	ქ. ბრიანსკისთან	1:520	2798	0,210
მტკვარი	სოფ. ალი-ბაირამლთან	32710	6200	0,189
თერგი	სოფ. ყაზბეგთან	800	197	0,246

§ 12. მდინარის კლასიფიკაცია და განვითარება

ხმელეთის ზედაპირზე არსებულ მდინარეთა უმრავლესობას გვეგმაში აქვს კლასიფიკაცია ნობაზულობა.

მდინარის კლასიფიკაციას ახასიათებენ ე. წ. კლასიფიკაციის კოეფიციენტი, რომელიც განისაზღვრება ფართობით მდინარის კლასიფიკაციის სიგრძესა და სათავისა და შესართავი უბნების შემადგენლებელ სწორ L ხაზს შორის (ნახ. 18).

$$K_{ac} = \frac{l}{L}. \quad (3.5)$$

მდინარის კლაკნილობის განსაზღვრისათვის მდინარეს კლაკნილობის სახის მიხედვით ჰყოვენ ცალკეულ უბნებად და ყოველი მათგანისათვის ცალ ცალკე ითვლიან კლაკნილობის კოეფიციენტს.



ნახ. 18. მდინარის კლაკნილობის სქემა (მეანდრები).

გარდა კლაკნილობისა, მდინარეებს გარკვეულ უბნებში ახასიათებთ აგრეთვე განტოტება (ნახ. 19). მდინარის განტოტებას ახასიათებენ ე. წ. განტოტების კოეფიციენტით, რომელიც გამოისახება ფარდობით მდინარის მთავარი კალაპოტის და განტოტებულ უბანთა სიგრძეების ჯამსა ($L + l_1 + l_2 + l_3 + \dots + l_n$) და მთავარი კალაპოტის L სიგრძეს შორის:

$$K_{განტ} = \frac{L + l_1 + l_2 + \dots + l_n}{L} \quad (3.6)$$

თუ განტოტების კოეფიციენტი დიდია, მაშინ მდინარე ნაოსნობისათვის ნაკლებად გამოსადგეია.



ნახ. 19. მდინარის განტოტების სქემა.

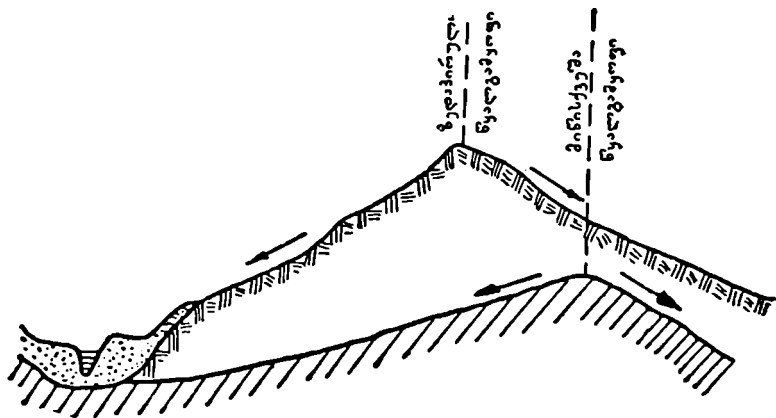
§ 13. მდინარის აუზი

ხმელეთის იმ ფართობს, საიდანაც მდინარე ან მდინარეთა სისტემა საზღვრობს ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლებით, მდინარის აუზი ეწოდება, ხოლო ის ხაზი (საზღვარი), რომელიც მოცემულა მდინარის სისტემას გამოყოფს მეზობელი სისტემიდან და ამავე დროს თვითული მათგანისათვის წარმოადგენს ზედაპირული ჩამონადენის მიმართულების გამყოფ ხაზს, წყალგამყოფის სახელწოდებით არის ცნობილი (ნახ. 20 და 21).

ყოველი მდინარის აუზს აქვს ზედაპირული და მიწისქვეშა წყალშემკრებები (ნახ. 20), მაგრამ აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ მათი საზღვრობის არეები და, შესაბამისად, წყალგამყოფიც შეიძლება არ ემთხვეოდეს ერთმეორეს. ამის დადგენა დიდ სიმძნელესთან არის დაკავშირებული და ამიტომ აუზის სიდიდეს, ჩვეულებრივ, აიგივებენ ზედაპირული წყალშემკრების სიდიდესთან.

ყოველი მთავარი მდინარის აუზი მისი შესართავის მიმართ შედგება ცალკეული შენაკადების აუზებისაგან, ეს უკანასკნელნი კი, თავის მხრივ, შეიცავენ მომდევნო რიგის შენაკადების აუზებს (ნახ. 21).

საინჟინრო პრაქტიკაში ხშირად საჭიროა აუზის წყალშემკრებო ფართობის გამოთვლა არა მთელი მდინარისათვის, არამედ მისი როცე-ლიძე წინასწარ შერჩეული პუნქტისათვის; ასეთ შემთხვევაში საჭიროა



ნახ. 20. ქვაპირული და მიწისქვეშა წყალგაყოფები.

გაიზომოს მხოლოდ ნორმულ პუნქტს ზემოთ მოთავსებული წყალშემკრები ფართობი. 22-ე ნახაზზე მოცემულია ქ. ენგურის წყალშემკრებო ფართობის ზრდის გრაფიკი მდინარის მარჯვენა და მარცხენა მხარისთვის.



ნახ. 21. მდინარეთა წყალშემკრები აუზების გ. ნლაგების სქემა:
1—წყალგამყოფი ხაზები,
2—მდინარეთა სისტემები.

წყალშემკრები აუზის ფართობის სიდიდის მიხედვით არჩევენ დიდ, საშუალო და პატარა მდინარეებს. დიდ მდინარეებს მიეკუთვნება ისეთი მდინარეები, რომელთა წყალშემკრები ფართობი 50000—100000 კმ²-ზე მეტია, საშუალოს—30000 50000 კმ²-მდე ფართობით, პატარას კი—3000-5000 კმ²-მდე ფართობით.

მაგალითის სახით შეათვინოთ ცხრილში მოცემულია საბჭოთა კავშირისა (მათ შორის საქარ-

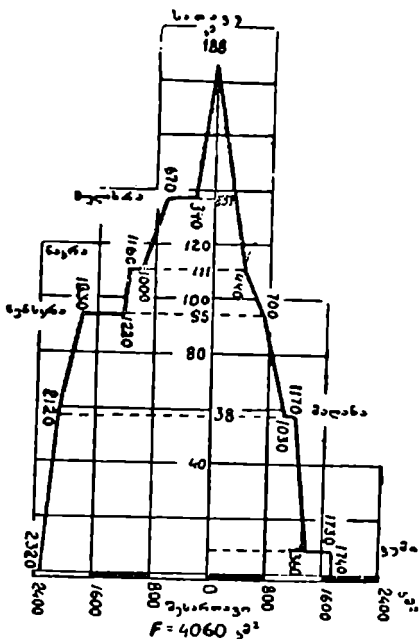
თველოსი) და საზღვარგარეთის ქვეყნების ზოგიერთ მდინარეთა აუზების წყალშემკრები ფართობები და სხვა ძირითადი მაჩვენებლები.

მდინარეები	წყალშემკრები ფართობი, ათასი კმ ²	მდინარის სიგრძე, კმ	ს შუალა წლიური ხარჯი, მ ³ წამბით შეართავთან	საშუალო წლიური ჩამონადენი, კმ ³
ხაბკოთა კავშირის მდინარეები				
ა) რუსეთის მდინარეები				
ენისეი	2600	4000	17400	548
ლენა	2425	4270	15500	488
ობი	2430	3680	12500	394
ვოლგა	1380	3690	8130	256
დნეპრი	503	2280	1670	52
ბ) საქართველოს მდინარეები				
მტკვარი	188	1515	430	13,60
დიდი ლიახვი	2,31	96	33	1,40
არაგვი	2,72	109,5	57	1,80
ხრამი	8,26	186,8	62	1,95
რიონი	13,4	233	390	12,60
ჟვირილა	3,60	152,7	86	2,72
ძირულა	1,26	94,3	30	0,95
ცხენისწყალი	2,12	181,5	75	2,46
ენგური	4,06	206	173	5,45
ხობი	1.013	125,5	56	1,76
კოდორი	2,035	72,6	118	3,72
ბხიფი	1,50	101,5	101	3,18
სახლვარგარეთის ქვეყნების მდინარეები				
ამაზონი (სამხრეთი ამერიკა)	7000	5500	120000	3787
მისისიპი (ჩრდ. ამერიკა)	3220	7330	19000	600
კონგო (აფრიკა)	3690	4320	40000	1260
პარანა (სამხრეთი ამერიკა)	4250	4380	14880	469
დუნ.ი (ევროპა)	817	2850	6430	203
ნილოსი (აფრიკა)	2870	6500	2290	70

მდინარის აუზის ძირითად მახასიათებელ ელემენტებად ითვლება ფართობი, სიგრძე, საშუალო სიგანე, ასიმეტრიულობის კოეფიციენტი.

მდინარის წყალმეკრები აუზის ფართობის გამოსათვლელად პირველ რიგში აუცილებელია წყალგამყოფი ხაზის მდებარეობის დადგენა.

წყალგამყოფი ხაზის მდებარეობის ზუსტად დადგენა შესაძლებელია მხოლოდ სპეციალური აგეგმივითი სამუშაოების ჩატარების საფუძველზე. მაგრამ აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ მისი დადგენა პრაქტიკოსათვის საკმარისი სიზუსტით შეიძლება აგრეთვე რუკაზე. რუკაზე წყალგამყოფი ხაზის დატანა წარმოებს შემდეგნაირად: პირველ რიგში რუკაზე ფერადი ფანქრით (მაგალითად, ლურჯით) შემოფარგლავენ მთავარ მდინარეს და ყველა მის შენაკადს; ასეთივე წესით დაიტანენ რუკაზე მეზობელი აუზის მთავარ მდინარეს და მის შენაკადებს. მათ შორის, ე. ი. განსახილველი მთავარი მდინარის შენაკადებსა და მეზობელი აუზის მთავარი მდინარის შენაკადებს შორის, გატარებული ხაზი იქნება წყალგამყოფი ხაზი.



ნახ. 22. მდ. ენგურის წყალმეკრები ფართობის ზრდის გრაფიკი.

წყალგამყოფი ხაზით შემოფარგლულ ფართობს ზომიერ პლანიმეტრით; თუ პლანიმეტრი ხელთ არა გვაქვს, მაშინ აუზის ფართობს დაპყოფენ სწორ გეომეტრიულ ფიგურებად (სამკუთხედებად, ტრაპეციებად, სწორკუთხედებად); გაიზომება რა ცალკეული ფიგურის ელემენტები და გამოითვლება რა მათი ფართობები, საბოლოოდ, ამ უკანასკნელთა შეჯამებით მიიღება აუზის მთლიანი ფართობი.

აუზის L სიგრძე, რომელიც უმეტეს შემთხვევაში კილომეტრობით იზომება, განისაზღვრება მანძილით მდინარის შესართავიდან აუზის ყველაზე მოშორებულ წერტილამდე.

აუზის საშუალო სიგანე განისაზღვრება აუზის ფართობის გაყოფით მის სიგრძეზე:

$$B_{ს.შ.} = \frac{F}{L} \text{ კმ.}$$

აუზის არასიმეტრიულობის α კოეფიციენტი გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$\alpha = \frac{F_{\text{მარცხ}} - F_{\text{მარჯ}},}{\frac{L_{\text{მარცხ}} + F_{\text{მარჯ}}}{2}}, \quad (3.7)$$

სადაც $F_{\text{მარცხ}}$ არის აუზის მარცხენა ნაწილის (მოცემული მდინარის მიმართ) ფართობი, კმ²-ობით;

$F_{\text{მარჯ}}$ — აუზის მარჯვენა ნაწილის ფართობი, კმ²-ობით.

ზოგჯერ, მდინარის აუზის არასიმეტრიულობის კოეფიციენტს განსაზღვრავენ აუზის მარცხენა ნაწილის ფართობისა და აუზის მარჯვენა ნაწილის ფართობის ფარდობით:

$$\alpha = \frac{F_{\text{მარცხ}}}{F_{\text{მარჯ}}}$$

ზემოთ ჩამოთვლილი აუზის გეომეტრიული მახასიათებლებიდან ჩამოდინების სიდიდის გამოსათვლელ სხვადასხვა ემპირიულ ფორმულაში ხშირად იყენებენ წყალშემკრების ფართობს და მდინარის სიგრძეს, რომელთა შორის ფუნქციონალური დამოკიდებულება შეიძლება შემდგენიერად იქნეს წარმოდგენილი:

$$L = \delta \cdot \sqrt{F}, \quad (3.8)$$

სადაც $\delta = \frac{L}{B_{\text{საშ}}}$ — არის მდინარის აუზის სიგრძისა და წყალშემკრები აუზის საშუალო სიგანის ($B_{\text{საშ}} = F : L$) ფარდობა. საშუალოდ, თანახმად ა. ი. ჩებოტარევის მონაცემებისა, L -ისა და F -ის ფარდობის შემდეგ მნიშვნელობებს ღებულობენ: როცა $F < 100$ კმ², $L = 1,8 \sqrt{F}$, ხოლო, როცა $F > 100$ კმ²-ზე, მაშინ $L = 1,4 F^{0.57}$.

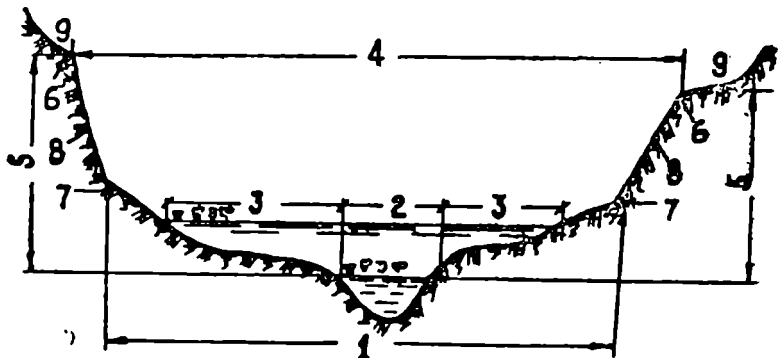
§ 14. მდინარის ხეობა და მისი მახასიათებელი ძირითადი დამახასიათებელი ხეობის ნაკრძალი

მეცხრე პარაგრაფში აღნიშნული იყო, რომ დედამიწის ზედაპირზე მოხვედრილი ატმოსფერული ნალექები, გროვდება რა დადაბლებულ ადგილებში, იქიდან ბუნებრივი ქანობის გაყოფებით მიედინება ცალკეული ნაკადების სახით; ყველა ასეთი ნაკადის გზა გადის ზედაპირის ჩაღრმავებულ ადგილებში, რომელთაც ხეობები ეწოდებათ.

მდინარის ხეობის ძირითად მახასიათებელ ელემენტებად ითვლება (ნახ. 23): ხეობის ფსკერი, მდინარის კალაპოტი, ნოლა კალაპოტი, ვანი, წარბი, ფერდობის ძირი, სიმაღლე და ტერასები.

ხეობის შედარებით ვაკე, დადაბლებულ ნაწილს, რომელსაც საერთო დახრილობა აქვს ზღვისაკენ, ხეობის ფსკერს უწოდებენ. ხოლო ხეობის ფსკერის უდაბლესი წერტილების შემაერთებელ ხაზს ტალვეგი („ხეობის გზა“) ეწოდება.

ხეობის ყველაზე უდაბლესი ნაწილი, რომელიც მდინარის ნაკადობის დაკავებული, კალაპოტის სახელწოდებით არის ცნობილი.



ნახ. 23. ხეობის განივი კვეთი (ტერასების გარეშე):

1—ხეობის ფსკერი; 2—მდინარის კალ პოტი; 3—ნოღა კალაპოტი; 4—ხეობის განი; 5—სიმაღლე; 6—ხეობის წ.ობი; 7—ფერდობის ძირი; 8—ხეობის ფერდობი; 9—მომოჭნავე ადგილმდებარეობა; წმდ—წყლის მაქსიმალური დონე; წუდ—წყლის უდაბლესი დონე.

ხეობის კალთებს უწოდებენ ხეობის ფსკერის ორივე ნაპირიდან აღმართულ შედარებით ციცაბო ნაპირებს, რომლებსაც საერთო დახრილობა აქვთ მდინარისაკენ.

ხეობის ნოღა კალაპოტი ხეობის ის ნაწილია, რომელსაც ფარავს წყალი წყალდიდობისა და წყალმოვარდნის დროს.

ხეობის წარბი არის ხეობის ფერდობებისა და მიწის ზედაპირის ურთიერთ შეუღლების წერტილებში გამავალი ხაზი.

ხეობის ზედა სივანე არის მანძილი ხევის ფერდობების წარბებს შორის, ხოლო ქვედა სივანე კი—მანძილი ხევის ფერდობების ძირებს შორის.

ხეობის წარბის ნიშნულსა და წყლის უდაბლესი დონის ნიშნულს შორის სხვაობას (ნახ. 23) ხეობის სიმაღლე ეწოდება.

მდინარის ხეობის ფერდობებზე ჰორიზონტალურად ან კიდევ ოდნავ დახრილად განლაგებულ ფართობებს ტერასები ეწოდება. პრაქტიკაში ტერასების სახ ტიპს განასხვავებენ (ნახ. 24):

აკუმულაციური ტერასები, ეროზიული ტერასები და შერეული ტერასები.

აკუმულაციური ტერასები ძირითადად წარმოიქმნება მდინარის შუა და ქვემო ნაწილში ნაკადის მიერ სათავედან ჩამოოცხილი მყარ მასალის დაღეკვის შედეგად. ამ ტიპის ტერასები იმ მხრივ არის საინტერესო, რომ პრაქტიკაში ნაპირსამაგრ ღონისძიებათა ჩატარება სწორედ ასეთ უბნებზეა საჭირო.

ეროზიული ტერასები წარმოიქმნება ხევის განლაგების ძირითად ქანებზე წყლის ნაკადის მიერ მათი გარეცხვის უშუალო ზემოქმედებით.

შერეული ტერასები უმთავრესად მთიან რაიონებში გვხვდება.

საერთოდ, მდინარის ხეობებისა და ტერასების წარმოქმნა იმ გეოლოგიურ პერიოდს ეკუთვნის, როდესაც წარმოიქმნა თვით მდინარეები, ხოლო ტერასები მდინარეთა ყოფილი კალაპოტების ნაწილებია.

მდინარეთა ხეობების წარმოქმნის ძირითადი მიზეზებია: ტექტონიკური პროცესები—ნაპრალები, მიწის ძვრები, ნახსლეტები, ჯდომა, რომელთა შედეგად ადგილი ჰქონდა მიწის ზედაპირის დეფორმაციას და გრძივ ჩაღრმავებებს; მყინვარების მექანიკური მოქმედება, რომლის შედეგად იფარებოდა მიწის ზედაპირის გარკვეული ნაწილი; მდინარეთა ხეობის წარმოქმნის მიზეზია აგრეთვე მიწის ზედაპირზე ჩამონადენი წყლის ეროზიული მოქმედება. იმისდა მიხედვით, თუ რომელმა აქ ჩამოთვლილმა ფაქტორმა უფრო მეტი გავლენა იქონია ხეობების ფორმირებაზე, მათ უწოდებენ ტექნიკური, ვულკანური, მყინვარული ანუ ეროზიული ტიპის ხეობებს, მდინარეთა ხეობების წარმოქმნისა და განვითარების პროცესს ამჟამადაც აქვს ადგილი, მაგრამ, როგორც ცნობილია, ის მიმდინარეობს მეტად ნელა.



ნ.ხ. 24. ხეობის ტერასების წარმოქმნა: ა—ეროზიული; ბ—ეროზიულ-აკუმულაციური (შერეული ტერასები); გ—აკუმულაციური; ნ—ნოლა კალაპოტი; კ—კალაპოტი.

რუსეთის ვაკე ადგილებში გამავალ მდინარეთა ხეობების უმრავ-
 ლესობა ეროზიული წარმოშობისაა, რაც იმით მტკიცდება, რომ ხეო-
 ბათა ორივე ფერდობებს აქვს ფენებიც ერთი და იგივე რიგი. ტექტონი-
 კური წარმოშობის ხეობები გვხვდება კავკასიაში, კერძოდ, საქართვე-
 ლოში, მყინვარული წარმოშობისა კი—კოლხუის ნახევარკუნძულზე.

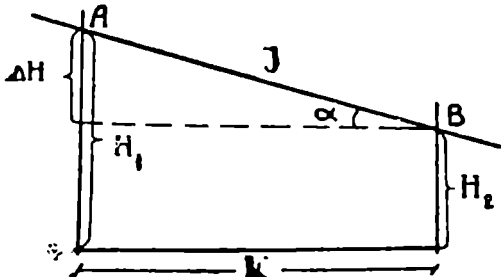
მდინარის ხეობათა განვითარების პერიოდის მიხედვით ასხვავებენ
 ახალგაზრდა და ძველი წარმოშობის ხეობებს. ახალგაზრდა ხეობები
 ზასიათდება ფსკერისა და ფერდობების შედარებით უმნიშვნელო გამო-
 მუშაევებით, გეგმაში აქვთ ტეხილი ხაზების ფორმა, ხოლო მათი ფსკერი
 კი ხშირად საფეხურიანებურია. ასეთი ტიპის ხეობები გვხვდება მთიან
 მხარეებში. ძველი წარმოშობის ხეობებს გეგმაში აქვთ მღოვრედ კლაქ-
 ნილი სახე, რომელთა ფსკერი თანაბრად არის დაფარული (სიგრძეზე)
 მყარი ნატანით.

§ 15. მდინარის გრძივი პროფილი

მდინარის გრძივი პროფილის ფორმირებაზე გავლენას ახდენს
 მდინარის წყლიანობა, ადგილმდებარეობის რელიეფი და ნიადაგის იმ
 ქანების შედგენილობა და ხარისხი, სადაც მიედინება მდინარე. მდინა-
 რის გრძივი პროფილის საერთო მახასიათებელ ელემენტებად ითვ-
 ლება ფსკერის საშუალო ქანობი და წყლის ზედაპირის ქანობი.

მდინარის სათავეში H_1 და მის შესართავში H_2 აღებულ ნიშნულთა
 შორის სხვაობას $\Delta H = H_1 - H_2$ (ან კიდევ მდინარის რომელიმე უბანზე
 აღებულ ორ წერტილს შორის) მდინარის ვარდნას უწოდებ-
 პენ. მდინარის ვარდნის ΔH სიდიდის შეფარდებას (ნახ. 25) მდინა-

რის სიგრძესთან (ან კიდევ
 მდინარის მოცემულ სიგრ-
 ძესთან) მდინარის ქა-
 ნობი ეწოდება და გამო-
 ისახება შემდეგნაირად:



$$J = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{\Delta H}{L} = \text{tg} \alpha.$$

ნახ. 25. მდინარის ვარდნა და ქანობი.

რითადად, თუ მდინარეში წყლის ზედაპირის ნიშნულები $H_1 = 300$ მ,
 $H_2 = 200$ მ; ხოლო მდინარის სიგრძე $L = 100$ კმ-ს, მაშინ ქანობი

$$I = \frac{100 \text{ მ}}{100\,000 \text{ მ}} = 0,001, \text{ რაც ნიშნავს, რომ მდინარის 1 კმ მანძილზე}$$

ვარდნა საშუალოდ შეადგენს 1 მეტრს.

მოგვყავს კიდევ შემდეგი მაგალითი:

მდ. მტკვრის ნიშნული მცხეთასთან დაახლოებით არის $H_1 = 440$ მ. თბილისთან $H_2 = 400$ მ, მათ შორის მანძილი $L = 20$ კმ = 20000 მ. მაშინ ამ უბანზე საშუალო ქანობი

$$J = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{440 - 400}{20\,000} = 0.002.$$

ეს ქანობი $J = 0.2\%$,

ან $J = 2\text{‰}$ პრომილებში.

ქვემოთ მოგვყავს საბჭოთა კავშირის ზოგიერთი მდინარეების მახასიათებელი ქანობები და ვარდნები:

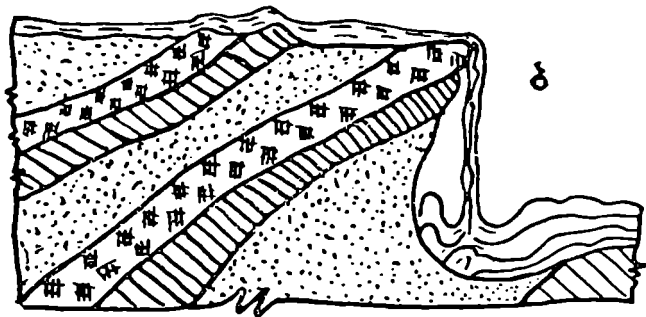
მდინარე	პუნქტი	ქანობები I	ვარდნა მ/კმ-ზე
ვოლგა	ქ. ვოლგოგრადი	0 00005	0,05
დნეპრი	ქ. მოგ.ლიოვი	0,00011	0.11
დუნი	ქ. პოკროვსკი	0,00025	0 25
დონი	ქ. კოლხოვო. რსკი	0 00024	0,24
დრავა	პადუნის კორობი	0,0159	15,9
რიონი	ზედა წელი	0.05	50,0
რიონი	ქუთაისთან	0 004	4
რიონი	ქალ. დიდთან	0 00015	0,15
კოდორი	ზღვ.სთან	0 006	6
ბზიფი	გეგასთან	0,009	9
ყვირილა	საჩხერე-ა და შორაპ. შორის	0 006	6
მტკვარი	ზედა წელი	0 007	7
მოკვაი	ბორჯომთან	0 004	4
მტკვარი	თბილისთან	0 002	2
მტკვარი	წესათავე	0 00006	0,06
არაგვი	ზედაწელი	0 01	40
არაგვი	ნაჯაბრთან	0 008	8
ლიხვი	გოთი	0 0082	8,2
ხრამი	ზედა წელი	0 01	40
ხრამი	შუა წელი	0 022	22
ხრამი	არუხლო	0 005	5
ენაური	ჯვარი	0 008	8
ცხენის წყ.	ცაგერი	0 006	7

მდინარის კალაპოტის გრძივი პროფილი, ჩვეულებრივ, იდენტურია მდინარის ხეობის გრძივი პროფილის მოხაზულობისა და უმეტეს შემთხვევებში აქვს ტალღისებრი ფორმა, რაც გამოწვეულია მდინარის კალაპოტის სიგრძეზე ნატბორებისა და ჩქერების რიგრიგობით განმეორებისა.

წყლის ნაკადის გრძივი პროფილი თავისი ფორმირების პროცესში ჯაივლის რიგ სტადიებს. „ახალგაზრობის“, ანუ საწყის სტადიაში გრძივი პროფილი არასრულყოფილადაა გამომუშავებული და იმ ადგილებში, სადაც გრუნტის მაგარი ქანებია, მდინარის პროფილი ხასიათდება მკვეთრი გარდატეხებით, ამ უბნებში მდინარეს ახასიათებს ღინების გარკვეული თავისებურება, რის გამოც კალაპოტის გრუნტი არათანაბრად გამოირეცხება და ამის შედეგად წარმოიქმნება ზღურბლები და წყალვარდნილები (ნახ. 26).

ზღურბლი წარმოადგენს მდინარის მოკლე უბანს შედარებით დიდი ვარდნითა და მძაფრი დინებით, რომელიც ძირითადად წარმო-

ს



ნახ. 26. ა—ზღურბლი; ბ—წყალვარდნილი.

იქმნება მდინარის მიერ ძნელად რეცხადი მთის ქანების გადაკვეთის ადგილებში (ნახ. 26 ა). ზღურბლები საბჭოთა კავშირის მრავალ მდინარეზე გვხვდება, ასე მაგალითად, ღნებრსა, ნევესა, სვირსა, ენისეისა, რიონსა, ენგურზე და სხვ.

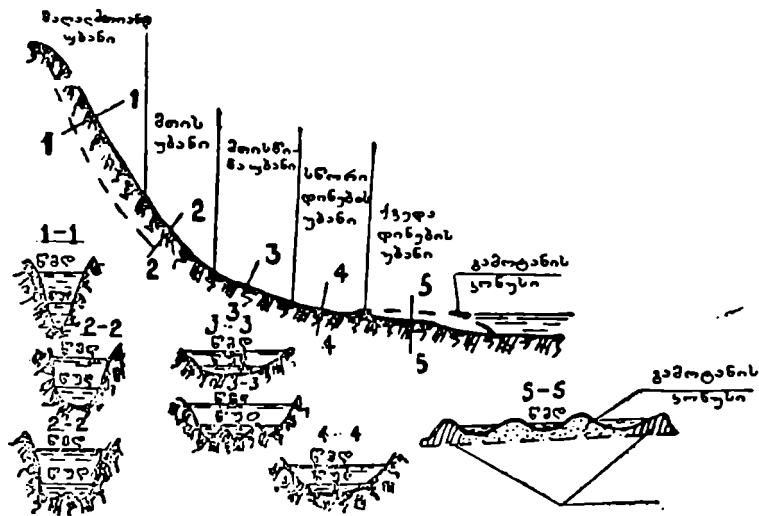
წყალვარდნილი (ნახ. 26) ეწოდება მდინარის კალაპოტის გრძივი პროფილის იმ უბანს, სადაც წყლის ვარდნა ხდება შვეულად. წყალვარდნილები ყველაზე ხშირად მთის მდინარეებზე გვხვდება.

მეცნიერების მიერ უკანასკნელ წლებში ჩატარებულ გამოკვლევათა მიხედვით (მაგალითად, პროფ. ნ. ი. დანელიას მონაცემებით) მდინარის სიგრძეზე გამოყოფენ ხუთ დამახასიათებელ უბანს (ნახ. 27). მაღალმთიან, მთიან, მთისწინა, საშუალო სწორი დინების, ქვემო და გამოტანის კონუსის უბნებს.

მდინარის ზემო ნაწილში—მაღალ მთიან და მთიან უბნებში ხდება მდინარის კალაპოტის გამორეცხვა, რის გამოც დიდქანობიანი უბნები სულ უფრო და უფრო ზემოთ, დინების საწინააღმდეგო მიმართულებით, წარმოიქმნება; აღნიშნულის განა მდინარის ამ უბნებს გა-

რეცხვის ან ეროზიის განვითარების ზონას უწოდებენ (ნახ. 28).

მდინარის შუა ნაწილში—მთისწინა უბნებში იმისდა მიხედვით, თუ როგორი წყლიანობით ხასიათდება მდინარე, რეცხვითი და დალექვითი მოვლენები პერიოდულად ურთიერთს ენაცვლება წლის



ნახ. 27. მდინარის გრძივი პროფილი: წმდ—წყლის მაქსიმალური დონე; წუდ—წყლის უდაბლესი დონე.

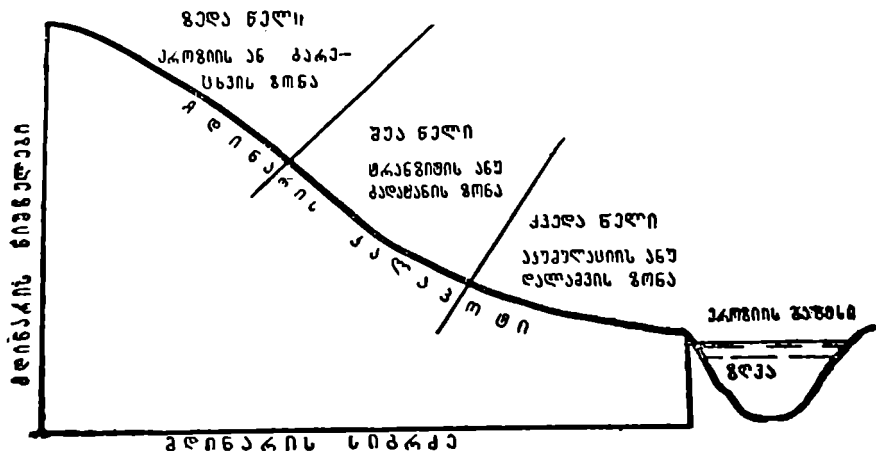
განმავლობაში, რაც თავის შხრივ, ხელს უწყობს ნაკადის ხეტიალს მდინარის კალაპოტის ხან ერთ, ხან მეორე ნაპირთან. მდინარის ამ უბნებში ძირითადად დაცულია წონასწორობის პროფილი და ამიტომ მათ ტრანზიტის ანუ გადატანის ზონას უწოდებენ.

მდინარის ქვემო ნაწილში ქანობი, სიჩქარე და ნაკადის მიერ მყარი ნატანის წატაცების უნარიანობა მცირდება, რის გამოც ამ უბნებში ხდება მყარი ნატანის დალამვა და მდინარის მეანდრირება (დაკლაკნილობა) ხეობის კალაპოტში. მდინარის ამ უბნებს აკუმულაციის ანუ დალამვის ზონას უწოდებენ.

მდინარის კალაპოტის ფორმირება ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში მიმდინარეობს, რის შედეგად მდინარის კალაპოტი საბოლოოდ გამოიმუშავებს წონასწორობის გრძივ პროფილს (ნახ. 27). ამ ნახაზზე პროფილის ჩაზნექილობა შეესაბამება წყლის ხარჯის ზრდას დინების მიმართულებით. სხვა შემთხვევაში, როცა დინების მიმართულებით წყლის ხარჯი მცირდება (მაგალითად, მორწყვაზე წყლის დიდი რაოდენ-

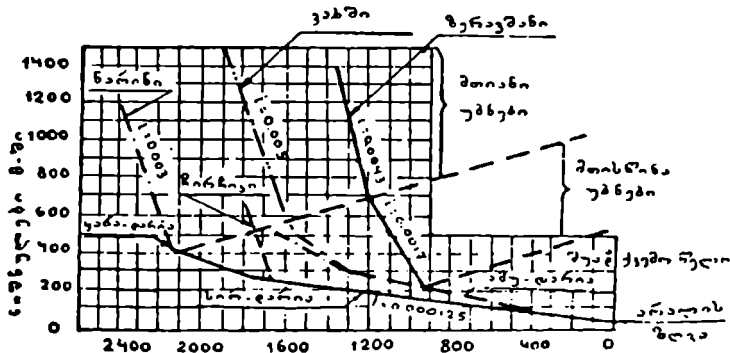
ნობით ხარჯვის დროს), მდინარის გრძივმა პროფილმა შეიძლება მიიღოს შედარებით ამოზნექილი სახე.

შუა აზიისა და კავკასიის დიდ მდინარეთა გრძივი პროფილების განხილვით (ნახ. 29, 30 და 31) მტკიცდება, რომ მდინარის სათავიდან



ნახ. 28. მდინარის გრძივი პროფილის დამახასიათებელი უბნები.

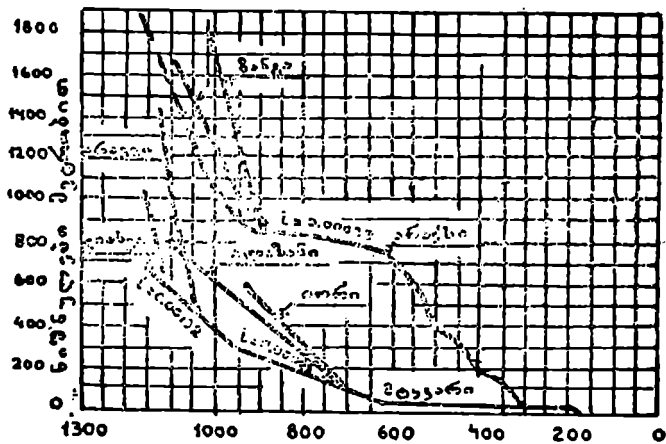
შესართავამდე ქანობი იცვლება არათანაბრად; ქანობების ასეთი შეცვლა მეტად რელიეფურად გამოიყოფა წყლის მინიმალური ხარჯის დროს:



ნახ. 29. შუა აზიის მდინარეების გრძივი პროფილები.

წყალდღობების შემთხვევაში კი ისინი გაცილებით მღოვრედ გამოიყურებიან.

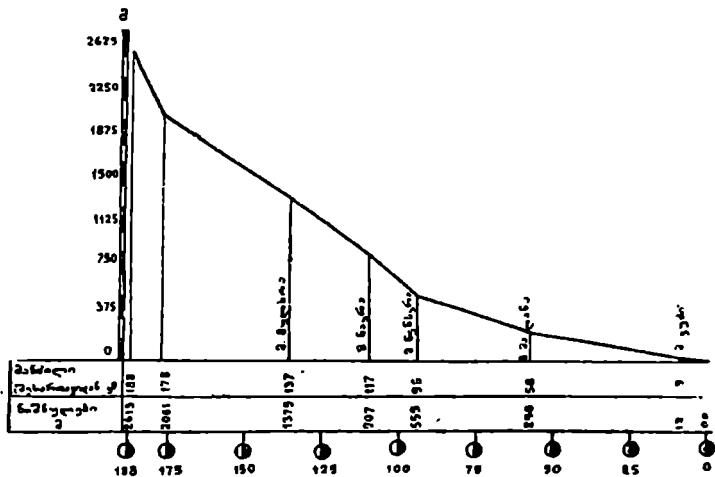
ნაკადის დინების მიმართულებით მდინარის წყლის ხარჯი იზრდება, ხოლო ქანობი, საშუალო სიჩქარე და მყარი ნატანის სიმსხო კი, პირიქით, კლებულობს; ნატანის ზომა მცირდება აგრეთვე იმის გამო,



ნახ. 30. ამიერკავკასიის მდინარეების გრძივი პროფილები.

რომ ის განიცდის ცვლას და მისი ნაწილაკები სულ უფრო და უფრო გლუვი ხდება.

აღნიშნულის გამო ნაწილაკის წონა მცირდება მისი პირველადი წონისა (P) და მის მიერ [გაველილი მანძილის (L) პროპორციულად. ამ



ნახ. 31. მდინარე ენგურის გრძივი პროფილი.

სიდიდის გამოსათვლელად შტერენბერგი იძლევა შემდეგი სახის ემპირიულ ფორმულას:

$$P = P_0 e^{-aL}$$

სადაც P არის განსახილველ კვეთში აღებული მყარი ნაწილაკის წონა, კგ-ობით; P_0 —განსახილველი უბნის დასაწყის კვეთში აღებული იმავე ნაწილაკის წონა, კგ-ობით; L —ნაწილაკის მიერ განვლილი გზა, კმ-ობით; α — ნაწილაკის გახეხის კოეფიციენტი, კგ-ობით 1 კმ მანძილზე.

საჭიროა აღინიშნოს, რომ მდინარეში იხეხება აგრეთვე ნატანის ის ნაწილაკებიც, როდლებიც მდინარის კალაპოტის ფსკერზეა მოთავსებული.

კოეფიციენტი α -სა და იმ L მანძილის საშუალო სიდიდის მნიშვნელობები, რომლის დროსაც ორჯერ მცირდება ნაწილაკის წონა, სხვადასხვა გრუნტისათვის მოცემულია მე-11 ცხრილში.

ცხრილი 11

№ რიგზე	გრუნტის დასახელება	გახეხის α კოეფიციენტი 1 კმ სიგრძეზე	მანძილი, რომელზედაც ნაწილაკის წონა მცირდება ორჯერ, კმ-ობით
1	მერგელი	0,017	30
2	კირქვები	0,010	50
3	დოლომიტი	0,0035	140
4	კვარცი	0,003	160

მდინარის კალაპოტის მდგრადობის ხარისხის დასადგენად ვ. მ. ლობტინი იძლევა შემდეგი სახის გამოსახულებას:

$$A = \frac{d_{საა}}{h}, \quad (3.9)$$

სადაც A არის კალაპოტის მდგრადობის კოეფიციენტი;

$d_{საა}$ —ფსკერული ნატანის ცალკეული ნაწილაკის საშუალო დიამეტრი, მმ-ობით;

h —მდინარის ვარდნა 1 კმ მანძილზე, მ-ობით.

ამ ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ მდინარის კალაპოტის მდგრადობა პირდაპირპროპორციულია ფსკერული ნატანის ნაწილაკების ხაზობრივი ზომისა (მმ-ობით) და უკუპროპორციულია მდინარის ვარდნისა 1 კმ მანძილზე.

იმ შემთხვევაში, როცა მდგრადობის კოეფიციენტი 15—20-ზე მეტია, მდინარე აი ფსკერული ნატანის გადაადგილება პრაქტიკულად გამორიცხულია, ხოლო როდესაც მდგრადობის კოეფიციენტი 5-ზე ნაკლებია, მაშინ მდინარეში მუდამ ხდება ფსკერული ნატანის გადაადგილება წყლის ნაკადთან ერთად.

§ 16. მდინარის კალაპოტის ძირითადი ელემენტები და მათი მოკრუმეზგადი დახასიათება

1- მდინარის კალაპოტის ძირითადი ელემენტები. როგორც აღვნიშნეთ, მდინარის კალაპოტი ხეობის ის ნაწილია, სადაც თევზინება მდინარე. იმის გამო, რომ მდინარის წყლიანო ა პერიოდულად ცვალებადია, ამიტომ კალაპოტის ზომები და ფორმაც ცვალებადობს. მიუხედავად ამისა, მდინარის კალაპოტში გადმოჰყვებიან ძირითად (წყალტყორბის) და ნოღა კალაპოტებს.

ხეობის ძირის იმ ნაწილს, სადაც წყალტყორბის პერიოდში მდინარე მოედინება, მდინარის ძირითადი ანუ წყალტყორბის კალაპოტი ეწოდება. ხეობის იმ ნაწილს კი, რომელიც მდინარის წყლით მხოლოდ წყალდიდობის პერიოდში ან კიდევ თავსხმა წვიმების დროს იფარება, მდინარის ნოღა კალაპოტს უწოდებენ.

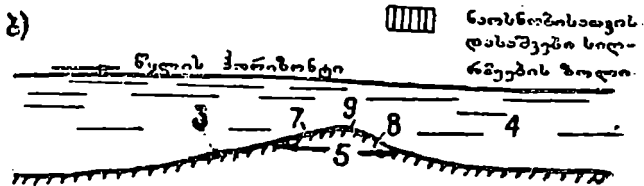
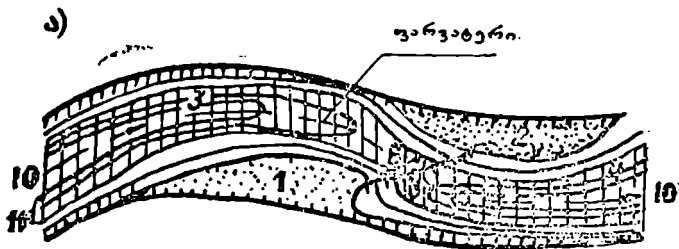
მთის იმ მდინარეებს, რომელთა კალაპოტები ვიწრო და ღრმა ნაკალაპოტებში გადაიან, ნოღა კალაპოტი, როგორც წესი, არ გააჩნია.

გეგმაში მდინარის კალაპოტს მეტწილად კლასიკური მოხაზულობა აქვს, ასეთი სახისაა. მაგალითად, ვაკის ყველა მდინარე, რომელნიც ფართოდ განვითარებულ ხეობებში მიედინებიან.

ცნობილია, რომ მდინარის მოხვეულ უბნებში ნაკადი ინტენსიურად მოქმედებს, რის გამოც წყლის სიღრმე კალაპოტის ამ უბნებში უფრო დედაა, ვიდრე მდინარის სწორ უბნებზე. მდინარის კალაპოტის მოხვეული უბნების ასეთი ღრმა ადგილები ნატბორის სახელწოდებით არის ცნობილი, ხოლო ორი მეზობელი ნატბორის შემაერთებელი მეტად თუ ნაკლებად სწორხაზობრივი უბანი (ნახ. 32)—ჩქერის სახელწოდებით.

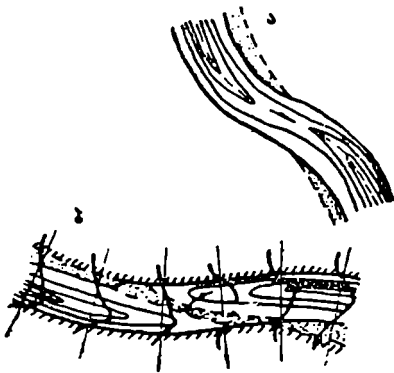
ხაზს, რომელიც მდინარის ძირის ყველაზე ღრმა წერტილებს აერთებს, ფარვატერს უწოდებენ (ნახ. 32). იმის გამო, რომ ნატბორები, როგორც წესი, წარმოიქმნება ჩაზნექულ ნაპირებთან, ამიტომ ფარვატერი მდინარის ხან ერთ ნაპირთან გადაინაცვლებს, ხან კიდევ მეორესთან; თუკი ფარვატერი ერთი ნატბორიდან მეორეზე ბლოკედ გადადის, ამ შემთხვევაში წარმოქმნილ ჩქერს ნორმალურს უწოდებენ (ნახ. 33), ხოლო პირიქით შემთხვევაში კი, როდესაც ფარვატერს დაკლასიკური ხაზის სახე აქვს (ნახ. 28), ჩქერს გადაწეულს უწოდებენ. ნაოსნობის თვალსაზრისით პირველი არის კარგი ჩქერის სახელწოდებით ცნობილი, მეორე კი—ცუდი ჩქერის სახელწოდებით, რადგან წყლის სიღრმეები ნორმალური ჩქერის დროს უფრო დიდია, ვიდრე გადაწეული ჩქერის შემთხვევაში.

ჩქერებისა და ნატბორების განლაგება მდინარის კალაპოტში და



ნახ. 32. ჩქერის საერთო სქემა:

ა—გეგმა; ბ—ფარვატერის გრძივი პროფილი; 1—ხედა ისარა; 2—ქვედა ისარა; 3—ხედა ნატბორი; 4—ქვედა ნატბორი; 5—უნაგირა; 6—ვარცილი; 7—8—ზინულის წინა და უკანა ფერდო, 9—ზეინული, 10—ფარვატერი; 11—იხობადები.



ნახ. 33. ნორმალური (ა) და გადაწეული (ბ) ჩქერების სქემები.

აგრეთვე მათი ფორმა, მოცულობა და სიმალლე დროთა განმავლობაში იცვლება; ისინი განიცდიან საგრძნობ დეფორმაციას წყლის ნაკადისა და მდინარის კალაპოტის მუდმივად ურთიერთზემოქმედების გამო. ჩქერებისა და ნატბორების ასეთი ცვალებადობა, რომელიც პერიოდულად მეორდება, დამოკიდებულია მდინარის წყლიანობის წლიურ რეჟიმზე, რაც გულისხმობს მდინარეში წყალდიდობების გაზრდისა და შემცირების პირობებს და აგრეთვე ზაფხულისა და ზამთრის პერიოდის წყლის მინიმალური ხარჯების ცვალებადობას.

ვაკის მდინარეების პირობებში, რომელთა კალაპოტი, ჩვეულებრივ, ადვილად იცვლის ადგილს, ფარანგმა ინიინერმა ფარგმა მდინარე გა-
 არონაზე ჩატარებულ მრავალწლიურ დაკვირვებათა და აგრეთვე ლაბო-
 რატორიულ გამოკვლევათა საფუძველზე აღმოაჩინა ერთგვარი კანონზომი-
 ერება მდინარის სიღრმეების ურთიერთგანაწილებასა და გეგმაში მდინა-
 რის კალაპოტის მოხაზულობას შორის. ეს ემპირიული კანონზომიერებანი
 შემდეგია:

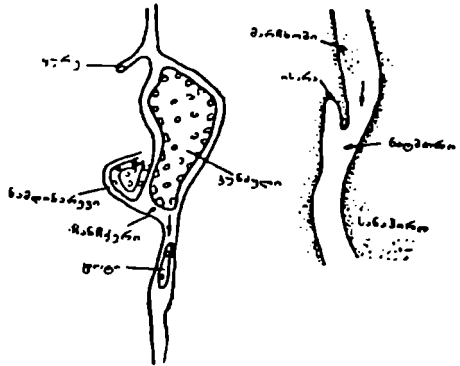
1. ნატბორის ყველაზე ღრმა და ჩქერის ყველაზე თხელი ნაწილე-
 ბი გადაწეულია კალაპოტის უდიდესი და უმცირესი სიმრუდის წერტი-
 ლების მიწართ ქვევით, მდინარის დინებისაკენ, დაახლოებით სიგრძის
 მეოთხედით (ნატბორი ჩქერი);

2. რამდენადაც მეტია შეზნეკილი ნაპირის სიმრუდე, იმდენად
 ლიდია ნატბორის სიღრმე;

3. სიმრუდის თანდათან შეცვლას შეესაბამება სიღრმის თანდათან
 შეცვლა; ერთის მკვეთრი ცვლილება იწვევს მეორის ასეთსავე ცვლი-
 ლებას;

4. მრუდის სიგრძის გადიდებასთან ერთად (მოცემული სიმრუდის
 პირობებში) სიღრმე ჯერ მატულობს, ხოლო შემდეგ მცირდება. მდინა-
 რის თითოეული მონაკვეთისათვის არსებობს მრუდის სიგრძის ერთგვა-
 რი საშუალო მნიშვნელობა, რომლის დროსაც სიღრმეები ყველაზე დიდ
 მნიშვნელობებს აღწევს.

მთისა და ვაკის იმ მდინარეებისათვის, რომელთა კალაპოტები
 კლდოვან გრუნტებში გადიან, ფარგის ზემოთ ჩამოთვლილი დებულებანი
 არ მართლდება; ამის ძი-
 რითადი მიზეზი ის არის,
 რომ აღნიშნული სახის გრუნ-
 ტებში გამავალი მდინარის
 კალაპოტი გამორეცხვას
 თითქმის არ განიცდის.
 ასეთი მდინარეების ნაპი-
 რებს აქვს ტეხილი ხაზის
 სახე, მათი სიღრმეები იც-
 ლება მკვეთრად და ამიტომ
 მდინარეს გეგმაში აქვს არა-
 სწორი მოხაზულობა.



ნახ. 34. მდინარის მახასიათებელი უბნები.

გარდა ზემოთ განხი-
 ლული ელემენტებისა, მდი-
 ნარის კალაპოტში გამოყო-
 ფენ აგრეთვე მდინარის შემდეგ მახასიათებელ უბნებს (ნახ. 34): კუნძულს
 ტოტს, ნამდინარევს, ყურეს, მარჩხოვს, ისარას, სანაპიროს და ა. შ.

კუნძული — ხეობის ძირის ის ნაწილია, რომელიც შემოსაზღვრულია მდინარის ტოტებით. ის შეიძლება წარმოიქმნას როგორც ნაკადის ეროზიული მოქმედებით, ასევე, უფრო ხშირად, მყარი ნატანის დაღეკვით, რომელზედაც დროთა განმავლობაში აღმოცენდება მცენარეულობა;

ტოტი — მდინარის კალაპოტის ის ნაწილია, რომელიც მდინარის მთავარ კალაპოტიდან ან რომელიმე სხვა ტოტიდან გამოყოფილია კუნძულით;

ნამდინარევი — მდინარის ძველი კალაპოტია, რომელიც ჩნდება ნაკადის მიერ შენდარის ყელის გარღვევის შედეგად; საქართველოში მას ხშირად „ნარიონალს“ უწოდებენ.

ყურე — მდინარის კალაპოტის ნაპირში ღრმად შეჭრილი უბანია; იმ მდინარეებში. სადა, წინასწარ წარმოებს, ყურე გამოყენებულია გემების სადგომად ზამთრის პერიოდში;

მარჩხობი — მდინარის კალაპოტის დაბალწყლიანი უბანია, რომელიც ნალექების დაგროვების შედეგად წარმოიქმნება ხოლმე;

ისარა — მდინარის კალაპოტის გრძელი, დაბალი და ვიწრო დაღმული ზოლია, რომელიც მდინარის ამოზნექილი ნაპირიდან მემართულია ქვემოთ — დინების გასწვრივ;

ს. ნაპირო — მდინარის განიერი და დამრეცი ნაპირია.

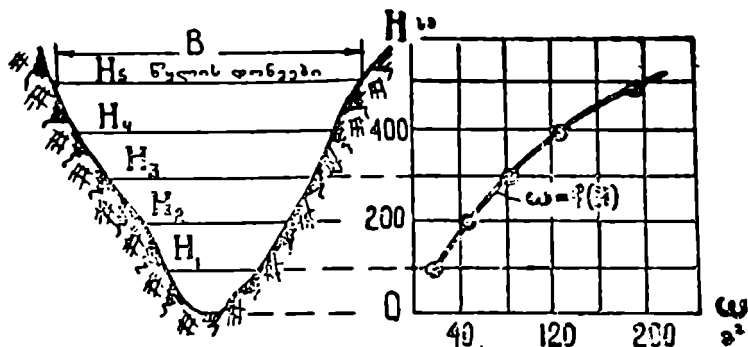
2. მდინარის კალაპოტის განივი კვეთი. მდინარის კალაპოტის განივი კვეთის ქვედა საზღვარს მდინარის ფსკერი წარმოადგენს, გვერდითს საზღვრებს — კალაპოტის ნაპირები, ზედა საზღვრად კი შეიძლება ჩავთვალოთ წყლის ის დონე. რომელიც მას ექნება მოცემულ მომენტში; მდინარის კალაპოტის განივი კვეთის ამ ნაწილს ცოცხალი კვეთი ეწოდება. ცოცხალი კვეთის სიდიდე, როგორც მისი განმარტებიდან ჩანს, ცვალებადია და დამოკიდებულია მასში გამდინარე წყლის სიღრმეზე. ყოველი ცოცხალი კვეთი ხასიათდება შემდეგი ძირითადი მორფომეტრული ელემენტებით:

1) ცოცხალი კვეთის ფართობი (Q) შეიძლება განისაზღვროს გაზომვის მონაცემების საფუძველზე გრაფიკულად გამოსახული პროფილის პლანიმეტრიზებით ან კიდევ ანალიზურად. თუ გვეცოდინება მდინარეში წყლის სხვადასხვა H დონის შესაბამისი ცოცხალი კვეთის ფართობები, შეიძლება აგებულ იქნეს მათი დამოკიდებულების გრაფიკი $Q = f(H)$ (ნახ. 35).

2) ცოცხალი კვეთის (B) სიგანე დამოკიდებულია მდინარეში წყლის დონეზე და მას განსაზღვრავენ კვეთის სიგანით წყლის დონის გასწვრივ პრაქტიკაში ამ სიდიდესაც გამოსახავენ ხოლმე $B = f(H)$ დამოკიდებულების გრაფიკის სახით.

3) სველი პერიმეტრი (P) არის მდინარის კალაპოტის ცოცხალი კვეთის წყლით დასველებული კონტურის სიგრძე.

4) საშუალო სიღრმე ($h_{სა}$ მცრობით) განისაზღვრება ცოცხალი კვეთის ფართობის გაყოფით მის სიგანეზე:



ნახ. 35. მდინარის ცოცხალი კვეთისა და წყლის დონეების დამოკიდებულების გრაფიკი.

$$h_{სა} = \frac{\omega}{B}. \quad (3.10)$$

5) ჰიდრაულიკური რადიუსი (R) გამოითვლება ცოცხალი კვეთის ფართობის შეფარდებით სველ პერიმეტრთან:

$$R = \frac{\omega}{P}. \quad (3.11)$$

განიერ და ნაკლებად ღრმა მდინარეებისათვის სველი პერიმეტრის სიდიდე მცირედ განსხვავდება მდინარის განის სიდიდისაგან; ამიტომ მდინარეთა უმეტეს შემთხვევებში ჰიდრაულიკური რადიუსის გამოსათვლელ ფორმულაში P -ს ნაცვლად შეაქვთ B სიდიდე, ე. ი.

$$R \approx \frac{\omega}{B} \approx \frac{B h_{სა}}{B} \approx h_{სა}.$$

აქედან გამომდინარე შეიძლება დავასკვნათ, რომ მეტად განიერ და ნაკლებად ღრმა მდინარეებში ჰიდრაულიკური რადიუსისა და საშუალო სიღრმის სიდიდეები პრაქტიკულად ერთმანეთს უდრის.

6) კალაპოტის ხორკლიანობა ანუ სიჩქისე გავლენას ახდენს ნაკადის დინებაზე. რამდენადაც მეტია კალაპოტის ხორკლიანობა, იმდენად ნაკლებია კალაპოტში წყლის დინების სიჩქარე. გარდა ამისა, დამტკიცებულია, რომ ნაკადის სიღრმის გაზრდით მცირდება კალაპოტის ხორკლიანობის გავლენა ნაკადის საშუალო სიჩქარეზე. ამ.სთან დაკავშირებით ასხვავებენ აბსოლუტურ და ფარლობით ხორკლიანობას.

აბსოლუტური ხორკლიანობა Δ (ნახ. 36) ხაზობრივი სიდიდეა. იგი განსაზღვრავს კალაპოტის უსწორმასწორო ნაწილების საშუალო ამალღებას ფსკერის გასაშუალებელი სიბრტყიდან. ფარდობითი ხორკლიანობა კი —



ნახ. 36. ხორკლიანობის (სიშქის) გამომსახველი სქემა.

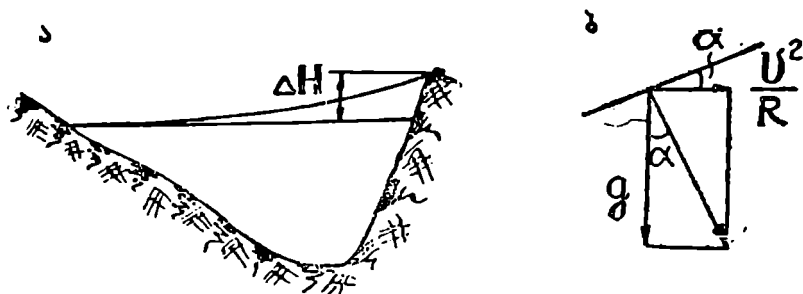
Δ' არის აბსოლუტური ხორკლიანობის Δ სიდიდის ფარდობა ნაკადის საშუალო სიღრმესთან:

$$\Delta' = \frac{\Delta}{h_{საშ}} \quad (3.12)$$

ეს გამოსახულება ნათლად გვიჩვენებს, თუ როგორ იცვლება ფარდობითი ხორკლიანობა მდინარეში დონეთა ცვალებადობის შემთხვევაში.

7) წყლის ზედაპირის ფორმას ქვეთში უმეტეს შემთხვევაში განივი ქანობი ახასიათებს, რომლის ძირითად მიზეზებს წარმოადგენს ცენტრიდანული ძალებისა და დედამიწის ბრუნვის გავლენა (თანახმად კორიოლისის კანონისა) ქვეთში ნაკადის სიჩქარის განაწილებაზე.

ცენტრიდანული ძალების ექვემდებარება მდინარის მოხვეულ უბნებზე იწვევს წყლის მეტი ოდენობით დაგროვებას ჩაზნექილ ნაპირთან, ვიდრე ამოზნექილ ნაპირთან, რის გამოც პირველთან (ჩაზნექილ ნაპირთან)



ნახ. 37. წყლის ზედაპირის განივი ქანობი.

რთან) წყლის დონე ყოველთვის უფრო მაღალია, ვიდრე მეორესთან (ნახ. 37 ა).

მდინარის მოხვეულ უბნებში ცენტრიდანული ძალების გავლენით გამოწვეული განივი ქანობის ΔH სიდიდის (ნახ. 37 ბ) მიახლოებით

ვამოსაანგარიშებლად შეიძლება ვისარგებლოთ შემდეგი სახის ფორმულით:

$$\Delta H = h_{3\alpha\epsilon} = R \operatorname{tg} \alpha = \frac{v^2}{Rg}, \quad (3.13)$$

სადაც B არის მდინარის განი მოცემულ კვეთში:

$$i_{3\alpha\epsilon} = \frac{\Delta H}{B} \text{ — წყლის ზედაპირის განივი ქანობი;}$$

v — წყლის ნაკადის მოძრაობის საშუალო სიჩქარე;

R — მდინარის კალაპოტის მოხვეული უბნის სიმრუდის რადიუსი;

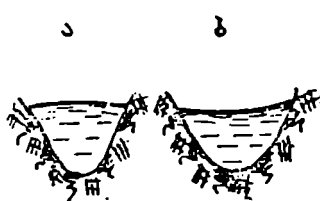
g — სიმძიმის ძალით გამოწვეული აჩქარება.

მაგალითად, თუ მივიღებთ, რომ მდინარის სიგანე განსახილველ კვეთში $B = 100$ მ, სიჩქარე $v = 2$ მ/წმ, ხოლო სიმრუდის რადიუსი $R = 1000$ მ, მაშინ ჩაზნექილ ნაპირთან წყლის დონე მალა აიწევს ამოზნექილ ნაპირთან შედარებით $\Delta H = 100 \cdot \frac{2^2}{1000 \cdot 9,81} \approx 0,04$ მეტრით.

განივი ქანობი კი ამ დროს შეადგენს

$$i_{3\alpha\epsilon} = \operatorname{tg} \alpha = \frac{2^2}{1000 \cdot 9,81} \approx 0,0004.$$

კვეთში წყლის ზედაპირის განივი დახრილობის მეორე გამომწვევი მიზეზი, როგორც აღვნიშნეთ, კორიოლისის ძალაა; ეს ძალა წარმოიქმნება დედამიწის თავისი ლერძის გარშემო ბრუნვის შედეგად, რომლის დროსაც ნაკადი მოძრაობის პირველადი მიმართულებიდან გადაინაცვლებს მარჯვნივ, როცა საქმე გვაქვს ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს მდინარეებთან, ან კიდეე მარცხნივ — სამხრეთ ნახევარსფეროს მდინარეებში. აღნიშნულის გამო შეიძლება დავასკვნათ, რომ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში გამავეალ მდინარეებში ხდება მდინარის მარჯვენა ნაპირის გამორეცხვა, რის გამოც უმეტეს შემთხვევაში მარჯვენა ნაპირი უფრო მაღალია, ვიდრე მარცხენა ნაპირი, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში გამავეალ მდინარეებში კი — მარცხენა ნაპირის გამორეცხვა.



ნახ. 38. მდინარეში წყლის ზედაპირის ფორმა დონეების აწვევისა და დაცემის დროს.

გარდა ზემოთ განხილული ძალებისა, კვეთში წყლის ზედაპირის ფორმაზე გავლენას ახდენს აგრეთვე წყალდიდობები. ასე, მაგალითად, წყალდიდობის პერიოდში დონეების სწრაფი აწვევის დროს წყლის ნა-

კადის სიჩქარე კვეთის ცენტრში უფრო სწრაფად იზრდება, ვიდრე მის ნაპირებთან, რის შედეგადაც კვეთის ამ ნაწილში შემჩნევა ამოზნექილობა, რომელიც ნაპირებისაკენ თანდათან დაბლდება (ნახ. 38 ა). დონეების დაცემის დროს კი კვეთში სიჩქარეთა განაწილებას საწინააღმდეგო მსვლელობა აქვს და ამიტომ ასეთ შემთხვევაში წყლის ზედაპირი ჩაზნექილ ფორმას ლებულობს (ნახ. 38 ბ).

§ 17. მდინარეში წყლის დინების სიჩქარის განაწილება

მდინარეში ნაკადის მოძრაობის სიჩქარის განაწილება შეიძლება სხვადასხვა იყოს; ეს დაზოკიდებულია გეგმაში მდინარის კალაპოტის მოხაზულობასა, ჩქერებსა და ნატბორებში სიღრმეების ცვალებადობასა, ყინულის საფარის სიდიდესა, კალაპოტის ფსკერისა და ნაპირების ხორკლიანობასა, ქარის გავლენაზე და ა. შ.

მდინარის სწორ უბნებზე წყლის ნაკადის მოძრაობა არსებითად განსხვავდება ხეუელ უბნებში მოძრაობისაგან; დინება ასევე სხვადასხვაა. მდინარის ძირითად კალაპოტსა და ნოლა კალაპოტში, ნაკადის სიღრმესა და მის ზედაპირზე და ა. შ. ამიტომაც, რომ ნაკადის განივი კვეთის სხვადასხვა წერტილებში გაზომილი სიჩქარე მუდამ სხვადასხვა სიდიდისაა. გარდა აღნიშნულისა, სიჩქარე იცვლება წყლის დონეების ცვალებადობითაც, ასე, მაგალითად, სწორი კალაპოტის მდინარეებში დონეების გაზრდასთან ერთად მატულობს წყლის დინების სიჩქარეც.

სიჩქარის ცვალებადობა გამოწვეულია აგრეთვე ნაკადის პულსირებით, რაც იმაში მდგომარეობს, რომ ნაკადის ყოველ წერტილში მყისი სიჩქარე განუწყვეტლივ იცვლება როგორც სიდიდით, ასევე მიმართულებით მისი სიღადის რალაც სამუალო მნიშვნელობასთან შედარებით.

სიჩქარის პულსაციას მინიმალური მნიშვნელობა აქვს ნაკადის ზედაპირზე, ხოლო მაქსიმალური—მდინარის ფსკერთან, ნაპირებთან და ყინულის საფართან, ე. ი. იმ ადგილებში, სადაც ხორკლიანობის გავლენა საგოძნობია.

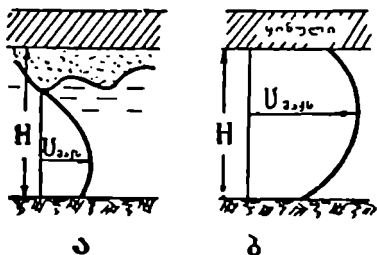
მყისი სიჩქარის გაზომვას შედარებით ხანგრძლივი დროის განმავლობაში (რამდენიმე წუთს) აწარმოებენ, ვინაიდან მხოლოდ ამდაგვარად შეიძლება მიღებულ იქნეს სიჩქარის სიდიდისა და მიმართულების პრაქტიკულად მდგრადი მნიშვნელობა. ამდაგვარად მიღებულ სიჩქარეს მოცემულ წერტილში დინების გასაშუალებულ სიჩქარეს უწოდებენ. ქვემოთ, ნაკადის სხვადასხვა წერტილში საშუალო სიჩქარეთა განხილვის დროს, ტერმინოლოგიის გამარტივების მიზნით, სიტყვა „საშუალოს“ აღარ მოვიხსენიებთ (მხოლოდ ვიგულისხმებთ).

ღია არხებში (მდინარეებში) ნაკადის დინების საკითხზე ჩატარებულმა მრავალრიცხოვანმა გამოკვლევამ მეცნიერებს საშუალება მისცა

დაედგინათ სიჩქარის განაწილების გარკვეული კანონზომიერებანი მდინარის განივ კვეთში; ასე, მაგალითად, მდინარის სიგანეზე სიჩქარე, ჩვეულებრივ, მატულობს ნაპირებიდან კალაპოტის ცენტრისაკენ. ყველაზე დიდი სიჩქარე, როგორც წყაი, არის უდიდესი სიღრმის ადგილებში. ნოლა კალაპოტში სიჩქარე გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე ძირითად კალაპოტში.

მდინარის სიღრმეზე სიჩქარის განაწილება შეიძლება გრაფიკულად გამოისახოს ვერტიკალზე სიჩქარეთა განაწილების ეპიურით ანუ გრაფიკით (ნახ. 39). ამ ნახაზიდან ჩანს, რომ იმ შემთხვევაში, როდესაც მდინარე თავისუფალია ყინულისაგან, ყველაზე დიდი სიჩქარე შეიძინევა წყლის ზედაპირზე და თანდათან მდოვრედ მცირდება ფსკერისაკენ. იმისდა მიხედვით, თუ როგორია ადგილობრივი პირობები (ფსკერის უსწორმასწორობა, ქარი და ა. შ.). სიჩქარეთა ეპიურა სივადანხევა მოხაზულობის იქნება (ნახ. 39).

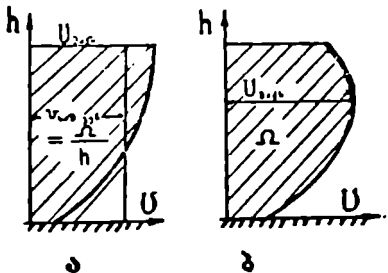
თუკი მიღებული ფიგურის, ანუ როგორც მას უწოდებენ ჰოდოგრაფის Ω ფართობს (ნახ. 39) გაეყოფთ h სიმაღლეზე, მივიღებთ



ნახ. 40. ყინულის საფარის არსებობის შემთხვევაში ნაკადის სიღრმეზე სიჩქარეთა განაწილების ეპიურა:
 ა—თოშის არსებობის დროს,
 ბ—თოშის არარსებობის დროს.

თუ კრისტალური ყინულის ქვეშ თოში არაა, მაშინ მაქსიმალური სიჩქარე მდებარეობს ზედაპირთან ახლოს (40 ბ).

ვერტიკალზე საშუალო სიჩქარეთა ცვალებადობის კანონზომიერების



ნახ. 39. ნაკადის სიღრმეზე სიჩქარეთა განაწილების ეპიურა:
 ა—თოშის არსებობის დროს, ბ—თოშის არარსებობის დროს.

საშუალო სიჩქარეს ვერტიკალზე

$$U_{\text{საშ.}} = \frac{\Omega}{h}$$

განსაკუთრებული სახე აქვს სიჩქარეთა განაწილების გრაფიკს ყინულოვანი საფარის შემთხვევაში, რომლის დროსაც ეპიურის მოხაზულობა დამოკიდებულია საფარის ქვედა ნაწილის აღნაგობაზე. იმ შემთხვევაში, თუ კრისტალური ყინულის ქვეშ მოქცეულია ღრუბლივარი ყინული—თოში (ნახ. 40 ა), მაშინ მაქსიმალური სიჩქარე იქნება 0,5—0,6 სიღრმეზე (წყლის ზედაპირიდან);

ანალიზურად გამოსახსახავად მეცნიერების მიერ რეკომენდებულია მრავალი ემპირიული ფორმულა, რომელთაგანაც ამჟამად უფრო გამოიყენება შემდეგი:

1. ლოგარითმული მრუდის განტოლება

$$v = a + b \lg(h + \Delta), \quad (3.14)$$

ადაც v არის სიჩქარე წერტილში ძირიდან h სიმაღლეზე,

a და b — მრუდის მახასიათებელი პარამეტრები,

Δ — აბსოლუტური ხორკლიანობა.

ამ განტოლების თანახმად, ნულოვანი სიჩქარე შეიმჩნევა $h =$

$$= 10^{-\frac{a}{b}} - \Delta \text{ სიღრმეზე, მაქსიმალური სიჩქარე კი — წყლის ზედაპირზე.}$$

თუ პირობითად დავუშვებთ, რომ $h = 0$ -ის დროს $v = 0$, მაშინ

(3.14) განტოლება გარდაიქმნება შემდეგნაირად:

$$v = b \lg \left(1 + \frac{h}{\Delta} \right). \quad (3.15)$$

2. ელიფსის განტოლება (კ. ვ. კარაუშევის მიხედვით):

$$v = v_0 \sqrt{1 - P \left(\frac{h}{H} \right)^2}, \quad (3.16)$$

ადაც v არის სიჩქარე წერტილში წყლის ზედაპირიდან h სიღრმეზე;

v_0 — ზედაპირული სიჩქარე;

$$P = 0,57 + \frac{3,3}{C},$$

ადაც C შეზის კოეფიციენტი, რომლის სიდიდის დასადგენად მრავალი ემპირიული ფორმულა არსებობს (იხ. ქვემოთ).

სიჩქარის ცვალებადობის (ვერტიკალზე) ანალიზური გამოსახვა ფართოდაა გამოყენებული მდინარის ნაკადის ჰიდროდინამიკური დასაბუთების დროს, კერძოდ მდინარის კალაპოტში ნალექების მოძრაობისა და მისი დეფორმარების საკითხების განხილვის დროს.

როგორც აღვნიშნეთ, ცოცხალი კვეთის ცალკეულ წერტილებში სიჩქარეთა სიდიდეები სხვადასხვაა; ამის ნათელ წარმოდგენას იძლევა ერთნაირ სიჩქარეთა ხაზები, რომლებსაც იზოტაქები ეწოდებათ. ღია კალაპოტებში იზოტაქების ზოგადი სქემა მოცემულია 41-ე ნახაზზე. ყინულით დაფარულ მდინარეებში იზოტაქები შეკრულ მრუდებს ჰქმნის (ნახ. 42).

ხშირ შემთხვევაში საჭიროა აგრეთვე ვიცოდეთ ცოცხალი კვეთის

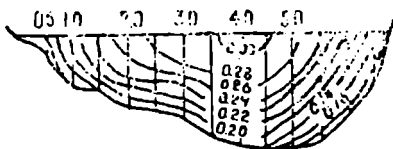
საშუალო სიჩქარე). ამ უკანასკნელის ანალიზურად გამოსათვლელად არსებობს მთელი რიგი ემპირიული ფორმულა, რომელთაგანაც პრაქტიკაში ძირითადად სარგებლობენ შეზის ფორმულით. ამ ფორმულას შემდეგი სახე აქვს:

$$v_{საშ} = C \sqrt{Ri} \quad \text{მ/წმ}, \quad (3.17)$$

სადაც $v_{საშ}$ არის ნაკადის საშუალო სიჩქარე, მ/წამში;
 R —ჰიდრაულიკური რადიუსი, მ-ობით;

i —წყლის ზედაპირის კანობი მდინარის განსახილველ უბანზე.

შეზის C კოეფიციენტის გამოსათვლელად არსებობს მრავალი ემპირიული ფორმულა, მათ შორის ამჟამად ყველაზე უფრო გამოიყენება შემდეგი:



ნახ. 41. იზოტაქების განლაგების ტიპური სქემა მდინარის ღია კალაპოტში.



ნახ. 42. იზოტაქების განლაგების ტიპური სქემა ყინულით დაფარული მდინარის კალაპოტში.

1. ბაზენის ფორმულა

$$C = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R}}}, \quad (3.18)$$

სადაც γ არის ხორკლიანობის კოეფიციენტი, რომლის სიდიდე სხვადასხვა სახის კალაპოტისათვის

მოცემულია მე-12 ცხრილში; R —ჰიდრაულიკური რადიუსი;

2. მანინგის ფორმულა

$$C = \frac{1}{n} R^{\frac{1}{6}}, \quad (3.19)$$

სადაც n არის ხორკლიანობის კოეფიციენტი (ის განსხვავდება γ -საგან), რომლის სიდიდე სხვადასხვა სახის კალაპოტისათვის მოცემულია აგრეთვე მე-12 ცხრილში; R —ჰიდრაულიკური რადიუსი;

3. ნ. ნ. პავლოვსკის ფორმულა

$$C = \frac{1}{n} R^{\frac{1}{2}}, \quad (3.20)$$

სადაც n არის ხორკლიანობის კოეფიციენტი, რომლის დადგენა ექსპერიმენტულად ხდება ან კიდევ მე-12 ცხრილიდან;

R —ჰიდრაულიკური რადიუსი;

γ —ხარისხის მაჩვენებელი, რომელიც ცვალებადი სიდიდეა და გამოითვლება შემდეგი სახის მარტივი გამოსახულებით:

$$\left. \begin{array}{l} R < 1 \text{ მეტრზე,} \\ R > 1 \text{ მეტრზე,} \end{array} \right\} \begin{array}{l} y \sim 1,5\sqrt{n}; \\ y \sim 1,3\sqrt{n}; \end{array} \quad (3.21)$$

4. ფორჭეიმერის ფორმულა

$$C = \frac{1}{n} R^{\frac{1}{5}} \quad (3.22)$$

5. განგილიე-კუტერის ფორმულა

$$C = \frac{23 + \frac{1}{n}}{1 + \frac{23n}{\sqrt{R}}} \quad (3.23)$$

ეს ფორმულა გამოიყენება იმ მდინარეებისათვის, რომელთა გრძივი ქანობი $\geq 0,0005$;

6. ხშირ ხმარებაშია აგრეთვე მაჩვენებლიანი ფორმულა (ფ. სრიბნის)

$$C = \frac{1}{n} R^x,$$

სადაც x მაჩვენებელი დამოკიდებულია სიმჭისის კოეფიციენტზე და იგო აიღება შემდეგი მონაცემების მიხედვით:

$\frac{1}{n}$	100 და მეტი	70	55	40	25	12,5	5
x	1/8	1/7	1/6	1/5	1/4	1/3	1/2

ცხრილი 12

ბუნებრივი წყალდენების ზორკლიანობის კოეფიციენტები (მ. ფ. სრიბნის მონაცემების მიხედვით)

კატეგორია	კალაპორტის დახასიათება	$\frac{1}{n}$	n	γ
1	ბუნებრივი კალაპორტი მეტად ხელსაყრელ პირობებში (სუფთა, სწორი, დაუნაგვიანებელი, მიწის, თავისუფალი დინების მქონე).	40	0,025	1,25
2	ვაკის ტიპის მუდმივი წყალდენების კალაპორტი (უმთავრესად დიდი და საშუალო მდინარეების), ხელსაყრელ პირობებში მყოფი კალაპორტის მდგომარეობისა და დინების მხრივ. პერიოდული ნაკადები (დიდი და მცირე), როდესაც კალაპორტის ზედაპირი და ფორმა მეტისმეტად კარგ მდგომარეობაშია.	(35) 30	— 0,033	1,75 2,00

კატეგორია №	კალაპოტის დახასიათება	1 "	"	γ
3	ვაკის მუდმივი, ჩვეულებრივ პირობებში მყოფი წყალდენების შედარებით სუფთა კალაპოტი; კლაკნილი, ქაელის რამდენადმე უწყესო მიმართულებია მქონე ან სწორი, მაგრამ ფსკერის უსწორმასწორო ზედაპირიანი (მეჩეჩი, ღრმულები, ალაგ-ალაგ ქვები) კალაპოტი. პერიოდულად მოქმედი წყალდენების მიწის კალაპოტი (მშრალი ხეების) შედარებით ხელსაყრელ პირობებში	25	0,040	2,7
4	დიდი და საშუალო მდინარეების კალაპოტები, მნიშვნელოვნად დანაგვიანებული, კლაკნილი, ნაწილობრივ მცენარეულობით დაფარული, ქვიანი, ჩქარი დინებით. პერიოდულად მოქმედი წყალდენები (ღვარის და გაზაფხულის), რომელთაც წყლის მოვარდნის დროს დიდი რაოდენობის ნაშალი მასალა მიაქვთ, მსხვილკენიანი ან კიდევ მცენარეულობით (ბალახი და სხვა) დაფარული კალაპოტი. დიდი და საშუალო მდინარეების ნოღა კალაპოტები, შედარებით გამოუმუშავებული, დაფარული მცენარეულობით (ბალახი, ბუჩქნარი)	20	0,050	3,7
5	პერიოდული წყალდენების კალაპოტები, ძლიერ დანაგვიანებული და კლაკნილი, საშუალოდ დაფარული მცენარეულობით, არასწორი, ცუდად გამოუმუშავებული ნოღა კალაპოტით (ღრმულები, ბუჩქნარი, ხეები). მთის ტიპის მდინარის ენკვიან-კაპარიანი კალაპოტი წყლის სარკის უსწორო ზედაპირით. ვაკის მდინარეების კორომიანი უბნები	15	0,067	5,50
6	მდინარეები და ნოღა კალაპოტი ძლიერ დაფარული მცენარეულობით (სუსტი დინებით), დიდი ღრმულებით. კაპარიანი მთის ტიპის კალაპოტი მძაფრი აქაფებული დინებით, წყლის დაღარული ზედაპირით (წყლის შეფუებით)	12,5	0,080	7,00
7	ისეთივე, როგორც ზემოთ იყო აწერილი, მაგრამ ძლიერ უწყესო დინებით, ყურეებით და სხვ. მთის წყალეარდნილების ტიპის კალაპოტები მსხვილი კაპარით დაფარული, კლაკნილი ფსკერით; წყალეარდნილები მკვეთრადაა გამოხატული, აქაფება იმდენად ძლიერია, რომ წყალი, კარგავს რა გამჭვირვალეობას, ლებულობს თეთრ ფერს, ნაქადის ხმაური ვარბობს ყველა დანარჩენ ხმას და აძნელებს ლაპარაკს	10	0,100	9,00

კატეგორიის №	კალაპოტის დახასიათება	1 "		7
8	მთის მდინარეთა დამახასიათებელი ნიშნები თითქმის იწყებოდა, როგორც წინა კატეგორიის. კაპოტის ტიპის მდინარეები (რაცა, კოლბოსები, მრავალადგილას თითქმის მდგარი წყალი და სხვ.). ნოღა მერად დიდი მკვდარი სივრცეებით. ხალხმავებულადგილებით, ტბებით და სხვ.	7,5	0,133	12,00
9	სელური (ღვარცოფული) ტიპის ნაკადები, ტალახისაგან და ქვებისაგან შემდგარი. ყრუ ნოღა კალაპოტი, მთლიანად ტყიანი, ტაივის ტიპის	5,0	0,200	20,00

§ 18. მანივი სიჩქარეების კანონები

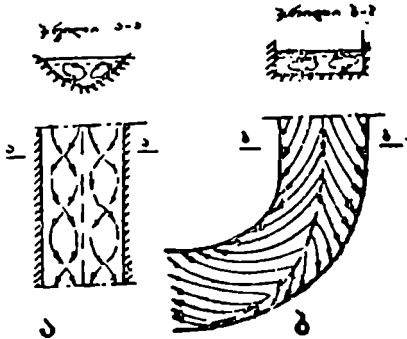
დადგენილია, რომ ბუნებრივ პირობებში წყლის ნაკადებში, გარდა გრძივისა, ხდება აგრეთვე სხვადასხვა ფორმისა და ინტენსიურობის ქველების განივი გადაადგილება, რომლის ძირითად გამომწვევ მიზეზად ზოგიერთი მკვლევარი მოხვეულობებს სთვლიდა. ა. ი. ლოსიევსკიმ მოგვცა ამ მოვლენის წარმოშობი მიზეზების უფრო ღრმა მეცნიერული დასაბუთება. მან ლაბორატორიულ გამოკვლევათა საფუძველზე სწორხაზოვან კალაპოტში აღმოაჩინა განსხვავება ფსკერულ და ზედაპირულ სიჩქარეთა მიმართულებებს შორის და, შესაბამისად ამისა, მიიღო შედეგი: ვინაიდან ფსკერული სიჩქარეებიდან ზედაპირული სიჩქარეებიდან დასვლა თანდათანობითია, ამიტომ სიჩქარის განაწილებას კვეთში ცირკულაციური მოძრაობის სახე აქვს.

ა. ი. ლოსიევსკის აზრი შემდგომში გაიზიარეს აგრეთვე მ. ა. ველიკანოვმა, მ. კ. პოტაპოვმა და მისმა მოწაფეებმა, რომლებმაც თავიანთი ცდებით დაამტკიცეს, რომ სწორხაზოვან ნაკადებში გარე და შიგა ძალების ურთიერთმოქმედების შედეგად ადგილი აქვს როგორც გრძივ, ასევე განივ დინებას და რომ მათ სიჩქარეთა შორის გარკვეული თანაფარდობა არსებობს.

ქვემოთ მოგვყავს ბუნებრივ ნაკადებში შემჩნეული განივი ცირკულაციის ხუთი ძირითადი ტიპი (ნახ. 43—47) და მათი წარმოქმნის მიზეზები; განივი ცირკულაციის ასეთ დაყოფას საფუძველად უდევს ა. ი. ლოსიევსკის მიერ შემუშავებული კლასიფიკაცია, რომელიც ნაწილობრივ შევსებულია (განივი ცირკულაციის მეხუთე ტიპი) ნ. თ. დანელიას მიერ უკანასკნელ წლებში ჩატარებული გამოკვლევებით.

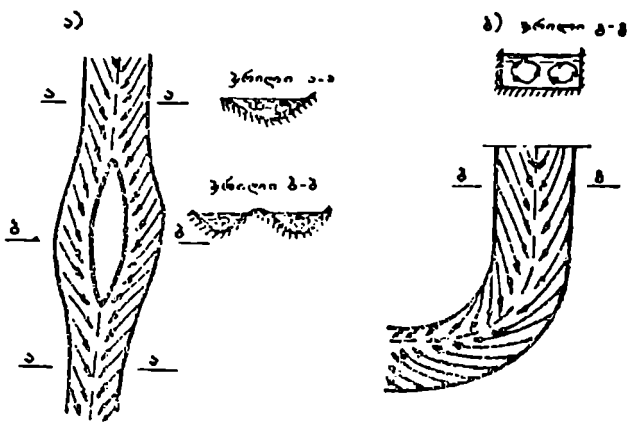
პირველ ტიპს (ნახ. 43) ახასიათებს ორმაგი განივი ცირკულაცია განშლადი ფსკერული და კრებადი ზედაპირული ქველებით. დინების ასეთი სახე ძირითადად გვხვდება სივრცისთან შედარებით მცირე

სიღრმის ნაკადებში, როდესაც ნაკადის მოძრაობისადმი წინაღობა წარმოიქმნება არა ნაპირების, არამედ ფსკერის მიერ. ცირკულაციური მოძრაობა, თავის მხრივ, ახდენს ფსკერული და ტივტივა ნატანის უთანაბრო განაწილებას ცოცხალ კვეთში, კერძოდ, განშლად ფსკერულ დინებას გადააქვს იგი კალაპოტის შუა ადგილიდან ნაპირებისაკენ. ამასთანავე, რეცხვად კალაპოტში მისი შუა ნაწილი ირეცხება და ღრმავდება, რის შედეგად წარმოქმნილი ნატანი დაილაშქვება მდინარის სანაპირო უბნებზე (ნახ. 43 ა). მოძრაობის სწორხაზოვნების შეცვლის დროს ორი ცირკულიაციური დინების თანატოლობა ირღვევა—ერთის შეეცირებით მეორე ძლიერდება (ნახ. 43 ბ).



ნახ. 43. ნაკადის დინების პირველი ტიპი.

მეორე ტიპი—ორმაგი განივი ცირკულაცია განშლილი ზედაპირული და კრებადი ფსკერული ის წარმოიქმნება ნაპირების გაძლიერებით ღრმა ნაკადებში, სადაც



ნახ. 44. ნაკადის დინების მეორე ტიპი.

რებული ზემოქმედებით. ამასთანავე, წამოღებული ნატანი კრებად ფსკერულ ჰეველებს ნაპირებიდან გადააქვს ცენტრისაკენ, საიდანაც ხდება მისი ტრანსპორტირება კვევით—ნაკადის საერთო დინების მიმართულებით. განშლად ზედაპირულ ჰეველებს კი ზედაპირზე მცურავი

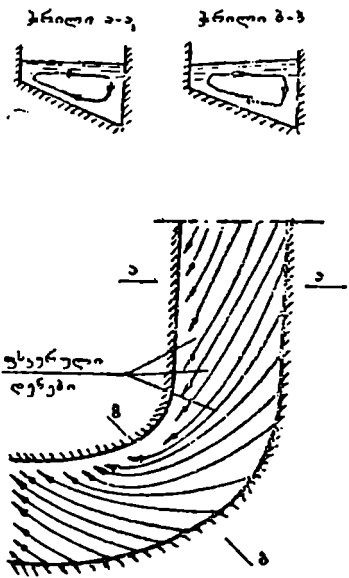
სხეულები გადააქვს ნაპირებისაკენ და მის გასწვრივ მიაქვს ისინი ქვევით.

სუსტი ნაპირების შემთხვევაში გამორეცხვის პროდუქტების დალამვა ხდება კალაპოტის შუაში, რის შედეგადაც წარმოიქმნება კუნძულები და დანარიყები (ნახ. 44 ა). მოძრაობის სწორხაზოვნების შეცვლის

დროს ორმაგი ცირკულაციის სიმეტრიულობა ირღვევა (ნახ. 44 ბ).

მესამე ტიპი—ცალმაგი განივი ცირკულაცია (ნახ. 45) წარმოიქმნება ნაკადის დინებაზე სანაპირო კედლების არასიმეტრული ზემოქმედების დროს. ბუნებრივ პირობებში იგი შეიქმნევა კალაპოტის ფსკერის განივი დახრილობის დროს და მისი ფსკერული ჭაღლები მიმართულია დაბალწლიანი ნაპირისაკენ, ხოლო ზედაპირული—ღრმა ნაპირისაკენ. განივი ცირკულაციის ამ ტიპს, ჩვეულებრივ, ვხვდებით მდინარის მოხვეულ უბნებში.

მეოთხე ტიპს ახასიათებს მრავალგზის ცირკულაცია ნაკადის სიგანეზე (ნახ. 46). იგი გვხვდება მეტად განიერი კალაპოტის ნაკადში; ამ დროს კალაპოტი იყოფა უბნებად. თვითუღუბანს აქვს თავისი ხრახნისებრი მოძრაობა, ამასთანავე, მოსაზღვრე უბნებზე წარმოიქმნება ცირკულაციური მო-



ნახ. 45. ნაკადის დინების მესამე ტიპი.

ძრაობის საწინააღმდეგო მიმართულებანი.

მეხუთე ტიპი—ორმაგი ცირკულაცია ნაკადის სიღრმეზე (ნახ. 47) წარმოიქმნება ნაკადის დინებაზე სანაპირო კედლების სხვადასხვა წინააღმდეგობის გაწვევით. ამ დროს ვერტიკალურ სიბრტყეში ნაკადი ცალკეულ, ხრახნისებრ ფენებად იყოფა, რომლის დროსაც ფსკერული და ზედაპირული დინების ჭაღლები მიმართულია ერთსა და იმავე მხარეს, ხოლო შუა ფენისაკენ—საწინააღმდეგო მიმართულებით. ამ ტიპის ცირკულაციის დროს ფსკერული ნატანი თავს იყრის დინების ქვედა ფენაში განლაგებული ხრახნული ჭაღლების აღმავალ ზონაში (ნახ. 48).

აქ ჩამოთვლილი დებულებებიდან გამომდინარეობს, რომ სწორხაზოვან, ზუსტად პრიზმულ და სწორკუთხოვან ლარშიაც კი წარმოიქმნება განივი ცირკულაცია; ცდების დროს, როგორც მინიმუმში, მიღებული იყო ორი ცირკულაცია, მარჯვენა და მარცხენა ნაპირთან, რო-

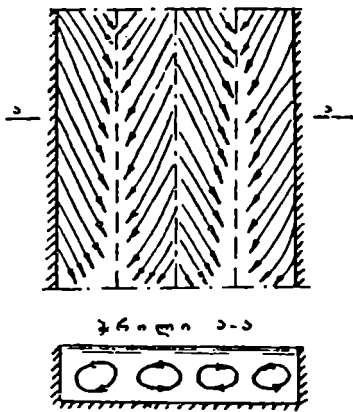
მელთაც მუდამ ურთიერთ საწინააღმდეგო მიმართულება ჰქონდათ, როგორც მაქსიმუმი კი — ოთხი ცირკულაცია, რომელნიც ხაკადის სივანებზე სხვადასხვა მიმართულებით ხასიათდებოდნენ.

ზემოთქმულიდან შეიძლება დავასკვნათ, რომ:

1. აღმავალი დინება წარმოადგენს უფრო ბსვილი ნატანის აკუმულაციისა და ტივტივა ნატანის ინტენსიური ტრანზიტის ადგილს;

2. აღმავალი დინების არეში გრძივი ზედაპირული სიჩქარე იზრდება ფსკერული სიჩქარის ხარჯზე და, პირიქით, დამავალი დინების არეში ფსკერული სიჩქარე იზრდება ზედაპირულის ხარჯზე;

3. გამორეცხვა ხდება დამავალი დინების ადგილებში, ამის შედეგად ნაკადს ნაპირების გარეცხვის პროდუქტი

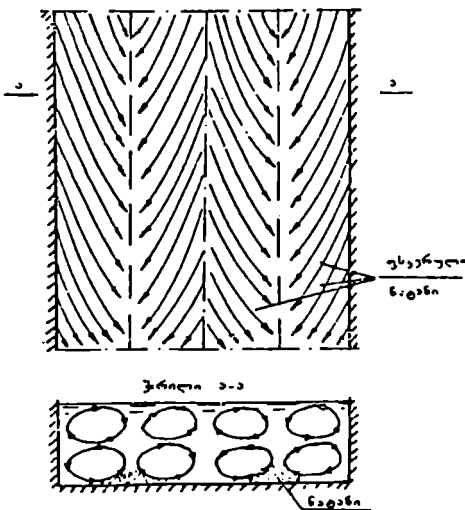


ნახ. 46. ნაკადის დინების მეოთხე ტიპი.

გადააქვს შოპირდაპირე მხარეს;

4. ნაკადში შემჩნეულია მუშაობის მწყობრი განაწილება გარეცხვის, ნატანის დარყვისა და ტრანსპორტირების მხრივ, სადაც მთავარი როლი განივ დინებას ეკუთვნის.

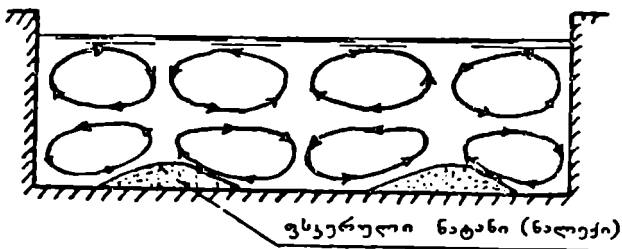
მ.ა. ველიკანოვმა, რომელიც იკვლევდა მდინარეთა კალაპოტების ფორმირების საკითხებს, წამოაყენა შემდეგი დებულება: ყოველი მდინარისათვის დამახასიათებელია ნაკადსა და კალაპოტს შორის ურთიერთმოქმედების პრინციპი. მდინარეში ნაკადი თვითონ ჰქმნის მისი ფორმის შესაბამის კალაპოტს და კალაპოტი, თავის მხრივ, თავისი ფორმით გავ-



ნახ. 47. ნაკადის დინების მეხუთე ტიპი.

პოტს და კალაპოტი, თავის მხრივ, თავისი ფორმით გავ-

ლენას ახდენს ნაკადის სიჩქარეთა არეზე. ასე, მაგალითად, ვანი-
ვი ცირკულაცია, როგორც სითხის ყოველგვარი წინსვლითი მოძრაობის
ძირითადი თვისება, თვითონ წარმოქმნის რეცხვად გარუნტებში გამაფა-



ნახ. 48. ფსკერული ნატანის განაწილება მდინარის სივანეში
ორმაგი ცირკულაციის დროს.

ლი მდინარის ხეულებს, ხეულები კი, თავის მხრივ, ხელს უწყობს გა-
ნივი ცირკულაციის გაძლიერებას.

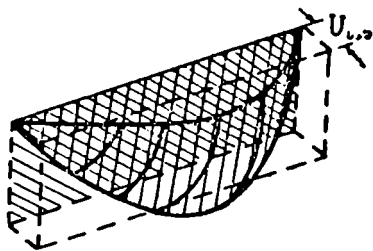
ა. ი. ლოსიევისკის, მ. ა ველიკანოვის და სხვათა მიერ ჩატარებულ
ცდებს და გამოთქმულ დებულებებს იმ დასკვნამდე მივყევართ, რომ საჭი-
როების შემთხვევაში რაღაც ხელოვნურ ღონისძიებათა გზით შესაძლე-
ბელია გავაძლიეროთ არსებული ცირკულაცია, შევასუსტოთ ის, ან კი-
დევ შევცვალოთ მისი მიმართულება. სწორედ ასეთი შედეგები იყო მი-
ღებული პროფ. მ. პოტაპოვისა და მისი მოწაფეების მიერ ნაკადში
ირიზად ზომართული განივი ფარების დაყენების შედეგად, რომელთაც
მან (მ. პოტაპოვი) „მიმართველები“ უწოდა. ამ ფარებით შეიძლება
განივი ცირკულაციის ხელოვნურად წარმოქმნა სასურველი მიმართუ-
ლებით.

ამრიგად, თუ გვეცოდინება განივი ცირკულაციის წარმოქმნის ბუ-
ნებრივი და ხელოვნური მიზეზები, მაშინ ჩვენ შეგვეძლება მდინარეთა
ხელოვნური რეგულირების ისეთი სქემა შევარჩიოთ, რომლის დროსაც
გამორიცხული იქნება მდინარეთა კალაპოტის ნაპირების გამორეცხვა,
ან კიდევ, მდინარეზე სათავე კვანძი ისეთნაირად განვალაგოთ, რომლის
დროსაც ზაქსიმალურად შემცირდება წყალმიმღებში ნატანის შესვლა,
რაც თავის მხრივ, ხელსაყრელად ამარტივებს მის ექსპლუატაციას.

§ 19. წყლის ხარჯი

წყლის იმ ოდენობას (მოცულობას), რომელიც დროის ერთეულში
ნაკადის ცოცხალ კენთში გაედინება, წყლის ხარჯს უწოდებენ. დროის
ერთეულად მიღებულია ერთი წამი, ხოლო მოცულობის ერთეულად კი
ერთი კუბური მეტრი. ამრიგად, წყლის ხარჯი გამოისახება მ³/წმ ან კი-
დევ, მცირე ნაკადების დროს ლიტრი/წმ.

წყლის ხარჯის სიდიდე შეიძლება გრაფიკულად—ე. წ. ხარჯის მოდელის სახით გამოვსახოთ (ნახ. 49). მოცემული ნახაზიდან ნათლად ჩანს, რომ დროის ერთეულში მოცემულ ცოცხალ კვეთში გაშვალნი წყლის ხარჯის მოდელი შეესაბამება ნაკადის იმ მოცულობას, რომელიც შემოსაზღვრულია ორი სიბრტყით (ვერტიკალური და ჰორიზონტალური) და მრუდხაზოვანი ზედაპირით. ხარჯის მოდელის გადაკვეთა ვერტიკალური სიბრტყით გვაძლევს ვერტიკალზე სიჩქარეთა განაწილების გრაფიკს (ჰოდოგრაფს), ხოლო ჰორიზონტალური სიბრტყით გადაკვეთის დროს კი ვღებულობთ მოცემულ სიღრმეზე სიჩქარეთა განაწილების ეპიურას.



ნახ. 49. წყლის ხარჯის მოდელი.

მდინარეში წყლის ნაკადის Q ხარჯი გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$Q = v_{\text{საშ}} \omega, \quad (3.24)$$

სადაც $v_{\text{საშ}}$ არის ნაკადის ცოცხალი კვეთის საშუალო სიჩქარე, მ/წმ, ω —ცოცხალი კვეთის ფართობი კვადრატულ მეტრობით (მ^2).

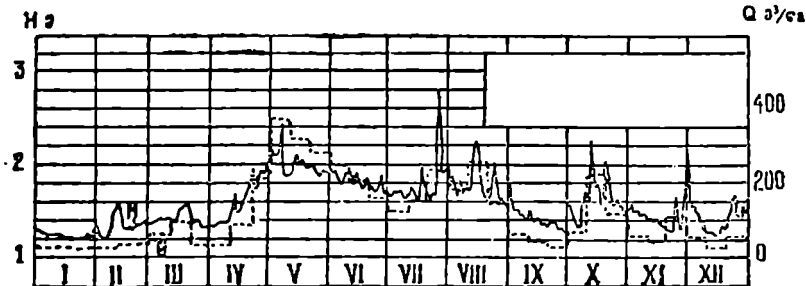
წყლის ხარჯი მდინარის ერთ-ერთ უმთავრეს და ძირითად მახასიათებელ ელემენტს წარმოადგენს. ხარჯის შეცვლა იწვევს დონების, სიჩქარის, ნაკადის გამორეცხვითი ენერჯისა და ნაკადის ყველა სხვა მახასიათებლის შეცვლას.

წყლის ხარჯი, ჩვეულებრივ, მატულობს მდინარის სათავედან შესართავისაკენ და მკვეთრად იზრდება დადი შენაკადების ჩადინების ადგილებში. არის ისეთი შემთხვევებიც, როცა მდინარის წყლის ხარჯი კლებულობს ნაკადის დინების მიმართულებითაც. ასეთი მოვლენა მაშინ, როდესაც მდინარის გაშვალ ტრასაზე არსებულ მკვებავ წყაროთა საერთო ჩამონადენი ნაკლებია ნიადაგში ჩაწურულ, აორთქლებამდე დაკარგულ და ან კიდევ სასოფლო-სამეურნეო მიწების მორწყვაზე დახარჯული წყლის საერთო რაოდენობაზე. მაგალითად, ასეთ მდინარეთა კატეგორიის ეკუთვნის მდ. ამუ დარია, რომელზეც ადგილი აქვს წყლის დიდი რაოდენობით ხარჯვას მორწყვაზე და კარგავს აორთქლებასა და ფილტრაციასზე.

§ 20. დონების აკვირება

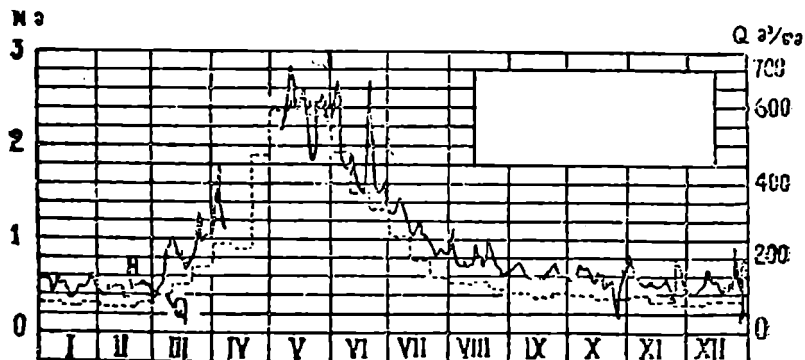
1. დონების ცვლადობა. მდინარეებში წყლის დონე მუდმივ ცვლადობს. ხარჯის ზრდას, საერთოდ, შეესაბამება დონის აწევა, ხოლო ხარჯის შემცირებას კი, პირიქით,—დონის დაწევა.

მდინარეში წყლის ნაკადის დონეთა ცვალებადობას ხშირად გრაფიკულად გამოსახავენ, რომელსაც დონეების გრაფიკს უწოდებენ. წყლის დონეების ჩვეულებრივ ცვალებადობაში შეიძლება გამოიყოს დონეთა მრავალწლიური, პერიოდული, სეზონური და შემთხვევითი ცვალებადობა. 50, 51 და 52-ე ნახაზებზე მოგვყავს საქართველოს მდინარეების დონისა და ხარჯის ცვალებადობის წლიური და მახასიათებელი გრაფიკები.



ნახ. 50. მდ. რიონის წყლის ნაკადის გრაფიკი (ქ. კუთაისთან. 1923 წ.).

დონეთა მრავალწლიური ცვალებადობა დაკავშირებულია კლიმატური მოვლენების მსვლელობასთან, რომელსაც შეუძლია გამოიწ-

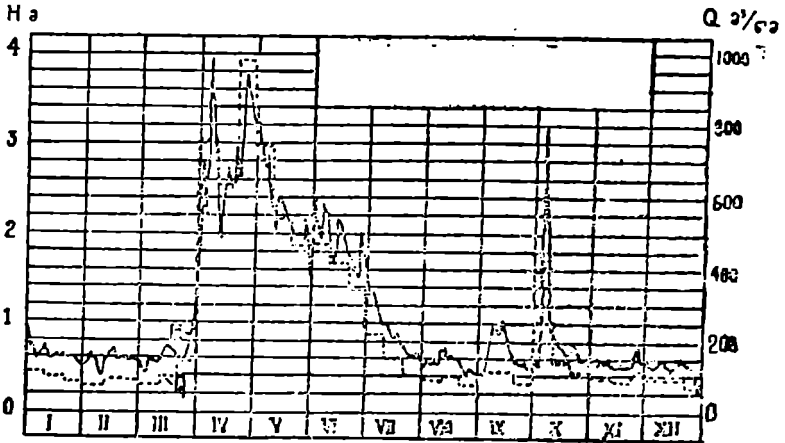


ნახ. 51. მდ. მტკვრის წყლის ნაკადის დონისა და საშუალო დეკადური ხარჯის რევის გრაფიკი (1926 წ.).

ვიოს გაძლიერება ან შენელება წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნილობისა. მიუხედავად იქ აღნიშნულისა, დონეების მრავალწლიური და კლიმატური მახასიათებლების ცვალებადობებს შორის კავშირი, ჩვეულებ-

რივ, რთულდება მთელი რიგი დამატებითი ფაქტორების გამო და ამიტომ იგი მკვეთრად გამომდგენებული არ არის.

დონეების პერიოდული, სეზონური ცვალებადობა დამოკიდებულია მდინარის წყლიანობის იმ პერიოდულ ან სეზონურ



ნახ. 52. მდ. მტკვრის წყლის ნაკადის დონისა და საშუალო დეკადური ხარჯის რყევის გრაფიკი (1928 წ.).

ცვალებადობაზე, რაც დამახასიათებელია მოცემული ადგილის კლიმატის თავისებურებისათვის. სხვადასხვა პირობებში გამდინარე მდინარეებისათვის ასეთი სახის რყევადობა შეიძლება სხვადასხვა სეზონში. ასე, მაგალითად, საშუალო განედებში შეიძლება გავიყოს: ა) გაზაფხულის წყალდიდობის პერიოდი, როდესაც მდინარეში წყლის მოდინებას ადგილი აქვს ზამთრის განმავლობაში დაგროვილი თოვლის სწრაფი დნობის შედეგად; ბ) ზაფხულის წყალმცირობის პერიოდი, როდესაც მდინარეები უმთავრესად საზრდოობენ გრუნტის წყლებით, ხოლო მოსული ნალექები თითქმის მთლიანად იხარჯება აორთქლებასა და ნიადაგში ჩაეწინაზე; გ) შემოდგომის წყალდიდობის და, ბოლოს, დ) ზამთრის პერიოდი დონეთა მცირედი ცვალებადობით.

დონეების შემთხვევითი რყევა დაკავშირებულია არა რომელიმე გარკვეულ პერიოდთან, არამედ ის შემთხვევით მოვლენას წარმოადგენს; იგი შეიძლება იყოს წლის მთელი პერიოდის განმავლობაში, მაგრამ არა ყოველწლიურად. მის მაგალითად შეიძლება დავასახელოთ თავსხმა წვიმებით გამოწვეული წყალმოვარდნა, რომლის დროსაც ხდება დონეების შემთხვევითი და ამავე დროს სწრაფი აწევა, მდინარეში ყინულის დაგროვება, რომელიც დროებით აჩერებს დინებას, და სხვ.

განსაკუთრებული თავისებურებით ხასიათდება დონეების რყევა-დობა მდინარის შესართავ ნაწილში, სადაც მდინარის კალაპოტის დიდი სიგანის და სიღრმის გამო დონეების ცვალებადობა მეტად უმნიშვნელოა. მაგრამ აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ მდინარის ამ ნაწილში დონეების მდგრადობაზე დიდ გავლენას ახდენს ქარებით გამოწვეული წყლის მიღენა და მოდენა; ასე მაგალითად, ა. ვ. ოგიევსკის მონაცემებით, მდ. დონზე, სადაც გაბატონებული ქარები თანხედება მდინარის ქვემო დინების გასწვრივ ლერძს, წყლის ძოდენამ გამოიწვია დონეების ამაღლება 2,0 მეტრამდე (1925 წ.). ასეთი დონეების ხანგრძლიობა 1—4 დღეს არ აღემატება. დინების საწინააღმდეგოდ მიმართულმა ქარებმა შეიძლება გამოიწვიოს პირუკუ დინება, როგორც ეს ხდება მდ. დონზე.

2. დონეების რეჟიმის ძირითადი მახასიათებლები. ჰიდროლოგიურ საგუშაგოზე ჩატარებული დაკვირვებების შედეგად მიღებული მასალების საფუძველზე პირველ რიგში გამოჰყავთ საშუალო დონეები თითოეული დღისათვის ან კიდევ მოცემული ვადიანი დაკვირვებების სიდიდეთა საშუალო არითმეტიკული ოდენობანი, რომელთა საფუძველზე აიგება დონეების ყოველდღიური რყევის გრაფიკი ცალკეული წლებისათვის; მეტი თვალსაჩინოების მიზნით, ერთი და იმავე მდინარის სხვადასხვა წლის გრაფიკებს ერთ ნახაზზე ერთიმეორის ქვევით ათავსებენ, რაც მეტად აადვილებს დონეების ურთიერთ შედარებას.

ამ გრაფიკების გამოყენებით შეიძლება გაშუქებულ იქნეს წყალდიდობისა და წყალმოვარდნის ტალღების დეფორმაციის, მათი გავრცელების სიჩქარის და სხვა საკითხები. დონეების გრაფიკები წარმოადგენს დონეების რეჟიმის დახასიათების ყველაზე მარტივსა და მნიშვნელოვან სახეს. პრაქტიკული მიზნებისათვის, ჩვეულებრივ, პოულობენ აგრეთვე დონეების რეჟიმის სხვა დამახასიათებელ ნიშნებსაც, რომელთაგან უმთავრესია: დონეების დამახასიათებელი მნიშვნელობანი, განმეორება, ხანგრძლიობა ანუ უზრუნველყოფა, განაწილების სტატისტიკური მახასიათებელი ნიშნები, დონეთა რეჟიმის ტიპური მახასიათებელი ნიშნები და, ბოლოს, საზღვარი მაღალ და დაბალ დონეებს შორის. ქვემოთ მოგვყავს თვითეული მათგანის მოკლე მიმოხილვა.

დონეების მახასიათებელ სიდიდეებს ანგარიშობენ მასალის წლიური და მრავალწლიური დამუშავების მიხედვით.

დონეებზე წლიურ დაკვირვებათა მონაცემების დამუშავება ასეთი მიმდევრობით ხორციელდება: 1. პოულობენ თვეების მიხედვით საშუალო თვიურსა და ზღვრული მნიშვნელობის (მაქსიმალური და მინიმალური) თვიურ დონეებს; 2. ამავე სახის მახასიათებლებს პოულობენ ცალკეული სეზონისათვის ან ნახევარწლისათვის (ცალკე ზამთრის პერიოდისათვის და ცალკე იმ პერიოდისათვის, როდესაც მდინარე თავი-

სუფალია ცინულისაგან), რომლის თანახმად ადგენენ ღონეების საშუალო წლიურ მნიშვნელობებს.

თანახმად ა. ვ. ოგივესკის მონაცემებისა, მოცემული პერიოდისათვის უმთავრეს მახასიათებელ ელემენტებს წარმოადგენს ღონეების შემდეგი ზღვრული და საშუალო მნიშვნელობები:

1. გაზაფხულის წყალდიდობის უმაღლესი ღონე (თხემის პიკის დონე) და მისი დადგომის თარიღი.

2. გაზაფხულისა და შემოდგომის ცინულსვლის უმაღლესი ღონეები და მათი თარიღები ცინულქვედვისა და აგრეთვე ამ უკანასკნელის არარსებობის შემთხვევაში;

3. გაზაფხულისა და შემოდგომის ცინულსვლის უდაბლესი ღონეები და მათი თარიღები (ცინულქვედვის დროს და მის გარეშე);

4. ზაფხულისა და შემოდგომის წყალმოვარდნის უმაღლესი ღონეები და მათი თარიღები;

5. ზაფხულისა და შემოდგომის უდაბლესი ღონეები (უცინულო შემთხვევებისათვის) და მათი თარიღები;

6. ზამთრის უმაღლესი და უდაბლესი ღონეები ცინულოვანი საფარის დროს და მის გარეშე (სამხრეთის მდინარეებისათვის), მათი თარიღები;

7. ყველაზე უფრო მდგრადი ღონეები იმ დროისა, როდესაც მდინარე თავისუფალია ცინულისაგან და მათი თარიღები;

8. დღეების რაოდენობა, რომელთა განმავლობაში ყველაზე უფრო მდგრად ღონეებზე ნაკლებ ღონეებს ვხვდებით:

9. ზაფხულის, შემოდგომის, ზამთრისა და გაზაფხულის პერიოდების საშუალო ღონეები, პერიოდების საზღვრების თარიღების აღნიშვნით;

10. საშუალო წლიური ღონეები;

11. ცინულისაგან მდინარის განთავისუფლების დაწყებისა და დამთავრების თარიღი;

12. შემოდგომის პირველი ცინულსვლისა და მდინარის მთლიანად გაყინვის თარიღები;

13. მდინარის გაყინულობის ხანგრძლივობა.

ამდაგვარი დამუშავების შედეგად მიღებული ღონეების მახასიათებელი ზღვრული მნიშვნელობანი ცნობილია შემდეგი სახელწოდებით:

1. დაკვირვების წლების მანძილზე (დამუშავების პერიოდისათვის) ყველაზე დაბალი ღონე—აბსოლუტური მინიმუმი— $H_{\text{აბს. მინ.}}$;

2. ყველაზე მაღალი ღონე—აბსოლუტური მაქსიმუმი— $H_{\text{მაქს.}}$;

3. ყველაზე დაბალი ღონეების საშუალო—საშუალო მინიმუმი—

— $H_{\text{საშ. მინ.}}$;

4. ყველაზე მაღალი დონეების საშუალო—საშუალო მაქსიმუმი— $H_{საშ. მაქს}$;

5. აბსოლუტური მაქსიმუმი— $H_{მაქს. მაქს}$;

$H_{მაქს} - H_{მინ} = S$ სიდიდეს უწოდებენ აბსოლუტურ ამპლიტუდას.

საშუალო მრავალწლიურ მახასიათებლებს აუცილებლად თან უნდა ახლდეს მითითება იმ პერიოდისა, რომელსაც ისინი ეკუთვნის, მაგალითად, პერიოდი—1920—1955 წწ. თუ ერთი წლის დაკვირვების მასალაა დამუშავებული, მაშინ ასეთსავე სახელწოდებებს ხმარობენ, მხოლოდ აღნიშნავენ იმ წელს, რომლის მასალაც იქნა დამუშავებული.

ზემოთ ჩამოთვლილი დამახასიათებელი დონეების ცოდნა საჭიროა ზხვადასხვა პრაქტიკული მიზნებისათვის. ასე, მაგალითად, წყალდიდობის დონეების ცოდნა საჭიროა მდინარის კალაპოტიდან წყლის გადმოსვლის და ამა თუ იმ ადგილების წალეკვის შემთხვევების ან კიდევ მათი თავიდან აცილების ღონისძიებათა გაანგარიშებისათვის; ზაფხულში წყლის ნაკადის ყველაზე უფრო მდგრადი დონეების და დაბალი დონეების ხანგრძლიობის ცოდნა საინტერესოა ნაოსნობის მიზნებისათვის; ზამთარში მინიმუმები საჭიროა ჰიდროელექტროსადგურების შინამალური სიმძლავრის დასადგენად და ა. შ.

დონეების განაწილების სტატისტიკურ მახასიათებელთა განსაზღვრა მიზანშეწონილია მხოლოდ ხანგრძლივი პერიოდის (არა ნაკლებ ერთი წლის) მასალების დამუშავების დროს.

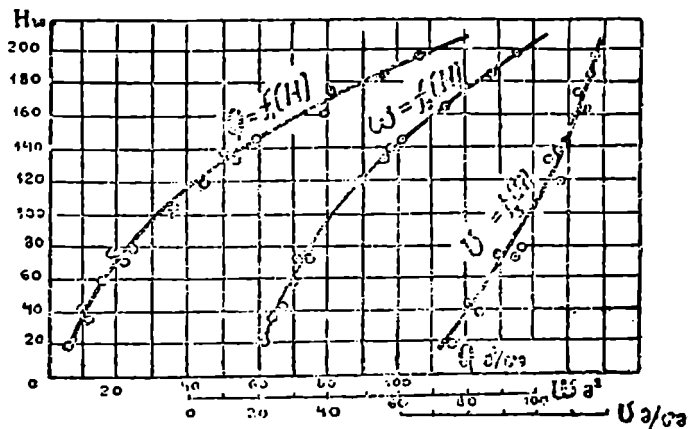
დონეთა რეჟიმის ტიპური მახასიათებელთა დადგენა საჭიროა ცალკეული მახასიათებელი პერიოდებისათვის და აგრეთვე დონეების განაწილებისათვის მრავალწლიან პერიოდში. ისინი შეიძლება გამოიხატოს ტიპური გრაფიკების სახით.

§ 21. ღონესა და ხარჯს შორის კავშირი

თუ მდინარის მოცემულ კვეთში გვეცოდინება სხვადასხვა დონის შესაბამისი წყლის ხარჯის სიდიდეები, მაშინ შესაძლებელია ხარჯსა და ღონეს შორის დამოკიდებულების დამყარება $Q = f(H)$.

მათ შორის ასეთ დამოკიდებულებას, ჩვეულებრივ, გამოსახავენ გრაფიკულად (ნახ. 53) ხარჯის მრუდის სახით, რომელსაც ხარჯისა და ღონის ურთიერთ დამოკიდებულების მრუდს ანდა, უფრო მოკლედ, ხარჯის მრუდს უწოდებენ. გრაფიკის ჰორიზონტალურ ღერძზე მასშტაბში დაიტანენ ხარჯებს (Q მ³/წმ, ხოლო ვერტიკალურ ღერძზე კი—ღონეთა შესაბამის მნიშვნელობებს (H სმ). ასეთნაირად აგებული ხარჯების მრუდი ერთნიშნაანია, ე. ი. ერთ განსაზღვრულ ღონეს ხარჯის მხოლოდ ერთი განსაზღვრული სიდიდე შესაბამება. მაგრამ არის ისეთი შემთხვევებიც, როცა ერთი და იმავე ღონის დროს მოცემულ განივკვეთში

გვაქვს სხვადასხვა სიდიდის წყლის ნაკადის ხარჯები, ასე, მაგალითად, ეს მოსალოდნელია მდინარის ქანობის მკვეთრად შეცვლის დროს. (წყლის დონეების აწევის ან კიდევ დაწევის შედეგად), არამდგრადი კალაპოტის შემთხვევაში (ფსკერის გამოჩენება და დაღეჟვა), ხელოვნუ-



ნახ. 53. წყლის ნაკადის ხარჯის, ცოცხალი კვეთის ფართობისა და სიჩქარეთა დამახასიათებელი მრუდები.

რი ნაგებობებისაგან გამოწვეული შეტბორვის სიდიდის ცვალებადობის დროს და სხვ. თუ აღნიშნულ შემთხვევებს მივიღებთ მხედველობაში, ხარჯის მრუდის გამომსახველ ფორმულას შემდეგი სახე ექნება:

$$Q = f(H, n), \quad (3.25)$$

სადაც n პარამეტრია, რომელიც აღრიცხავს ერთნიშნაინი დამოკიდებულების დამრღვევ ფაქტორებს.

ზნირად ხარჯების მრუდის სიზუსტის შემოწმებას აწარმოებენ Q , $v_{საა}$ და $ω$ -ის მნიშვნელობათა პარალელური ანალიზის საფუძველზე გრაფიკულად, რომლის თანახმად, ნახაზზე ერთსა და იმავე მასშტაბში აგებენ ხარჯის $Q = f_1(H)$, ცოცხალი კვეთის ფართობის $ω = f_2(H)$ და საშუალო სიჩქარის $v_{საა} = f_3(H)$ მრუდებს. თუ Q , $v_{საა}$ და $ω$ სიდიდეთა წერტილები დალაგდა წესიერ მრუდზე, მაშინ გაზომვები შესრულებულია მართებულად და Q სა და H ს შორის ერთნიშნაინი დამოკიდებულების დამრღვევი პირობები არ არსებობს. იმ შემთხვევაში, როდესაც $ω$ -ის წერტილები კარგად თავსდება მრუდზე, ხოლო $v_{საა}$ და Q -ს წერტილები კი—გაბნეულად, მაშინ გაზომვები ცუდადაა ჩატარებული ან კიდევ მდინარეში ერთნიშნაინობის ზემოთ მოყვანილი პირობები დარღვეულია. პირიქით, თუ Q -ს წერტილი კარგად თავსდება მრუდზე, ხო-

ლო ა და $s_{\text{სა}}$ წერტილები კი გაბნეულადაა დალაგებული კოორდინატ-
თა ლერძზე, მაშინ ნაკადის ცოცხალი კვეთი იცვლება. დაბლოს,
შეიძლება ისეთი შემთხვევა იყოს, როდესაც $s_{\text{სა}}$ წერტილები წესიე-
რად განლაგდება კოორდინატთა ლერძზე, მაგრამ F და Q -ს წერტილე-
ბი—გაფანტულად, ამ შემთხვევაში კალაპორტი შეიხინევა გამორეცხვა
ან დაღეჭვა.

$w = f_2(H)$ და $s_{\text{სა}} = f(H)$ მრუდების აგება ხდება $Q = f_1(H)$ მრუ-
დის აგების ანალოგიურად.

§ 22. მდინარეთა ჩაქიმი მათი კვახის წყაროების ახედვალგაში მიღებით

ცნობილია, რომ საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე გამავალ
მდინარეთა უმრავლესობა (დაახლოებით 60%) იკვებება სეზონურად
წარმოქმნილი თოვლის დნობის შედეგად. საბჭოთა კავშირის ევროპუ-
ლი ტერიტორიის სამხრეთ ველებში, ჩრდილოეთ ყაზახეთსა და ზო-
გიერთ სხვა რაიონებში, სადაც მიწისქვეშა წყლები მეტად ღრმა ფე-
ნებში გადის, ხოლო ზაფხულის წვიმები ზედაპირულ ჩამოდინებას არ
იძლევა, მდინარეები მთლიანად იკვებება იმ წყლებით, რომლებიც გა-
ზაფხულზე თოვლის დნობის შედეგად წარმოიქმნებიან.

საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის ჩრდილოეთი მხარის
მდინარეთა კვებაში გრუნტისა და წვიმის წყლებს მონაწილეო-
ბა თანდათანობით მატულობს. მუდმივი გაყინულობის გავრცელე-
ვის პირობებში მდინარეთა კვებაში მიწისქვეშა წყლების როლი მეტად
მცირდება, ამ შემთხვევაში მდინარეთა წყლით მომარაგება ძირითადად
ხდება წვიმისა და თოვლის წყლებით. მხოლოდ წვიმის წყლებით იკვე-
ბება კოლხეთის დაბლობზე და, ნაწილობრივ, შორეულ აღმოსავლეთში
გამავალი მდინარეები, სადაც ზამთარში თოვლის საბურველი მეტისმე-
ტად მცირე სიღიდისაა.

საბჭოთა კავშირის მთიან რაიონებში, კავკასიასა, ალტაის მხარესა
და შუა აზიაში გამავალ მდინარეთა კვება სხვადასხვაგვარია და დამოკი-
დებულია წყალშემკრები აუზის განლაგების სიმაღლესა და კლიმატურ
პირობებზე. ჩვეულებრივ, აუზის ადგილმდებარეობის სიმაღლის გადი-
დებასთან ერთად იზრდება მდინარეთა თოვლის წყლით კვება.

ზამთრის პერიოდში მყინვარებით მკვებავ მდინარეებში ჩამოდინე-
ბა, ჩვეულებრივ, წარმოებს გრუნტის წყლების ხარჯზე. ზაფხულის პე-
რიოდში მიწისქვეშა წყლებით კვების სიღიდე დაახლოებით იგივეა, რაც
ზამთრის დასაწყისში შემჩნეული წყლის ხარჯი.

კვების პირობების ცვალებადობის მიხედვით მდინარეთა ჩამოდინე-
ბის რეჟიმში შეიძლება გამოიყოს რიგი დამახასიათებელი პერიოდები-

— ფაზები: გაზაფხულის წყალდიდობა, წყალმოვარდნა და წყალმცირობა.

გაზაფხულის წყალდიდობა წარმოიქმნება ზამთრის პერიოდში მდინარის აუზში დაგროვილი თოვლის დნობის შედეგად. ან პერიოდში, ჩვეულებრივ, მკვეთრად მატულობს ხარჯი და წყლით ივსება არა მარტო მდინარის ძირითადი კალაპოტი, არამედ იფარება აგრეთვე ნოლა კალაპოტიც.

გაზაფხულის წყალდიდობის ძირითადი დამახასიათებელი ელემენტებია: წყალდიდობის დაწყება და დამთავრება, მისი ხანგრძლიობა, მაქსიმალური ხარჯი, დონეების აწევისა და დაცემის ხანგრძლიობა. წყალდიდობის მთელ პერიოდში ჩამონადენის საერთო მოცულობა.

მდინარეში გაზაფხულის წყალდიდობის დასაწყისად მიღებულია მასში ხარჯებისა და დონეების მკვეთრად გაზრდის მომენტი, როდესაც პერიოდის ტემპერატურა 0°C -ზე მალა იწევს და ამის შედეგად ზამთრის პერიოდში აუზში დაგროვილი თოვლი დნობას იწყებს.

გაზაფხულის წყალდიდობის დასასრულად პირობითად ღებულობენ იმ დონეების დასაწყისს, რომელნიც დაახლოებით გაზაფხულის წყალდიდობამდელ დონეებს უახლოვდებიან და რაც, ჩვეულებრივ, შეიმჩნევა ზაფხულის დაწყების წინა პერიოდში.

წყალდიდობის ხანგრძლიობა, საერთოდ, დამოკიდებულია მდინარის სიდიდეზე, კერძოდ, რაც უფრო დიდია ის, მით უფრო ხანგრძლივია წყალდიდობა. დიდ მდინარეებში (ობი, ენისეი, ვოლგა და სხვ.) წყალდიდობა გრძელდება საშუალოდ 1,5-5 თვე.

დონეების აწევისა და დაცემის ხანგრძლიობა დამოკიდებულია წყალშემკრები ფართობის სიდიდესა, ადგილმდებარეობის ქანობსა. მდინარის ქსელის განვითარებასა, თოვლის მარაგსა და თოვლის დნობის ინტენსიობაზე. ჩვეულებრივ, წყლის დონის აწევის პერიოდი ნაკლებია, ვიდრე დაცემისა.

გაზაფხულის წყალდიდობის მაქსიმალური ხარჯის სიდიდე დამოკიდებულია მთელ რიგ ფაქტორებზე, რომელთაგან უმთავრესია: თოვლის მარაგი და მისი განაწილება აუზში, აუზის ფართობზე თოვლის ინტენსიურად დნობის დაწყების ერთდროულობა, ნიადაგის გაყინვის ხარისხი (თოვლის საბურვლის წარმოქმნამდე) და გაზაფხულზე მოსული წვიმის ნალექები. ზოგჯერ, სიცივეების ხელახალი დაწყებისა და აუზის ფართობზე სხვადასხვა დროს გაზაფხულის დაწყების გამო, შეიძლება გაზაფხულის წყალდიდობის რამდენიმე პიკის არსებობა.

წყალმოვარდნას უწოდებენ (წყალდიდობისაგან განსასხვავებლად) მდინარეში დონეების სწრაფსა და შედარებით ხანმოკლე აწევას, რაც ხდება ძლიერი თავსხმების ან ხანგრძლივი წვიმების დროს. წყალდიდობისაგან განსხვავებით წყალმოვარდნები შეიძლება წლის ყველა დროში,

ამიტომ ასხვავებენ ზაფხულის, შემოდგომის, ზამთრისა და გაზაფხულის წყალმომარაგებას. საერთოდ, კონკრეტული მკვეთრი ზღვარი წყალმომარაგებასა და წყალდიდობას შორის არ არსებობს.

წყალმცირობას პირობითად უწოდებენ მდინარეში დაბალი დონეებისა და მცირე ხარჯების პერიოდს, რომელიც ზედაპირული ჩამოღინების მკვეთრად შემცირების ან კიდევ სრულიად შეწყვეტის შედეგია; ამ პერიოდში მდინარე უმთავრესად იკვებება გრუნტის წყლების ხარჯზე. წყალმცირობის პერიოდშია, ჩვეულებრივ, ხარჯის აბსოლუტური წლიური მინიმუმი და, შესაბამისად ამისა, მინიმალური დონეებიც. პატარა მდინარეებზე წყალმცირობა ხშირად ხასიათდება ხარჯების 0-მდე შემცირებით: სამხრეთში ზაფხულობით მდინარეების დაშრობის გამო და უკიდურეს ჩრდილოეთში—მდინარეების მთლიანად გაყინვის გამო.

წყალმცირობის დაწყება და მისი ხანგრძლიობა დამოკიდებულია მდინარეთა წყლის რეჟიმის განმსაზღვრელ მრავალ ფაქტორზე. საბჭოთა კავშირის მდინარეთა უმრავლესობაზე გამოყოფენ წყალმცირობის ორ პერიოდს წელიწადში—ზაფხულისა და ზამთრის წყალმცირობებს.

§ 23. მდინარის გაყინვა. ყინულისა და სილჩისეული ყინული. თოში. ყინულხაჩვი

დამდგარ წყალში ყინულის წარმოქმნის პროცესი დიდად განსხვავდება გამდინარე წყალში ყინულის წარმოქმნისაგან. დამდგარი წყლის შემთხვევაში ჰაერის ტემპერატურის დაწვეა იწვევს მხოლოდ მისი ზედაპირის გაცივებას, მის ქვედა ფენებში კი—ტემპერატურა უფრო მაღალი რჩება. ამრიგად, დამდგარ წყალში ყინული წარმოიქმნება მხოლოდ წყალსატევის ზედაპირზე, სადაც ჯერ გაჩნდება ცალკეული ყინულები, შემდეგ კი ისინი ყინულის თხელ ფენას ჰქმნიან და ამავე დროს თანდათან მატულობენ სისქეში უარყოფითი ტემპერატურის მქონე დღეების რაოდენობის მატებასთან ერთად.

დამდგარი წყლისაგან განსხვავებით გამდინარე ნაკადებში, სადაც მოძრაობას ტურბულენტური სახე აქვს, ცივდება წყლის როგორც ზედაპირული, ასევე სიღრმისეული ფენებიც. ამ დროს გაცივების პროცესი პრაქტიკულად ერთდროულად მიმდინარეობს წყლის მთელი მასისათვის.

პროფ. ვ. ნ. გონჩაროვი გამდინარე ნაკადსა და დამდგარ წყალს შორის არსებულ განსხვავებას ახასიათებს შემდეგი ორი პირობით:

1. მდინარეთა ნაკადებში ხდება წყლის მთელი მასის არეგ-დარევა (ტურბულენტური გაცვლა-გამოცვლა);
2. მდინარე წარმოადგენს ბლანტი სითხის ტურბულენტურ ნაკადს, რომელშიც შიგა და გარე წინაღობების დასაძლევად მუდამ იხარჯება

გარკვეული ენერგია, რომელიც საბოლოოდ სითბოს სახით გამოიყოფა.

პროფ. ვ. ნ. გონჩაროვი დამდგარ წყალსატევებში ყინულის ფენის სისქის გამოსათვლელად შემდეგი სახის ფორმულას იძლევა:

$$h = \sqrt{\frac{2Kt_2\tau}{D\rho}}, \quad (3.26)$$

სადაც h არის ყინულის სისქე, სმ-ობით

$K=0,0057$ —თბოგამტარობა;

t_2 —ყინულის ტემპერატურა წყლის ზედაპირთან ახლოს;

$D=80$ —გაყინვის ფარული სითბო;

$\rho=0,9166$ —ყინულის სიმკვრივე;

τ —დრო, წამობით.

თუ მივიღებთ, რომ $\tau=1$ წამს, მაშინ (3,26) ფორმულა შემდეგნაირად გადაიწერება:

$$h = \sqrt{\frac{2Kt_2\tau}{D\rho}} = \sqrt{\frac{2 \cdot 0,0057 \cdot t_2 \cdot 1,0}{80 \cdot 0,9166}} = \sqrt{0,000156 t_2}. \quad (3.26')$$

თუ დროის ინტერვალზე გადავალთ, მაშინ საშუალო დღელამურ ტემპერატურათა მხედველობაში მიღებით გვექნება:

$$h = \sqrt{13,5 \Sigma t} = 3,68 \sqrt{\Sigma t}, \quad (3.27)$$

სადაც Σt —ჰაერის უარყოფით ტემპერატურათა საშუალო დღელამურ სიდიდეთა საერთო ჯამია ზამთრის დაწყებიდან დაკვირვების დღემდე.

რაც შეეხება გაიდინარე ნაკადებს, მათში ზედაპირული ყინულის ფენის სიდიდის მიახლოებით გამოსათვლელად (გაანგარიშების უფრო ზუსტი მეთოდი აღნიშნულ საკითხებზე ჯერჯერობით არ არსებობს) შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ფ. ი. ბიდინის მიერ მდ. სვირზე ჩატარებული გამოკვლევების საფუძველზე შემუშავებული ემპირიული ფორმულები, სახელდობრ:

1. ყინულის ფენის საშუალო დღელამური სისქის გამოსაანგარიშებლად (სმ-ობით):

$$h = 2\sqrt{\Sigma t}; \quad (3.28)$$

2. ყინულის საშუალო თვიური სისქის გამოსაანგარიშებლად (სმ-ობით):

$$h = 11\sqrt{\Sigma T}; \quad (3.29)$$

Σ I არის ჰაერის საშუალო დღეღამურ ტემპერატურათა სიდიდეთა ჯამი, ცელსიუსით, ყინულფარვის დასაწყისიდან საანგარიშოდღემდე;

Σ T—ჰაერის საშუალო თვიურ ტემპერატურათა ჯამი ყინულფარვის დასაწყისიდან.

(3.28) და (3.29) ფორმულები იმ პირობისათვისაა გამოყვანილი, როცა დინების საშუალო სიჩქარეები არ აღემატება 0,5 მ/წმ და, ამავდროს, ყინულზე ზამთრის ბოლოსათვის დაგროვილი თოვლსაფარის სისქე 40 სმ-ზე ნაკლებია. როგორც თვით ავტორი აღნიშნავს, ამ ფორმულებმა დამაკმაყოფილებელი შედეგები მისცა აგრეთვე მდ. ვოლხოვის პირობებში. ბუნებრივ ნაკადებზე დაკვირვებებით დიდი ხანია დადგენილია, რომ მრავალი მდინარის ფსკერზე ყინულსვლის დაწყებამდე გროვდება ფხვიერი ღრუბლისებრი აღნაგობის ყინულის მასები, რომელნიც შემდგომში ამოტივტივდებიან მდინარის ზედაპირზე და აქ ცივ ჰაერთან შეხების გავლენით მიიყინებიან ყინულის კრისტალურ ფენას; ასეთი სახით ყინულის დაგროვებას ფსკერულ ან კიდევ, სხვანაირად, სიღრმისეულ ყინულს უწოდებენ.

ასეთი სახის ყინული არსებით როლს ასრულებს ყინულოვანი მოვლენების პროცესებში. მისი უგულვებელყოფა ხშირად ყოფილა მიზეზი მრავალ წყალსამეურნეო ნაგებობათა არანორმალური მუშაობისა ან კიდევ ავარიებისა.

ფსკერული (სიღრმისეული) ყინულის წარმოქმნის მიზეზები დიდი დროის განმავლობაში გამოუცნობელი რჩებოდა და ნაწილობრივ რჩება ამჟამადაც. საჭიროება მოითხოვდა გავვეგო, ყინულის შედარებით დიდი მასების წარმოქმნა რატომ იწყება ფსკერზე და არა ზედაპირზე, სადაც წყალი უშუალოდ ეხება ცივ ჰაერს. დაკვირვებათა საფუძველზე ამჟამად დადგენილია, რომ ფსკერული ყინული წარმოიქმნება მდინარის სწრაფი დინების პირობებში მასიური ყინულის საფარის წარმოქმნამდე.

ვ. მ. ლობტინის თეორიის თანახმად, ყინულის კრისტალები შეიძლება მხოლოდ ნაკადის თავისუფალ ზედაპირზე გაჩნდეს, სადაც წყალი უშუალოდ ეხება ცივ ჰაერს; ამ დროს ყინულის ეს კრისტალები სიჩქარეთა ვერტიკალური მდგენელების გავლენით, ჩადის რა ღრმად ფსკერზე, ეკვრის იქ ფსკერის უსწორმასწორო ადგილებს, რომლებიც ძირითად ბირთვებს წარმოადგენენ შემდგომი კრისტალიზაციისათვის. ვ. მ. ლობტინის ეს თეორია გაკრიტიკებულ იქნა მრავალი მეცნიერის მიერ, რომელნიც საექვოდ მიიჩნევდნენ იმის შესაძლებლობას, რომ ნაკადის თავისუფალ ზედაპირზე წარმოქმნილ კრისტალებს თითქოსდა შეუძლია გაიაროს მანძილი ზედაპირიდან ფსკერამდე ისე, რომ არ განიცადონ

დნობა (განსაკუთრებით მაშინ, როდესაც წყლის ნაკადი დიდი სიღრმისაა).

უკანასკნელ წლებში საბჭოთა მეცნიერმა ვ. ი. ალტბერგმა წამოაყენა ახალი, უფრო საფუძვლიანი თეორია, რომლის მიხედვით ყინულის პირველადი კრისტალების წარმოქმნისათვის აუცილებელია ორი პირობა: 1. წყლის გადაცივება და 2. შედარებით უმოძრაობა წყლის იმ ფენისა, სადა ხდება კრისტალიზაცია. პირველი პირობა სრულდება წყლის მასის ტურბულენტური არე-დარევით ნაკადის მთელ სიღრმეზე, ხოლო მეორე პირობა კი—ნაკადის ორ ფენაში, კერძოდ, მშვიდი დინების უბანში—ზედაფენაში, სადაც ადგილი აქვს სითხის ზედაპირული დაქიმულობის გავლენას, ხოლო ყველა სხვა დინების შემთხვევაში—ფსკერის-პირა ფენაში, რომლის ნაწილაკები უშუალოდ ეკვრის ფსკერის არასწორ ადგილებს. მაგრამ აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ პირველი კრისტალების გამოყოფა, როგორც წესი, იწვევს ფარული სითბოს გამოყოფას ისეთი რაოდენობით, რაც საკმარისაა ყინულის გაღობისათვის.

მრავალი მკვლევარის მიერ ჩატარებული პრაქტიკულად ზუსტი გაზომვებით დადგენილია, რომ გამდინარე წყალში ყინულის წარმოქმნამდე წყლის მთელი მასა ხშირად გადაცივდება (თუმცა მეტისმეტად უმნიშვნელოდ—გრადუსის მეასედ და მეათედ ნაწილში).

ამრიგად, შეიძლება ითქვას, რომ გაყინვის პერიოდში მდინარეებში ფსკერული ყინულის წარმოქმნის ყველა პირობა არსებობს (წყლის გადაცივება, წყლის შედარებით წყნარი დინება ფსკერის უსწოროდ ადგილებში და, ბოლოს, კრისტალიზაციის შედეგად გამოყოფილი სითბოს გადატანა).

როგორც კი მდინარის ზედაპირი მთლიანად დაიფარება ყინულის საფარით, ფსკერული ყინულის წარმოქმნა შეწყდება, რადგან ამ დროს წყლის გადაცივება აღარ ხდება. თუ მდინარის ზედაპირზე რაიმე მიზეზის გამო დარჩა გაუყინავი უბნები, მაშინ პირველი პირობა—წყლის გადაცივება—ისევ არსებობს და ამიტომ ფსკერული ყინულის წარმოქმნა ისევ გრძელდება.

ფსკერული ყინული შედარებით არამკვერივი ყინულის ცალკეულ პატარა მასებს შეადგენს, რომელნიც წყლის ზედაპირზე ცივ ჰაერთან შეხებისას ერთიმეორეს მიეყინებიან და ამის შედეგად ისინი არამკვერივი მდგომარეობიდან გადადიან მკვერივ კრისტალურ მდგომარეობაში. ამ მომენტიდან ნდინარეში იწყება ყინულის გლა.

საკმარისია მეტისმეტად ხანმოკლე დროით შეწყდეს ცალკეული ყინულის მასების მოძრაობა, რომ მოხდეს მათი ურთიერთ მიყინვა და მდინარის ზედაპირის მთლიანად დაფარვა ყინულით; ამ პროცესს ყინულ ფარვას უწოდებენ.

ფსკერის ყინულის მასები, მოწყდება რა ფსკერს, გროვდება ზედა-

პირული ყინულის ქვეშ, ირევა წყალთან ერთად და წარმოქმნის ყინულის გროვას, რომელიც თოშის სახელწოდებით არის ცნობილი. ყინულოვანი საჰარის წარმოქმნის დაწყებითს პერიოდში თოში დიდი რაოდენობით გროვდება მდინარეში. შემდგომში, თუ თოშის წარმოქმნის ახლომახლო უბნებში წყლის ზედაპირი მთლიანად იქნა დაფარული ყინულით, მაშინ თოში თანდათან ქრება, იგი ან წყლის ნაკადს მიაქვს, ან კიდევ დნება კალაპოტში გრუნტის წყლების მოღანების გამო.

ზამთრის განმავლობაში თოვლის ნალექების მატებასთან ერთად თანდათან დიდდება ზედაპირული ყინულის სისქეც. გაზაფხულზე კი ჰაერის ტემპერატურის აწევასთან ერთად იწყება ყინულსაფარის სისქის თანდათანობით, მაგრამ მეტისმეტად ნელი შემცირება. ამას ხელს უწყობს აგრეთვე გაზაფხულის თბილი წვიმიანი, ქარები და სხვ. ამ დროს, პირველ რიგში, დნება ყინულის ზედაპირზე არსებული თოვლი; შემდეგ ყინული დნება ნაპირებთან, სადაც მრავალი უყინულო თავისუფალი სივრცე წარმოიქმნება; ბოლოს, აუზიდან ჩამონადენი წყლის მატების შედეგად ყინული, რომელსაც ნაპირებთან კავშირი უკვე გაწყვეტილი აქვს, წყალთან ერთად ზევით იწევს, იმსხვრევა და ამ მომენტიდან იწყება გაზაფხულის ყინულსვლა. ასეთი სურათია, ჩვეულებრივ, იმ მდინარეებში, რომელნიც ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ მიედინებიან. პირიქით, სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ გამავალ მდინარეებზე ყინულსვლის პროცესი უფრო მძაფრად მიმდინარეობს, რადგან ასეთი მდინარეების შემთხვევაში მათი აუზების ზემო ნაწილში თოვლის შედარებით ინტენსიური დნობა (ამინდის დათბობის გამო) იწვევს წყლის მომატებას მის ქვემო ნაწილში. ამ დროს, პირველ რიგში, ხდება ნაპირებზე მიყინული ყინულის ამოწევა, შემდეგ მასზედ ჩნდება მრავალი ნაპრალი, რის გამოც ყინული იმსხვრევა ცალკეულ წვრილ ნაწილაკებად და, ბოლოს, წყლის შემდგომ მატებასთან ერთად დაიწყება ყინულსვლა.

მთელ რიგ მდინარეზე ყინულსვლას თან სდევს ე. წ. ყინულხერგილების გაჩენა, რაც გულისხმობს მდინარის ამა თუ იმ კვეთში ყინულის ცალკეული მასივების დიდი რაოდენობით დაგროვებას. ეს მაშინ ხდება, როდესაც მცურავი ყინულები სოძრაობის დროს წააწყდება რაიმე წინააღმდეგობას (კალაპოტის დავიწროება, მკვეთრი მოსახვევები, ხელოვნური დაბრკოლება—ხიდის ბურჯები, თხელი ჩქერი და ა. შ.). ყინულხერგილების წარმოქმნა ხელს უშლის ნაკადის ნორმალურად დინებას, რომლის დროსაც ყინულხერგილების (ზოგჯერ ამ სოვლენას ყინულქედვას უწოდებენ) გაჩენის ადგილის ზემო ნაწილში წყლის დონე მკვეთრად მატულობს, ხოლო მის ქვემოთ ასევე მკვეთრად კლებულობს. როდესაც ყინულხერგილების ზევით წყლის დონე ისეთ სიმაღლეს მიაღწევს, რომ მისგან შექმნილი დაწნევის ძალა გადააქარბებს დაგროვილი

ყინულის მასის წინააღმდეგობას, ზაშინ მოხდება ყინულხერგილის გარღვევა და ამით ნაკადი ისევ დაიწყებს ნორმალურად დინებას.

მდინარეებში ყინულხერგილების წარმოქმნას ხშირად თან სდევს შდინარის გამაგრებული ნაპირების ნგრევა, კალაპოტის დეფორმაცია და სხვა მანე მოვლენები.

§ 24. მდინარეთა კლასიფიკაცია

თითოეული მდინარე ისეთი რთული და ამავე დროს თავისებური დამახასიათებელი თვისებებით ხასიათდება, რომ სრულყოფილად ყველა მისი თავისებურების გამოვლინება შეიძლება მხოლოდ მისი დეტალური აღწერის გზით. სწორედ ამით აიხსნება, უთუოდ, ის გარემოება, რომ აქამდე არ არსებობს მდინარეთა საკმაოდ ზოგადი კლასიფიკაცია.

დღეისათვის სხვადასხვა ავტორების მიერ (ვოეიკოვი, ა. ვ. ოგიევსკი, მ. ა. ველიკანოვი, ვ. მ. როდევიჩი, ბ. დ. ზაიკოვი და სხვ.) დაშუშავებულია მდინარეთა შესაძლებელი კლასიფიკაციის რვა სქემა, რომელთაგან ერთს საფუძვლად უდევს კლიმატური ფაქტორები (ვოეიკოვის მიხედვით), მეორეს—კალაპოტის მდგრადობა (მ. ა. ველიკანოვი), მესამეს—წყლის რეჟიმი (ბ. დ. ზაიკოვი), მეოთხეს—მდინარეთა ჰიდროლოგიური ნიშნები და დახასიათებანი (ა. ვ. ოგიევსკი) და ა. შ. ჩვენ არ შევუდგებით ყველა მათ განხილვას, მით უმეტეს, რომ თითოეული მათგანი პირობითია, ზოგადი წარმოდგენისათვის კი აღწერთ ა. ვ. ოგიევსკის მიერ შემუშავებულ ე. წ. ჰიდროლოგიური კლასიფიკაციის სქემას, რომელიც, ჩვენი აზრით, თუმცა რთულია, მაგრამ, სამაგიეროდ, უფრო სრულყოფილად გვეჩვენება.

ა. ვ. ოგიევსკის მიერ შეიუშავებული კლასიფიკაცია ითვალისწინებს მდინარეთა ძირითად მახასიათებელ ელემენტთა ოთხ ჯგუფს:

I. მდინარისა და აუზის გეომეტრიული დახასიათებანი:

1. სიგრძე;
2. აუზის ფართობის სიდიდე;

II. ჰიდროგეოგრაფიული დახასიათებანი:

1. მთის მდინარეები;
2. ნახევრად მთის მდინარეები;
3. ბარის მდინარეები;

III. წყლიანობისა და საზრდობის დახასიათებანი:

1. საშუალო წლიური ხარჯის ოდენობა;
2. ჩამონადენის განაწილება წლის განმავლობაში;
3. ჩამონადენის ცვალებადობის ხასიათი წლის განმავლობაში;
4. საზრდობის კლიმატური პირობები;

IV. მდინარის დინების ხასიათი:

1. ქანობი;

2. კალაპოტის მდგრადობა.

თითოეული ჯგუფის დამახასიათებელ ელემენტებს ა. ვ. ოგიევსკო პირობითად შემდეგნაირად ჰყოფს:

1. მდინარისა და აუზის გეომეტრიულ დახასიათებათა მიხედვით:

1. სიგრძის მიხედვით

1. სრულიად უმნიშვნელო სიგრძე—20 კმ-ზე ნაკლები;
2. უმნიშვნელო სიგრძე—20-100 კმ-ის ფარგლებში;
3. მეტად მცირე სიგრძე—100-250 კმ-ის ფარგლებში;
4. მცირე სიგრძე—250-500 კმ-ის ფარგლებში;
5. საშუალო სიგრძე—500-1000 კმ-ის ფარგლებში;
6. დიდი სიგრძე—1000-2000 კმ-ის ფარგლებში;
7. მეტად დიდი სიგრძე—2000 კმ-ზე მეტი.

მდინარეთა ასეთნაირი დაყოფის მიხედვით მცირე და მეტად მცირე სიგომის მდინარეებს ეკუთვნის: რიონი, არაგვი, ხრამი, ცხენისწყალი, ყვირილა, ენგური, ხობი და სხვ. დიდი მდინარეების ჯგუფს ეკუთვნის: ოკა, დონი, პეჩორა, არგარა, მტკვარი და სხვ., მეტად დიდი მდინარეების ჯგუფს კი—დნეპრი, კამა, ვოლგა, ირტიში, ობი, ენისეი, ლენა, ამუ-დარია, სირ-დარია, ამაზონი, ბისისიპი, კონგო, დუნაი, ნილოსი და სხვები.

2. აუზის ფართობის მიხედვით

1. სრულიად უმნიშვნელო აუზები—50 კმ²-ზე ნაკლები ფართობით;
2. უმნიშვნელო აუზები—ფართობით 50-500 კმ²-ის ფარგლებში;
3. მეტად მცირე აუზები—ფართობით 500-4000 კმ²-ის ფარგლებში;
4. მცირე აუზები—ფართობით 4000-20000 კმ²-ის ფარგლებში;
5. საშუალო აუზები—ფართობით 20000-100000 კმ²-ის ფარგლებში;
6. დიდი აუზები—ფართობით 100000-500000 კმ²-ის ფარგლებში;
7. მეტისაძეოდ დიდი აუზები—500000 კმ²-ზე მეტი ფართობით.

სრულიად უმნიშვნელო აუზების მქონე მდინარეებს ეკუთვნის, მაგალითად, მდ. მდ. არკალა, ხვარგულა (საქართველოში) და ა. შ. უმნიშვნელო აუზების მქონე მდინარეებს—მდ. ღდ. ტეხური, ჩხერიმელა, გუჯარეთის წყალი, აბაშა, თეთრი არაგვი (საქართველოში) და ა. შ.; მეტად მცირე აუზების მდინარეებია: ენგური, კოდორი, ბზიფი, ხობი, ცხენისწყალი, ყვირილა, ძირჯლა, ქსანი, დიდი ლიახვი, ხრამი, თერგი. თუშეთის ალაზანი (საქართველოში) და ა. შ., ხოლო მცირე აუზებისა კი—მტკვარი, რიონი (საქართველოში) და ა. შ.

საშუალო აუზების მქონე მდინარეებია: დენსა და ა. შ., დიდი აუზებისა—ამუ-დარია და ა. შ.;

მეტად დიდი აუზებისა კი—დნებრი, ვოლგა, ობი, ამაზონი, მისისიპი, ნილოსი, ამური, იანძი, განგი და სხვ.

II. აუზების ჰიდროგეოგრაფიულ დახასიათებათა მიხედვით

ა) მთის მდინარეები

ბ) ნახევრად მთის მდინარეები (მ. ა. ველიკანოვის ტერმინით):

1. მთა-ბარის (მთა ვაკის);
2. მთა ველის (სტეპური);
3. მთა ტაიგის;

გ) ბარის მდინარეები

1. კორომიანი მდინარეები;
2. ნამდვილი ბარის (ნამდვილი ვაკის);
3. ტ ბ ი ს;
4. კაობიანი;
5. ველის (სტეპური);
6. ქვიშიანი უდაბნოების;
7. ტაიგის;
8. ტუნდრის.

მთის ტიპის მდინარეებს შეიძლება მიეკუთვნოს კავკასიონის მდინარეების უმრავლესობა და აგრეთვე მდ. ანგარა და სხვ.

მთა-ბარის მდინარეების ქვეჯგუფს ისეთი მდინარეები მიეკუთვნება, რომელთაც სათავე მთებში აქვთ, ხოლო თვითონ ძირითადად მიედინებიან ბარში (მდ. მდ. ლენა, ამური, დნესტრი, ენისეი, მტკვარი, ნაწილობრივ რიონი და სხვ.); მთა-ველის მდინარეები მთებში იწყება, ხოლო შემდეგ ველის მდინარის სახეს ლებულობს (ამუ-დარია, სულაკი); მთა-ტაიგის მდინარეებს ეკუთვნის მთის რაიონებში გამდინარე ტაიგის მდინარეები; კორომიანი კალაპოტის მქონე მდინარეებია: დნებრი, ვოლხოვი, სვირი და სხვ.

ვაკის მდინარეებს მიეკუთვნება: დონი, ოკა, დენსა და სხვ. ტბის მდინარეებს: ნევა და ვოლხოვი, კაობიან მდინარეებს: მდ. დნებრის შემდინარეები (სულა, ირპენი და სხვ.), ველის (სტეპური) მდინარეებს: სალი, ფიში; ქვიშიან უდაბნოთა მდინარეებს: ემბა, სარი-სუ, ხოლო ტუნდრის ტიპისას კი—ტუნდრის ყველა მდინარე (იურიბეი იამალზე და სხვ.).

III. წყლიანობის და საზრდოობის ხასიათის მხედველობაში მიღებით ა. ვ. ოგიევსკი მდინარეთა ტიპების ასეთ სქემას აძლევს:

ა) საშუალო წლიური ხარჯის ოდენობის მიხედვით

1. ნაკადულები—ხარჯით 0,1 მ³ წამზე ნაკლები;
2. უმნიშვნელო სიდიდის მდინარეები—ხარჯით 0,1—1,0 მ³/წმ ფარგლებში;
3. მეტად მცირე მდინარეები—ხარჯით 1,0—10 მ³/წმ ფარგლებში;

4. მცირე მდინარეები—ხარჯით 10—100 მ³/წმ ფარგლებში;
 5. საშუალო მდინარეები—ხარჯით 100—1000 მ³/წმ ფარგლებში;
 6. დიდი მდინარეები—ხარჯით 1000—10000 მ³/წმ ფარგლებში;
 7. ძალიან დიდი მდინარეები—ხარჯით 10000 მ³/წმ ზეტი.
- ბ) წლის განმავლობაში ჩამონადენს განაწილების მიხედვით (დ. ი. კოჩერინის გამოკვლევების თანახმად)

1. მდინარეები, რომელთაც წლის განმავლობაში უმეტესად საშუალო რეჟიმი აქვთ, ე. ი. რეგულირებული მდინარეები (ტბის);

2. მდინარეები, რომელნიც წლის განმავლობაში უმთავრესად დაბალი რეჟიმით ხასიათდებიან—არარეგულირებული (არატბური);

3. მდინარეები, რომელთაც ახასიათებთ ხარჯების მთელი ამპლიტუდის თითქმის თანაბარი განაწილება წლის განმავლობაში;

4. მდინარეები, რომელნიც შრებიან ან კიდევ, რომელთაც პერიოდული ჩაიონადენი ახასიათებთ.

გ) ჩამონადენის ცვალებადობის ხასიათის მიხედვით წლის განმავლობაში

1. მდინარეები, რომელთაც ჩამონადენის ერთი მკვეთრად გამოსახული წლიური მაქსიმუმი აქვთ გაზაფხულის წყალდიდობის დროს;

2. მდინარეები, რომელნიც წყალმოვარდნებით ხასიათდებიან, აქვთ ჩამოღინების რამდენიმე მაქს. მუში;

პირველი ქვეჯგუფის მდინარეებს ეკუთვნის ბარის დიდ მდინარეთა უმრავლესობა, შგორისას კი—სამხრეთი ზოლის პატარა მდინარეების უმრავლესობა და აგრეთვე მდინარე დნესტრი.

დ) საზრდოობის კლიმატური პირობების მიხედვით

1. ყინვარული საზრდოობის მდინარეები;
2. თოვლით საზრდოობის მდინარეები;
3. წვიმით საზრდოობის მდინარეები;
4. თოვლ-ყინვარით საზრდოობის მდინარეები;
5. თოვლ-წვიმით საზრდოობის მდინარეები;
6. თოვლ-ყინვარ წვიმით საზრდოობის მდინარეები;
7. არაშუღმივი ხასიათის წვიმებით საზრდოობის მდინარეები.

17. მდინარეთა დინების ხასიათის მიხედვით

ა) ქანობის მიხედვით:

1. მცირე ქანობის მდინარეები (0,00005-ზე ნაკლები);
2. საშუალო ქანობის მდინარეები (0,00005-0,0005-ის ფარგლებში);
3. დიდი ქანობის მდინარეები (0,0005-0,005-ის ფარგლებში);
4. მეტად დიდი ქანობის მდინარეები (0,005-ზე მეტი);
5. ცვალებადი ქანობის მდინარეები, ე. ი. ისეთი მდინარეები, რომელთაც სხვადასხვა უბანზე სხვადასხვა ქანობი აქვთ და ამავე დროს მათი ქანობის სიდიდე არც ერთ აქ ჩამოთვლილ ქვეჯგუფს არ შეესაბამება.

ამ დაყოფის თანახმად, მაგალითად, მდ. დნებრი კიევამდე ეკუთვნის საშუალო ქანობის მდინარეთა ქვეჯგუფს, ხოლო მთლიანად დნებრი—მეხუთე ქვეჯგუფს. საქართველოს მდინარეები უძთავრესად მიეკუთვნება მეოთხე-მეხუთე ქვეჯგუფებს:

ბ) კალაპოტის მდგრადობის მიხედვით შეიძლება განვასხვავოთ:

1. უმნიშვნელოდ მდგრადი კალაპოტის მდინარეები, ე. ი. ისეთი ჩქარი დინების მდინარეები, რომელნიც ადვილად რეცხვად გრუნტებში გადიან და ამის გამო კალაპოტის მოხაზულობა და სიღრმეები მუდმივ ცვალებადობას განიცდის;

2. მცირედად მდგრადი კალაპოტის მდინარეები, რომელთა კალაპოტის მოხაზულობა ნაკლებად ცვალებადია, მაგრამ სიღრმეები ხშირად იცვლება ხან ერთ, ხან მეორე უბანზე; ჩქერები ყოველწლიურად იცვლის როგორც თავის მდებარეობას, ასევე სიღრმეობას;

3. მდინარეები, რომლებშიაც კალაპოტის გაღრმავება და ამალღება პერიოდულად მიმდინარეობს ერთსა და იმავე ადგილებში, რის გამოც ჩქერებს მუდმივი მოხაზულობა და ხასიათი აქვს; კალაპოტის შეცვლა ჩარეცხვის გამო ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში მიმდინარეობს;

მდინარეები, რომელთა კალაპოტი არარეცხვად გრუნტებში გადის და ამიტომ ისინი მყარი ჩამონადენის სიმცირით ხასიათდებიან.

ასეთი დაყოფის პირველი ჯგუფის მაგალითს წარმოადგენს მდ. მდ. ამუ-დარია, ჩირიკი — მთებიდან გამოსვლისას, კავკასიის მდინარეების—თერგის, სულაქის, სამურის ქვემო უბნები; მეორე—მცირედად მდგრადი კალაპოტის მდინარეების ქვეჯგუფს ეკუთვნის ვისლა (ქვემო ნაწილში), სელენგა ზაბაიკალიეში, მესამე ქვეჯგუფს—ვოლგა, დნებრი, დონი, ხოლო მეოთხე ქვეჯგუფს კინევა, სვირი, მტკვრისა და რიონის ზოგიერთი უბანი და ა. შ.

§ 25. მდინარეთა ქნაჩი

წყლის ნაკადი მდინარეში მის სათავედან შესართავამდე მოძრაობის დროს ასრულებს დიდ მუშაობას და ამ ენერჯის განსაზღვრა შეიძლება შემდეგნაირად:

მდინარის წყლის ხარჯი Q მ³/წმ იწონის 1000 Q კგ, ამიტომ H მეტრზე დეარდნის დროს იგი შეასრულებს მუშაობას 1000 QH კგ მ/წმ.

როგორც ცნობილია, N სიმძლავრე ეწოდება მუშაობას, შესრულებულს 1 წამში და იგი გამოისახება კგ მ/წმ, ცხენის ძალებში ან კილოვატებში; ამასთან უნდა გვახსოვდეს, რომ 1 ცხ. ძ. = 75 კგ მ/წმ, 1 კვტ = 102 კგმ/წმ, საიდანაც, ცხადია, რომ 1 კვტ = 1,36 ცხ. ძ. და 1 ცხ. ძ. = 0,736 კვტ.

მდინარის თეორიული სიმძლავრე (ბრუტო) შეადგენს $N = 1000 QH$ კგმ/წმ ან, გამოსახული ცხენის ძალებში,

$$N = \frac{1000 QH}{75} = 13.33 QH \text{ ცხ. ძ.}, \quad (3.30)$$

ხოლო კილოვატებში

$$N = \frac{1000 QH}{102} = 9.81 QH \text{ კვტ.} \quad (3.31)$$

მდინარის მთელი სიმძლავრის ზუსტი განსაზღვრისათვის უნდა გვექონდეს მდინარის გრძივი პროფილი და წყლის ჩამონადენის (ხარჯების) მონაცემები, მაშინ მდინარის შესაძლებელ ანუ პოტენციალურ სიმძლავრეს მოვძებნით, როგორც ჯამს მდინარის ცალკე უბნების საშუალო ხარჯების ნაპრავეს მდინარის ვარდნის შესაბამისი დიდებზე, შემდეგი ფორმულით:

$$N = 9.81 \sum_{i=1}^n \frac{Q_i + Q_{i+1}}{2} \Delta H_i \text{ კვტ.}, \quad (3.32)$$

სადაც n არის უბნების რიცხვი;

Q_i და Q_{i+1} — წყლის ხარჯები, მ³/წმ, უბნის საწყისსა და ბოლოში;
 ΔH_i — ვარდნა, მ.

თუ გავითვალისწინებთ, რომ წელიწადში 8760 საათია, მაშინ მთელი მდინარის წლიური პოტენციალური ენერჯია შეადგენს:

$$E = 8760N = 86000 \sum_{i=1}^n \frac{Q_i + Q_{i+1}}{2} \Delta H_i \text{ კვტს/წელიწადში.} \quad (3.33)$$

თუ მდინარის რომელიმე უბნის N სიმძლავრეს გავყოფთ ამ უბნის

L კმ სიგრძეზე, მივიღებთ მდინარის ამ უბნის ხვედრით კილომეტრულ სიმძლავრეს $N_{კმ} = -\frac{N}{L}$, ხოლო, თუ N -ს გავყოფთ წყალშემკრები აუზის ფართობზე, მივიღებთ წყალშემკრები ფართობის ხვედრით სიმძლავრეს $n = -\frac{N}{F}$. ანალოგიურად შეგვიძლია განვსაზღვროთ ენერგიის ხვედრითი სიდიდეები, რომლებიდანაც ყველაზე დამახასიათებელია $\epsilon = \frac{\Theta}{F}$ კეტს/კმ² სიდიდე. იგი

ახასიათებს ამა თუ იმ ტერიტორიის ჰიდროენერგორესურსებს, გამოხატულს კილოვატ საათებში ტერიტორიის ერთ კვადრატულ კილომეტრზე წელიწადში. რაც უფრო იქნება ამა თუ იმ მხარის ან ქვეყნის სამდინარო ქსელი, მისი მრავალწლიანობა და მდინარეთა ვარდნა, მით უფრო მეტია ამ ქვეყნის მდინარეთა სიმძლავრეები და ენერგია; მით უფრო მეტია მისი ჰიდროენერგეტიკული რესურსები, ანუ, როგორც მათ სხვანაირად უწოდებენ, „თეთრი ნახშირის“ მარაგი.

საქართველო განსაკუთრებით მდიდარია ჰიდროენერგეტიკული რესურსებით და მას ამიტომ სამართლიანად უწოდებენ „თეთრი ნახშირის“ ქვეყანას. ეს აიხსნება იმით, რომ საქართველოს ახასიათებს მდინარეთა მრავლად განშტოებული ქსელი, ატმოსფერული ნალექების სიუხვე, მთაგორიანი რელიეფი, რომელიც ხასიათდება მდინარეთა კალაპოტების მნიშვნელოვანი ხვედრითი ვარდნებით და ქანობებით. ეს გახსაკუთრებით მკვეთრად არის გამოვლინებული დასავლეთ საქართველოში, სადაც შავი ზღვა შედარებით ახლოსაა მთავარ კავკასიონთან, რომლიდანაც იღებს სათავეს საქართველოს შემდეგი მდინარეები—რიონი, კოდორი, ცხენისწყალი, ბზიფი და სხვ.

საქართველოს სამეცნიერო-საკვლევ ენერგეტიკული ინსტიტუტის მიერ შესწავლილია 319 მდინარე, რის შედეგად განსაზღვრულია საქართველოს ჰიდროენერგეტიკული რესურსების მარაგი:

ა) მდინარეთა ჯამური საშუალო წლიური პოტენციალური სიმძლავრე შეადგენს 15,5 მლნ. კეტ., ანუ 21 მლნ. ცხ. ძალას.

ბ) ენერგიის შესაძლებელი თეორიული გამოიმუშავება, შესაბამისად, ტოლია 135 მლრდ. კეტს. წელიწადში. ამ უზარმაზარი ენერგიის 70% მოქცეულია დასავლეთ საქართველოში, რაც აიხსნება მისი მდინარეების რეგიმის თავისებურებით და ზემოთ აღნიშნული პირობებით, ხოლო ჩვენი რესპუბლიკის მთელი რესურსების 71% ს გვაძლევს შემდეგი 5 მთავარი მდინარის აუზები: რიონის, მტკვრის, ენგურის, კოდორისა და ბზიფის. საქართველოს მდინარეებს ახასიათებს განსაკუთრებით მაღალი ხვედრითი მაჩვენებლები, მაგალითად, საქართველოს მთელი ტერიტორიის საშუალო გაჟღენთვა ჰიდროენერგიით შეადგენს 1943 ათას

კეტს/1 კმ² წელიწადში, რაც ყველაზე მაღალი ციფრია საბჭოთა კავშირში და ერთ-ერთი უმაღლესია მსოფლიოში; ხაზი უნდა გაეყვას იმ გარემოებას, რომ ეს ციფრი არ არის ზღვარი, იგი საშუალო არითმეტიკული მნიშვნელობაა რესპუბლიკის მთელი ტერიტორიისათვის, ხოლო ზოგიერთი ბინარის (ენგური, კოდორი, ბზიფი) ცალკეული უბნებისათვის იგი აღწევს გრანდიოზულ მნიშვნელობებს 5-6,5 მლნ. კეტს/1 კმ² (ცხრილი 13).

ქვევით მოგვყავს მსოფლიოს და საბჭოთა კავშირის რესპუბლიკების მდინარეთა პოტენციალური რესურსების ცხრილი, რომლიდანაც ჩანს, რომ აბსოლუტურ მნიშვნელობათა მიხედვით საქართველოს უჭირავს მეოთხე ადგილი რსფსრ, ტაჯიკეთისა და ყაზახეთის რესპუბლიკების შემდეგ.

ც ხ რ ი ლ ი 13

პოტენციალური ჰიდროენერგეტიკული რესურსები

ქვეყნის დასახელება	ფართობი ათასი კმ ²	პოტენც. ჰიდრორესურ.		ტირ. გაქვებ. ჰიდროოვს. ათასი კეტს/1 კმ ² -ზე წელიწ.
		სიმძლ. ათასი კვტ.	ენერგია მლოდ კეტს წელიწ.	
მთელი მსოფლიო	51 0000	3800000	33000	245.0
საბჭ. კავშირი	22200	445000	3900	148.0
აშშ	9300	73600	643	69.2
რსფსრ	17106,8	249243	2183,3	127,6
უკრაინის სსრ	576 6	5046	44,2	76,6
ბელორუსიის	207.6	851	7,45	35,9
უზბეკეთის	407,5	7137	62,5	153,4
ყაზახეთის	2744,5	18682	163,4	594,0
საქართველოს	69 9	15507	135.8	1943,0
ახ.კრბ იჯანის	85 5	4918	43,08	500,0
ლიტვის	65 2	436	3,8	58.6
მოლდავეთის	33.8	366	3,2	95,2
ლატვიის	64,5	611	5,4	83,0
ყირგიზეთის	196	15224	133.4	677.3
ტაჯიკეთის	142,6	26845	235,2	1649,1
სომხეთის	29,8	1679	14,7	493.6
თურქმენეთის	684.8	2702	23,7	48,7
ესტონეთის	45,1	68	0,6	13,2

მდინარეთა ჩამონადენის გაანგარიშება

§ 26. ჩამონადენის ზიზიქა-პომგაჟილი შაქვოკები

მდინარეთა ჩამონადენის სიდიდე დამოკიდებულია მთელ რიგ ფაქტორზე, რომელთაგან ერთნი ზრდიან მდინარის ჩამონადენს, ხოლო სხვანი, პირიქით. ამცირებენ მათ. იმ მთავარი ფაქტორებიდან, რომელთაც შეუძლიათ მდინარის ჩამონადენის სიდიდისა და რეჟიმის შეცვლა. შეიძლება დავასახელოთ შემდეგი: 1. კლიმატური (ნალექები, აორთქლება), 2. ტოპოგრაფიული (მდინარეთა აუზების რელიეფი, ზომები და ფორმა), 3. ნიადაგობრივ-გეოლოგიური (მცენარეული საფარის ჩათვლით) და 4. ადამიანის ზემოქმედება.

აქ ჩამოთვლილი ფაქტორებიდან გადამწყვეტ როლს კლიმატური ფაქტორი—ნალექი და აორთქლება ასრულებს. ყოველი მდინარის აუზისათვის რაც მეტია ნალექი და ნაკლებია აორთქლება, მით უფრო მეტი იქნება მდინარის ჩამონადენი. პირიქით, მცირე ნალექებისა და დიდი აორთქლების დროს მდინარის ჩამონადენი ან უმნიშვნელო იქნება, ან კიდევ სრულებით შეწყდება.

მდინარის ჩამონადენი დამოკიდებულია არა მარტო მოსული ნალექების რაოდენობაზე, არამედ მის განაწილებაზეც წლის განმავლობაში. ზამთრის პერიოდში მოსული ნალექები, ჩვეულებრივ, იძლევა დიდ ზედაპირულ ჩამონადენს და ამავე დროს ზრდის მდინარის წყლიანობას გაზაფხულზე; ზაფხულის ცხელ პერიოდში მოსული ნალექების უმეტესი ნაწილი, ჩვეულებრივ, იკარგება აორთქლებასა და ნიადაგის ფილტრაციაზე.

მდინარის აუზის ზედაპირიდან აორთქლება გულისხმობს ნიადაგისა და წყალსატევების ზედაპირიდან წყლის აორთქლებას და, აგრეთვე, მცენარეთა ტრანსპირაციას (ფიზიოლოგიურ აორთქლებას).

მდინარის აუზში არსებული მცენარეულობა ჩამონადენზე გავლენას იმით ახდენს, რომ ის ანელებს წყლის დინებას აუზის ზედაპირზე და ამით იზრდება ნიადაგში ტენის ინფილტრაცია. გარდა ამისა, იმ ნიადაგიდან, რომელიც დაფარულია მცენარეულობით, აორთქლებასა და მცენარეთა ტრანსპირაციაზე უფრო მეტი წყალი იხარჯება, ვიდრე მცენარეული საფარის გარეშე მყოფი ნიადაგის ზედაპირიდან. ადგილმდებარეობის რელიეფი დიდ გავლენას ახდენს ნალექებსა და აორთქლებაზე;

დადგენილია, რომ ნალექების რაოდენობა მაღლობ ადგილებში უფრო მეტია, ვიდრე დაბლობ ადგილებში.

მდინარეთა ჩამონადენის რეგულირებაზე ადამიანის ზემოქმედება უმთავრესად გულისხმობს: მდინარეებზე წყალსაცავების მოწყობას ჩამონადენის რეგულირების მიზნით, მდინარეებიდან ნაწილი წყლის არხებით გაყვანას სხვადასხვა წყალსამეურნეო მიზნებისათვის, ერთი მდინარიდან მეორეში წყლის გადაგდებას ამ უკანასკნელის წყლიანობის გაზრდის მიზნით, ტყის გაჩეხვას და ა. შ.

მდინარეებზე კაშხლებისა და წყალსაცავების აგება ცვლის არა მარტო ჩამონადენის რეჟიმს, არამედ მდინარის საზრდოობის პირობებსაც: წყლის ზედაპირის ფართობის გაზრდის გამო აორთქლებაზე წყლის დანაკარგები მატულობს, ნიადაგის წყლის დონეები ზემოთ იწევს და ა. შ.

სხვადასხვა წყალსამეურნეო მიზნებისათვის (მორწყვა, გაწყლიანება, პიდროენერგეტიკა, სასმელ-სამეურნეო წყალმომარაგება, ტექნიკური წყალი და ა. შ.) მდინარიდან წყლის გარკვეული რაოდენობის გამოყვანას ახორციელებენ არხების, წყალმიღებების, სატუმბო სადგურების საშუალებით.

იმ შემთხვევაში, როდესაც წყალსამეურნეო მიზნებისათვის პატარა მდინარეებია გამოყენებული, წინასწარ ახდენენ ასეთი მდინარეების ჩამონადენის რეგულირებას, ამას აკეთებენ, მაგალითად, საქართველოს პთელ რიგ მდინარეებზე (რიონსა, იორსა, ინგურზე და ა. შ.).

მდინარის ჩამონადენის რეჟიმზე დიდი გავლენა შეიძლება მოახდინოს ტყის გაჩეხამ, რომელიც აძლიერებს ჩამონადენის არათანაბარ განაწილებას წლის განმავლობაში.

§ 27. მდინარეთა ჩამონადენის ძირითადი მახასიათებელი ქვემდებარე და მათი გამოთვლის ხარხები

1. მდინარის ჩამონადენის მოცულობა (W) წყლის ის რაოდენობაა, რომელიც ვადის მდინარის მოცემულ კვეთში დროის გარკვეულ პერიოდში (წლის, თვის ან დღე ლამის განმავლობაში). იგი გამოისახება კუბურ მეტრობით ან კიდევ კუბურ კილომეტრობით (W კმ³).

2. წყლის ხარჯი (Q მ³/წმ) ახასიათებს მდინარის წყლიანობას მოცემულ კვეთთან (პუნქტთან) დროის ნებისმიერ მომენტში. ჩვეულებრივ, წყლის ხარჯის მნიშვნელობები გამოიანგარიშება შემდეგი ს.ხის ჩამონადენისათვის: საშუალო თვიურის, საშუალო სეზონურის, საშუალო წლიურის და აგრეთვე საშუალო მრავალწლიურის. მდინარის საშუალო ხარჯის მნიშვნელობა რომელიღაც გარკვეული პერიოდისათვის შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს შემდეგი გამოსახულებით:

$$Q_{\text{საშ}} = \frac{W}{T}, \quad (4.1)$$

$$W = Q_{\text{სა}} T, \quad (4.2)$$

სადაც T —წამთა საერთო რაოდენობაა წინასწარ შერჩეულ პერიოდში.

3. ჩამონადენის M მოდული წყლის ის ხარჯია, რომელიც ჩამოედინება მდინარის აუზის ერთეული ფართობიდან ერთი წამის განმავლობაში. ჰიდროლოგიურ განაკარისშემაში ჩამოედინების მოდული გამოისახება ლიტრი/წამობით 1 კმ^2 აუზის ფართობიდან (M ლ/წმ 1 კმ^2 ფართობიდან).

მდინარის განსახილველი პუნქტისათვის თუ გვეცოდინება წყლის ხარჯი (Q მ³/წმ) და აუზის ფართობი (F კმ²), მაშინ ჩამონადენის მოდული გამოითვლება შემდეგნაირად:

$$M = \frac{1000 Q \text{ მ}^3/\text{წმ}}{F \text{ კმ}^2}. \quad (4.3)$$

მრიცხველში მოცემული რიცხვი 1000 წარმოადგენს მ³/წმ-დან ლიტრ/წმ გადაყევან სიდიდეს.

4. ჩამონადენის შრის სიმაღლე თუ ცნობილია ჩამონადენის, მოცულობა რომელიმე პერიოდში (W მ³) და აუზის ფართობი (F კმ²), მაშინ ჩამონადენის შრის სიმაღლე განისაზღვრება შემდეგე გამოსახულებით:

$$h_{\text{სა}} = \frac{W \cdot 10^3}{F \cdot 10^6} = \frac{W}{1000 F} = \frac{Q_{\text{სა}} \cdot T}{1000 F}. \quad (4.4)$$

ამ ფორმულაში 10^6 წარმოადგენს კვადრატული კილომეტრიდან კვადრატულ მეტრებში გადაყევან რიცხვს, ხოლო 10^3 —მეტრიდან მილიმეტრში გადაყევან რიცხვს.

თუ ცნობილია ჩამონადენის M მოდულის საშუალო მნიშვნელობა დროის რომელიმე პერიოდისათვის, მაგალითად, ერთი წლისათვის, მაშინ (4.3) გამოსახულების მიხედვით ერთი წლის განმავლობაში $F = 1 \text{ კმ}^2$ ფართობიდან ჩამონადენის მოცულობა

$$W_{\text{სა}} = \frac{MT}{1000} = \frac{M \cdot 31,56 \cdot 10^6}{1000} = 31,56 \cdot 10^3 M, \quad (4.5)$$

სადაც $31,56 \cdot 10^6$ საშუალო წლისათვის წამთა საერთო რიცხვია. თუ ჩავსვამთ W -ს მნიშვნელობას (4.4) გამოსახულებაში ერთი წლისათვის, მივიღებთ

$$h_{\text{სა}} = \frac{W}{10^3 F} = \frac{31,56 \cdot 10^3 M}{10^3 \cdot 1,0} = 31,56 M. \quad (4.6)$$

ანალოგიურად შეგვიძლია მივიღოთ, მაგალითად, 30-დღიანი თვისათვის ($T = 30 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60 = 2,59 \cdot 10^6$ წმ);

$$h_{30} = 2,59 \text{ M.} \quad (4.7)$$

(4.6) და (4.7) გამოსახულებებიდან გამომდინარეობს, რომ

ა) საშუალო წლისათვის

$$M = \frac{h}{31.56} = 0,0317 h; \quad (4.8)$$

ბ) 30-დღიანი თვისათვის

$$M = \frac{h}{2,59} = 0,386 h. \quad (4.9)$$

5. მოდულური კოეფიციენტი K წარმოადგენს ფარდობას რომელიც წინასწარ შერჩეული პერიოდის ჩამონადენისას ჩამონადენის საშუალო მრავალწლიურ მნიშვნელობასთან იმავე პერიოდისათვის (იმავე ერთეულებში) და გამოისახება შემდეგნაირად:

$$K = \frac{M_i}{M_0} = \frac{h_i}{h_0} = \frac{Q_i}{Q_0}, \quad (4.10)$$

სადაც i ინდექსით აღნიშნულია ჩამონადენის სიდიდე მოცემულ პერიოდისათვის, ხოლო „0“ ინდექსით კი — საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენი იმავე პერიოდისათვის.

მოდულური კოეფიციენტები განყენებული რიცხვებია, ისინი ახასიათებენ მდინარის წყლიანობას მოცემული პერიოდისათვის (წლისა, სეზონებისა და თვეებისათვის და ა. შ.), ასე მაგალითად, წლები, მოდულური კოეფიციენტით $K > 1$ -ზე, ითვლება წყალუხვობის წლებად, ხოლო წლები, მოდულური კოეფიციენტით $K < 1$ -ზე — წყალმცირობის წლებად.

6. ჩამონადენის კოეფიციენტი. განსაზღვრული პერიოდისათვის (მოცემულ ფართობზე) ჩამონადენის შრის h სიდიდის ფარდობას მოსულ ნალექთა x ოდენობასთან ჩამონადენის კოეფიციენტს უწოდებენ და გამოსახავენ შემდეგნაირად:

$$\eta = \frac{h}{x}. \quad (4.11)$$

ჩამონადენის კოეფიციენტი, რომელიც ყოველთვის ერთზე ნაკლებია, გვიჩვენებს აუზში მოსული ნალექების თუ რა ნაწილი ჩაედინება მდინარეში. ჩამონადენის კოეფიციენტის პრაქტიკულად ზუსტად გამოთვლა შესაძლებელია მხოლოდ ხანგრძლივი მრავალწლიური პერიოდისათვის.

წლიური ჩამონადენის დახასიათებას უმეტეს შემთხვევაში ე. წ. „ჰიდროლოგიური“ წლის მიხედვით ახდენენ. ამის ძირითადი მიზეზი ის არის, რომ ჩვენს განედებზე კალენდარული წლის დასაწყისი შუა ზამთარს წარმოადგენს და ამიტომ ის არ შეიძლება მიზანმიმართულად იქნეს მიჩნეული ჰიდროლოგიურ დამუშავებათა დასაწყისად.

ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისად ხშირად ღებულობენ იმ პერიოდს, როდესაც მდინარის საზრდოობაში შეიმჩნევა მკვეთრი ცვლილება. ამ მოსაზრებათა მიხედვით, საბჭოთა კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე გამოდინარე მდინარეებისათვის ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისად ღებულობენ ოქტომბრის პირველ რიცხვს. ზოგიერთი ავტორი ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისად იმ მომენტს სთვლის, როდესაც ზედაპირული ჩამონადენი სრულიად წყდება და იწყება ნალექების დაგროვება თოვლის სახით; ასეთ შემთხვევაში ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისად ღებულობენ პირველ ნოემბერს ან კიდევ პირველ დეკემბერს.

საერთოდ, სხვადასხვა კლიმატურ პირობებში მდინარეთა აუზების ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისი შეიძლება განსხვავდებოდეს ზემოთყვანილი თარიღებისაგან.

§ 28. საშუალო მრავალწლიანი ჩამონადენი

1. ჩამონადენის ნორმა, რომელშიც მრავალწლიური პერიოდის საშუალო წლიურ ჩამონადენს გულისხმობენ, მდინარის წყლიანობის ერთ-ერთ მთავარ მახასიათებლად ითვლება.

ჩამონადენის ნორმის სიდიდე შეიძლება გამოსახულ იქნეს ჩამონადენის რომელიმე ზემოჩამოთვლილი (იხ, § 27) მახასიათებლით, ასე, მაგალითად, მრავალწლიური პერიოდის საშუალო წლიური ჩამონადენის მოცულობით, წყლის ხარჯით. ჩამონადენის მოდულით და ა. შ. უმეტეს შემთხვევაში ჰიდროლოგიური გაანგარიშების პრაქტიკაში ჩამონადენის ნორმას გამოსახავენ ჩამონადენის მოდულის სახით ლ/წმ 1 კმ² ფართობიდან.

2 ჩამონადენის ნორმის გამოთვლა დაკვირვებათა მასალების არსებობის შემთხვევაში. მდინარის ჩამონადენზე დაკვირვებათა მასალების არსებობის შემთხვევაში (მრავალწლიური პერიოდისათვის) ჩამონადენის ნორმა შეიძლება გამოთვლილ იქნეს როგორც საშუალო არითმეტიკული სიდიდე სხვადასხვა წლებში (დაკვირვებათა პერიოდში) მოსული ჩამონადენის მნიშვნელობებიდან. რაც უფრო ხანგრძლივია დაკვირვებათა წლების პერიოდი, მით უფრო ზუსტად შეიძლება გამოვითვალოთ ჩამონადენის ნორმა. მაგრამ უნდა აღინიშნოს, რომ მდინარეთა უმეტესობისათვის, განსაკუთრებით მკირე და საშუალო მდინარეებისათვის, ჩატარებულ დაკვირვებათა ხანგრძლი-

ობა (წლების რიცხვი) არასაკმარისია ჩამონადენის ნორმის მდგრადი სიდიდის განსასაზღვრავად.

ჩამონადენის ნორმის გამოთვლისათვის აუცილებელ დაკვირვებათა პერიოდის ხანგრძლიობა დამოკიდებულია დაკვირვებათა პერიოდში სხვადასხვა წლის ჩამონადენის ცვალებადობაზე, რაც უფრო იცვლება ჩამონადენი ცალკეულ წლებში, მით უფრო ხანგრძლივი უნდა იყოს დაკვირვებათა პერიოდი ჩამონადენის ნორმის შედარებით მდგრადი მნიშვნელობის ბისაღებად.

მრავალი წლის პერიოდში მდინარეთა საშუალო წლიური ჩამონადენის ცვალებადობას ახასიათებენ ე. წ. ვარიაციის კოეფიციენტი C_v , რომლის სიდიდე სხვადასხვა მდინარისათვის სხვადასხვაა. ჩამონადენადაც მეტი ცვალებადობით ხასიათდება მდინარის ცალკეული წლების ჩამონადენი, რმდენად დიდია C_v -ს მნიშვნელობა. ცალკეულ წლებში უმნიშვნელოდ ცვალებადი ჩამონადენის მქონე მდინარეებისათვის C_v -ს მნიშვნელობა 0, 10-0,25-ის ფარგლებში მერყეობს; მცირე აუზისა და აგრეთვე მშრალ რაიონებში გამავალი მდინარეებისათვის, რომელთა ცალკეული წლების ჩამონადენის სიდიდეები მკვეთრად განსხვავდება ერთი მეორისაგან, $C_v = 0,5 \div 1,2$.

საერთოდ, თუ რომელიმე მდინარისათვის ცნობილი იქნება ვარიაციის კოეფიციენტი C_v (ამ კოეფიციენტის დაწვრილებითი განხილვა იხ. ქვემოთ), მაშინ ნ. ა. სოლომონცევის მონაცემების მიხედვით შედგენილი მე-14 ცხრილიდან შეგვიძლია (გამოთვლებში წინასწარ დასახული დასაშვები ცთომილებით, პროცენტობით) განვსაზღვროთ დაკვირვებათა წლების ის აუცილებელი რიცხვი, რომელიც საკმარისია ჩამონადენის ნორმის დასადგენად.

ცხრილი 14

ვარიაციის კოეფიციენტის მნიშვნელობები	ჩამონადენის ნორმის განსაზღვრისათვის დაკვირვებათა ს:კროო წლების რიცხვი გამოთვლებში წინასწარ დასახული ცთომილებით, პროცენტობით					
	±5%	±6%	±7%	±8%	±9%	±10%
0.10	4	3	2	2	1	1
0.15	9	6	5	4	3	2
0.20	16	11	8	6	5	4
0.25	25	17	13	10	8	6
0.30	36	25	19	14	11	9
0.35	49	33	25	19	15	12
0.40	64	44	33	25	20	16
0.45	81	55	42	32	25	20
0.50	100	69	50	39	31	25
0.80	256	177	131	100	79	64
1,00	400	278	205	156	123	100
1,20	576	400	294	225	178	144

ამ ცბრილიდან ჩანს, რომ მდინარეებისათვის, რომელნიც შედარებით თანაბარი წლიური ჩამონადენებით ხასიათდებიან, მაგალითად, როცა $C_r = 0,1$, ჩამონადენის ნორმის გამოსათვლელად საკმარისია მხოლოდ ოთხი წლის დაკვირვება (გამოთვლებში 5% ცდომილების დაშვების შემთხვევაში); იმ მდინარეებისათვის კი, რომლებიც ცალკეული წლების განმავლობაში არათანაბარი წლიური ჩამონადენით ხასიათდებიან, მაგალითად, როცა $C_r = 0,6$, ჩამონადენის ნორმის გამოსათვლელად (იგივე 5% ცდომილების შემთხვევაში) უკვე საჭიროა 144 წელი.

მდინარეთა ჩამონადენზე წარმოებულ დაკვირვებათა საფუძველზე ჩამონადენის ნორმის გამოთვლის დროს გულიანხმოზენ, რომ მოავალწლიურ პერიოდში საშუალო წლიური ჩამონადენის სიდიდეს შედარებით მდგრადი მნიშვნელობა აქვს და ამიტომ მისი სიდიდე შეიძლება გავრცელდეს აგრეთვე იმ მომავალი პერიოდისათვისაც, რომლისთვისაც გათვალისწინებულია მდინარის გამოყენება სხვადასხვა წყალსამეურნეო მიზნებისათვის.

ჩამონადენის ნორმის ცნება ნაწილობრივ პირობითია, რადგან ის გამომდინარეობს იმ მოსაზრებიდან, თითქოს მრავალწლიურ პერიოდში ჩამონადენის ძირითადი კლიმატური (ნალექები და აორთქლება) და ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორები პრაქტიკულად უცვლელი იყოს. სინამდვილეში, დადგენილია, რომ სხვადასხვა ისტორიულ მონაკვეთებში მიწის ზედაპირის გეოლოგიური და იზის მოქმედების ცვალებადობათა გაკლენით იცვლება კლიმატი და, შესაბამისად, ჩამონადენიც. თუმცა უნდა ითქვას, რომ ეს ცვლილებები მეტად ნელა მიმდინარეობს. მათ დასაღვენად საჭიროა ხანგრძლივი მრავალსაუკუნეებრივი პერიოდი. ამიტომ ჰიდროლოგიურ ანგარიშებში კლიმატისა და ჩამონადენის მრავალსაუკუნეებრივ ცვალებადობას ბუნდველობაში არ ღებულობენ და მომავალი პერიოდისათვის ჩამონადენის ნორმას ანგარიშობენ გასულ წლებში წარმოებულ დაკვირვებათა მასალების მიხედვით.

ჩამონადენის ნორმის გამოთვლის დროს ყურადღების ღირსია მდინარეთა ჩამონადენის რეჟიმზე ადამიანის სამეურნეო ხასიათის ისეთი ზემოქმედება, როგორცაა ტყეების მასობრივი გაჩეხვა, სახნავი ფართობების გაზრდა ფერდობებზე, ფერდობების გარდიგარდმო ხვნა, მინდორსაცავი ზოლების მოწყობა, წყალსაცავების აშენება და სხვ., რომლებიც მნიშვნელოვნად ცვლიან მდინარეთა ჩამონადენის რეჟიმს წლის სხვადასხვა პერიოდში.

ამგვარად, გასული მრავალწლიური პერიოდის დაკვირვებათა მიხედვით გამოთვლილი ჩამონადენის ნორმა შეიძლება გავაგრცელოთ აგრეთვე მომავალი პერიოდისათვის, მხოლოდ საჭიროა ასეთნაირად გამოთვლილი ჩამონადენის ნორმის მნიშვნელობაში შეტანილ იქნეს ის შესწორებანი, რომელნიც შესაძლებელია გამოიწვიოს მომავალში გათვალისწინებულმა წყალსამეურნეო ღონისძიებათა განხორციელებამ (ასეთი

შესწორება განსაკუთრებით აუცილებელია პატარა აუზის მდინარეებისათვის).

3. ჩამონადენის ნორმის განსაზღვრა დაკვირვებათა მასალების სრულიად არარსებობის ან ნაწილობრივად არსებობის შემთხვევაში. პრაქტიკაში იშვიათად გვხვდება ისეთი მდინარეები, რომლებზედაც მრავალი წლის (50-100 წელზე მეტი) დაკვირვებათა მასალები არსებობდეს. ეს განსაკუთრებით ეხება პატარა და საშუალო მდინარეებს, რომლებსაც მეტად დიდი სახალხო სამეურნეო მნიშვნელობა აქვთ. არის აგრეთვე ისეთი მდინარეებიც (განსაკუთრებით პატარა მდინარეები), რომლებიც სრულებით არ არიან შესწავლილნი ან კიდევ მათი შესწავლა შედარებით უახლოეს წარსულში დიწყოა.

ასეთ შემთხვევებში ჩამონადენის ნორმის გამოთვლას აწარმოებენ შემდეგი მიახლოებითი წესებით: ა) ჩამონადენის შოდულის იზოხაზების რუკის გამოყენებით; ბ) ანალოგიის წესით; გ) ემპირიული ფორმულებით და გ) წყლის ბალანსის განტოლებიდან.

ა) ჩამონადენის მოდულის იზოხაზების რუკის ასაგებად დაკვირვებათა მონაცემების მიხედვით წინასწარ გამოითვლიან ჩამონადენის ნორმას ცალკეული შესწავლილი მდინარეთა აუზებისათვის ან კიდევ მათი ცალკეული უბნებისათვის; გამოთვლილი სიდიდეები, გამოსახული ჩამონადენის მოდულებში, დააქვთ რუკაზე ცალკეულ მდინარეთა აუზების ცენტრში და მათ მიხედვით მოდულის ერთნაირი სიდიდის წერტილებში მდოგრედ ატარებენ იზოხაზებს.

ასეთი რუკა პირველად შედგენილი იყო ჯერ კიდევ 1927 წელს დ. ი. კოჩერინის მიერ საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ევროპული ნაწილისათვის. ამ რუკის შედგენისათვის გამოყენებული იყო მხოლოდ 32 პუნქტის დაკვირვებათა მონაცემები, მაგრამ, მიუხედავად ასეთი შეზღუდულობისა, დ. ი. კოჩერინის რუკა საერთოდ სწორ წარმოდგენას იძლეოდა ჩამონადენის განაწილებაზე საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიისათვის და ამიტომ მას იმ პერიოდისათვის მეტად დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა ჰქონდა მრავალი წყალსამეურნეო ობიექტის დაგეგმარების ჰიდროლოგიურად დასაბუთების საქმეში.

შემდგომში, სხვა მრავალ პუნქტში დაკვირვების მასალების დაგროვებასთან ერთად დ. ი. კოჩერინის რუკა დაზუსტებულ იქნა დ. ლ. სოკოლოვსკის, ბ. ვ. პოლიაკოვის, ა. ვ. ოგიევსკისა და სხვათა მიერ საბჭოთა კავშირის ცალკეული დიდი ეკონომიური რაიონებისათვის (დონბასის, დონის, ვოლგის, დნეპრისა და სხვა აუზებისათვის).

1937 წელს ს. ი. ბელიაკოვმა და ბ. დ. ბაიკოვმა 1280 პუნქტზე წარმოებულ დაკვირვებათა მასალები საფუძველზე შეადგინეს საბჭოთა კავშირის მთელი ტერიტორიის მდინარეთა ჩამონადენის ნორმის (მოდულის) რუკა, ხოლო 1946 წელს ეს რუკა დაზუსტებულ იქნა სახელმწი-

ჟო ჰიდროლოგიურ ინსტიტუტში ბ. დ. ზაიკოვის მიერ 2360 პუნქტზე დაკვირვებათა მასალების მიხედვით (ნახ. 54).

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ფარგლებში წლიური ჩამონადენის ნორმის განაწილებას, როგორც რუკიდან ჩანს, ზონალური სახე აქვს.

ჩამონადენის ნორმის სიდიდე თანდათან მცირდება ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ. ასე, მაგალითად, საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის ჩრდილოეთი რაიონებისათვის ის უდრის 9-12 ლ/წმ 1 კმ²-დან, ხოლო შავი ზღვისპირა და კასპიის ზღვისპირა დაბლობების სამხრეთ რაიონებში კი 0,5 ლ/წმ 1 კმ²-დან და უფრო ნაკლები.

ჩამონადენის შემცირება შეიძინევა აგრეთვე დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, რაც გამოწვეულია კლიმატის კონტინენტალობით ამ მიმართულებით.

ჩამონადენის განაწილებაზე გავლენას ახდენს აგრეთვე ადგილმდებარეობის რელიეფი. მთიან რაიონებში ჩამონადენი გაცილებით მეტია მთის იმ ფერდობებზე, რომელნიც ტენის გადაპტანი ქარის მეშხვედრად მდებარეობენ. მთებით შემოფარგულ ტერიტორიაზე შეინჩნევა ჩამონადენის ნორმის მკვეთრად შემცირება. ყირიმის, კავკასიის, შუა აზიის, ალტაისა და საიანის მთიან რაიონებში ადგილი აქვს ჩამონადენის რთულ განაწილებას, რომელიც ვერტიკალური ზონალობის ხასიათს ატარებს.

ბთელი საბჭოთა კავშირის ტერიტორიისათვის ჩამონადენის ნორმა, გამოსახული ჩამონადენის მოდულით, შეადგენს 5,7 ლ/წმ 1 კმ²; მაქსიმალური კი, რომელსაც ადგილი აქვს მთავარი კავკასიონის ქედის სამხრეთ დასავლეთ ფერდობზე, 100 ლ/წმ 1 კმ², ხოლო მინიმალური (თითქმის ნულის ტოლი)—კასპიის დაბლობის მშრალ რაიონებში.

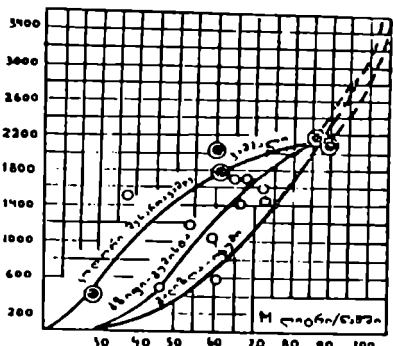
ამგვარად, თუ ჩვენ იზოხაზების რუკიდან განვსაზღვრავთ მოცემული აუზის შესაბამისი ჩამონადენის მოდულის სიდიდეს M_0 ლ/წმ 1 კმ² და ამავე დროს წინასწარ გვეცოდინება მდინარის აუზის ფართობი F კმ².-ში, მაშინ წლიური ჩამონადენის ნორმა Q_0 მ³/წმ გამოითვლება შემდეგნაირად:

$$Q_0 = \frac{M_0 F}{1000} \quad (4.12)$$

იზოხაზების რუკას გამოყენებით ჩამონადენის ნორმის დასადგენად აუცილებელია, დამატებით, მხედველობაში ვიქონიოთ ის ადგილობრივი ფაქტორები, რომლებიც შეიძლება გავლენას ახდენდნენ ჩამონადენზე. ამ მხრივ პირველ რიგში აღსანიშნავია აუზის სიმაღლე და ცალკეული რაიონების განლაგება ტენგადამტანი ქარების მიმართ. აუზის ვერტიკალური ზონალობა მხედველობაში უნდა იქნეს მიღებული ჩამონადენის ნორმისა და აუზის საშუალო სიმაღლეებს შორის დამოკიდებულების გრა-

ფიკების აგების გზით. ასეთი გრაფიკები აგებულია ბ. დ. ზაიკოვის მიერ კავკასიის სხვადასხვა რაიონებისათვის, ვ. ლ. შულცის მიერ—შუააზიისათვის, ლ. ა. ვლადიმეროვის მიერ საქართველოს მდინარეებისათვის. ასე, მაგალითად, 55-ე ნახაზზე მოცემულია ლ. ა. ვლადიმეროვის მიერ აფხაზეთის მდინარეებისათვის (კოდორი, ბზიფი-გუმისთა, გალიზლა-ოკუ-

მეტირ.



ნახ. 55. საშუალო ჩამონადენის მოდულსა და ადგილმდებარეობის ს. შუალო სიმაღლეს შორის დამოკიდებულების გრაფიკი.

რმის განსაზღვრის ეს წესი უმთავრესად მაშინ გამოიყენება, როდესაც შესასწავლი აუზის მახლობლად მდებარეობს ისეთი შესწავლილი აუზები, რომელნიც თავიანთი ფიზიკურ-გეოგრაფიული და კლიმატური პირობებით შესასწავლი აუზის მთლიანად ან დაახლოებით ბაინც ანალოგიური არიან. თუ ამასთანავე შესწავლილ აუზებს ერთნაირი კლიმატური მახასიათებლები აქვთ, მაშინ შესასწავლი აუზის ჩამონადენის ნორმის სიდიდე შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს მარტივი ინტერპოლაციის საშუალებით ან კიდევ შეიძლება იგი ტოლად მივიღოთ ანალოგად მიღებულ აუზთა შორის ყველაზე მახლობელი აუზის ჩამონადენისა. მაგრამ უნდა აღინიშნოს, რომ შესასწავლ და შესწავლილ აუზთა კლიმატური პირობები (უმთავრესად ნალექები) ხშირად განსხვავდება ერთიმეორისაგან. ასეთ შემთხვევაში შესწავლილი აუზის ჩამონადენის M_0 ნორმის მხედვით შესასწავლი აუზის ჩამონადენის M_x ნორმა შეიძლება გამოთვლილ იქნეს შემდეგი გამოსახულებით:

$$M_x = \frac{M_0 H_x}{H_0}, \quad (4.13)$$

¹ ამ რუკის დაწერილობითი განხილვა იხილეთ დ. ა. ვლადიმეროვის მონოგრაფიაში „საქართველოს მდინარეთა საშუალო წლიური ჩამონადენი“, 1962 წ. (რუსულ ენაზე).

სადაც H_x და H_0 წლიური ნალექების ნორმაა (მილიმეტრობით), შესაბამისად, შესასწავლი და ანალოგად მიღებული შესწავლილი აუზებისა.

გ) ჩამონადენის ნორმის განსაზღვრა ემპირიული ფორმულებით. ჩამონადენის ნორმის განსაზღვრის მრავალი ემპირიული ფორმულა არსებობს, რომლებიც ძირითადად შედგენილია კლიმატური ფაქტორების მხედველობაში მიღებით. ამათგან, ისტორიული მსვლელობის მიხედვით, ყველაზე ადრინდელ ფორმულებში გათვალისწინებული იყო ურთიერთკავშირი ჩამონადენის ნორმასა და ძირითად კლიმატურ ფაქტორს (ნალექებს) შორის და ამიტომ მათი გამოყენება შეიძლებოდა მხოლოდ რომელიმე კონკრეტული გეოგრაფიული რაიონის ან მდინარის აუზის ფარგლებში. ასეთი სახის ფორმულებიდან პირველ-რიგში შეიძლება დავასახელოთ პ. ს. კუზნის მიერ მდ. ვოლგის აუზისათვის (ქ. იაროსლავთან) შედგენილი ფორმულა:

$$Y_0 = 0,86 X_0 - 240, \quad (4.14)$$

სადაც Y_0 არის ჩამონადენის ნორმა, მილიმეტრობით; X_0 — ნალექების ნორმა, მილიმეტრობით.

დიდად გავრცელდა აგრეთვე ისეთი ფორმულებიც, რომლებიც ითვალისწინებენ საშუალო წლიური ჩამონადენის კოეფიციენტის განსაზღვრას ჩამონადენის Y_0 ნორმის შეფარდებით ნალექების X_0 ნორმასთან, ე. ი.

$$\eta = \frac{Y_0}{X_0} = \frac{X_0 - Z_0}{X_0} = 1 - \frac{Z_0}{X_0}, \quad (4.15)$$

სადაც Z_0 აორთქლების ნორმაა, მილიმეტრობით.

როგორც ცნობილია, საშუალო წლიური ჩამონადენი, გარდა ნალექებისა, დამოკიდებულია აგრეთვე ჰაერის ტენიანობაზე, რომლის მიხედვითაც შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს აორთქლების სიდიდე. აღნიშნულის მხედველობაში მიღებით აორთქლების სიდიდის ნალექების სიდიდესთან ფარდობა $\frac{Z_0}{X_0}$ შეიძლება გამოვსახოთ როგორც ფუნქცია ტენიანობის d დეფიციტისა და, შესაბამისად ამისა, ჩამონადენის კოეფიციენტი გამოსათვლელი ზოგადი ფორმულა შემდეგი სახით წარმოგვიდგება:

$$\eta = 1 - f(d). \quad (4.16)$$

ასეთი სახის დამოკიდებულების გამომსახველი ემპირიული ფორმულა პირველად შემუშავებული იყო 1936 წელს მ. ა. ველოკანოვისა და დ. ლ. სოკოლოვსკის მიერ საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიისა და დასავლეთ გერმანიის 18 აუზის დაკვირვებათა მონაცემების საფუძველზე იმ შემთხვევებისათვის, როდესაც ტენიანობის დეფიციტის

მნიშვნელობა 1,8-3,6 მმ ფარგლებში იცვლება. ამ ფორმულას ასეთი სახე აქვს:

$$\eta = 1 - \sqrt{\frac{d}{4 \cdot 8}} \quad (4.17)$$

ამ ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ ჩამონადენის კოეფიციენტი მაშინ გაუტოლდება 0-ს, როდესაც ტენიანობის დეფიციტი $d_{აკ} = 4,8$; ასეთი მოვლენა ძირითადად შეიქლება მშრალ რაიონებში.

მ. ა. ველიკან ვისა და დ. ლ. სოკოლოვსკის ფორმულას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა ჰქონდა ჰიდროლოგიურ გამოკვლევათა განვითარებისათვის, კერძოდ, ჩამონადენსა და კლიმატურ ფაქტორებს შორის ფუნქციონალური კავშირის დამყარების საკითხში.

19ან წელს სრავალ დაკვირვებათა მასალების საფუძველზე მ. ა. ველიკანოვისა და დ. ლ. სოკოლოვსკის ფორმულა დაზუსტებულ იქნა ს. ნ. კრიცკის, მ. ფ. მენკელის, ბ. ვ. პოლიაკოვისა და სხვათა მიერ. ასე, მაგალითად, იმ შემთხვევისათვის, როდესაც $2 \div 3$ მმ $\leq d \leq 4 \div 5$ მმ, ჩამონადენის კოეფიციენტის გამოსათვლელად ს. ნ. კრიცკი და მ. ფ. მენკელი იძლევა შემდეგი სახის ემპირიულ ფორმულას:

$$\eta = \frac{11}{d^2 \sqrt{d} + 11} \quad (4.18)$$

ხოლო ბ. ვ. პოლიაკოვი კი ასეთს:

$$\eta = K \frac{9}{d^2 + 9} \quad (4.19)$$

უფრო მეტი სიზუსტისათვის (4.19) ფორმულაში ავტორს შეაქვს შემასწორებელი K კოეფიციენტი, რომლის დასადგენად მანვე შეადგინა იზოხაზების რუკა.

დ) ჩამონადენის ნორმის განსაზღვრა წყლის ბალანსის განტოლებიდან. თუ მოცემული აუზისათვის წინასწარ ცნობილი იქნება სამულო მრავალწლიური ნალექების X_0 ნორმა და აორთქლების Z_0 სიდიდეები, მაშინ ჩამონადენის Y_0 ნორმა შეიძლება გამოთვლილი იქნეს მდინარეთა აუზის წყლის ბალანსის განტოლებიდან (იხ. § 4):

$$Y_0 = X_0 - Z_0$$

ამ შემთხვევაში, მოცემული აუზისათვის ნალექებისა და აორთქლების ნორმის გამოსათვლელად შეიძლება ვისარგებლოთ მე-7 და მე-8 პარაგრაფებში აღნიშნული საანგარიშო ფორმულებით, გრაფიკებითა და რუკებით.

აუცილებელია მივუთითოთ, რომ პატარა აუზების შემთხვევაში ჩამონადენის ნორმის გამოსათვლელად წყლის ბალანსის განტოლების

გამოყენებამ შესაძლებელია არასწორი შედეგი მოგვეცეს; ამას იმ შენობ-ვევაში უნდა მოველოდეთ, როცა განსახილველი აუზის ზედაპირულ და მიწისქვეშა წყალგამყოფ სახლებებს შორის დიდი შეუსაბამობა შეიმჩნევა.

თუ ჩვენ, გამოთვლის სიზუსტის თვალსაზრისით, ერთიჟეორეს შევადარებთ ყველა ზემოთ განხილულ მეთოდს (დაკვირვებათა მასალების სრულიად არ არსებობის ან ნაწილობრივად არსებობის შემთხვევისათვის), მაშინ პირველ რიგში აუცილებელია დავასახელოთ ჰიდროლოგიური ანალოგიის წესი, რომლის მიხედვითაც შეიძლება მივიღოთ სინამდვილესთან უფრო ახლო შედეგები, თუკი საშუალება გვექნება საინტერესო ანალოგიის შერჩევისა. შემდეგ შეიძლება დავასახელოთ შედარებით უფრო მარტივი წესი — ჩამონადენის ნორმის განსაზღვრა წლიური ჩამონადენის მოდულის იზოხაზების რუკით; ამასთანავე, სასურველია ვისარგებლოთ ცალკეული გეოგრაფიული რაიონებისათვის დაზუსტებული რუკებით (ასე, მაგალითად, საქართველოს პირობებში ლ. ა. ვლადიმეროვის მიერ შედგენილი რუკით). ჩამონადენის ნორმის დასადგენად ემპირიული ფორმულების გამოყენება მიზანმეწონილად უნდა ჩითვალოს მხოლოდ მიახლოებითი გაანგარიშების ჩასატარებლად და ისიც იმ შემთხვევაში, როცა ჩამონადენის ნორმის (მოდულის) იზოხაზების რუკა არა გვაქვს ან კიდევ შეუძლებელია ანალოგიის წესის გამოყენება. დაახლოებით იგივე შეიძლება ითქვას აგრეთვე წყლის ბალანსის განტოლების გამოყენების წესზედაც.

§ 29. წლიური ჩამონადენის სპეციალუმა. შხანეპეცოუსის მარეები

წყლის იმ რაოდენობას, რომელიც მდინარის აუზში წლის განმავლობაში ჩამოედინება, წლიური ჩამონადენი ეწოდება. მის სიდიდეს, როგორც ეს აღნიშნული იყო § 27-ში, გამოსახვენ ჩამონადენის მოცულობით, საშუალო წლიური ხარჯით, ჩამონადენის მოდულით ან კიდევ ჩამონადენის ფენის სიმაღლით. საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენისაგან განსხვავებით, წლიური ჩამონადენი განისაზღვრება დროის გარკვეული მონაკვეთით (წლით). ჩამონადენის ნორმის სიდიდისაგან განსხვავებით, წლიური ჩამონადენი ცვალებადი სიდიდეა; მისი სიდიდე ცალკეული წლების განმავლობაში შეტად იცვლება.

ყოველი მდინარის წლიური ჩამონადენის სიდიდის ცვალებადობა უმთავრესად დამოკიდებულია მეტეოროლოგიურ ფაქტორებზე, რომელთაგან ძირითადია ნალექები და აორთქლება.

ცნობილია (იხ. § 2), რომ მდინარის აუზისათვის წყლის ბალანსის განტოლება შემდეგნაირად წარმოგვიდგება:

$$X = Y + Z \pm C, \quad (4.20)$$

სადაც C სიდიდე გამოსახავს განსახილველ აუზში ტენის დაგროვებას (+) ან კიდევ ხარჯს (—).

ცალკეულ წლებში აუზში ტენის დაგროვება ან ხარჯვა შეიძლება დიდად შეიცვალოს; ეს დაპოკიდებულია მრავალ კლიმატურ და ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ფაქტორზე, რომელთაგან უმთავრესია ნალექების მოსვლისა და აორთქლების სიდიდეთა ცვალებადობა, ნალექების მოსვლის ინტენსიურობა, ნიადაგურ-გეოლოგიური პირობები და მკენარეულობა, აუზის ფართობი, ფორმა, რელიეფი და მდინარეთა ქსელის სიხშირე.

აქ ჩამოთვლილი კლიმატური და გეომორფოლოგიური პირობების გამო წლიური ჩამონადენი წლიდან წლამდე მნიშვნელოვან ცვალებადობას განიცდის. ამ მხრივ წლიური ჩამონადენის ყველაზე დიდი ცვალებადობით ხასიათდება მშრალი და მთიანი რაიონების მდინარეთა აუზები, ხოლო უმცირესი ცვალებადობით — ტბებიდან გამომდინარე მდინარეები.

მდინარეთა წლიური ჩამონადენის ცვალებადობის განსაზღვრას მეტად დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს სხვადასხვა წყალსამეურნეო გაანგარიშებისათვის, რადგან სწორედ ამ მონაცემების საფუძველზე (განსაკუთრებით წყალმცირობის პერიოდის ჩამონადენის სიდიდის მიხედვით) უნდა დადგინდეს ამა თუ იმ მდინარის გამოყენების შესაძლებლობა ჰიდროენერგეტიკის, წყალმომარაგების, მორწყვისა და სხვა მრავალი სახალხო-სამეურნეო მიზნისათვის.

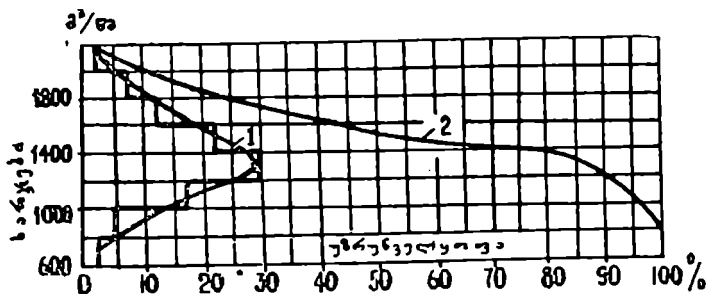
ამრიგად, ყოველი წყალსამეურნეო ობიექტის ჰიდროლოგიურად დასაბუთების პროექტი უნდა ითვალისწინებდეს არა მარტო წლიური ჩამონადენის ნორმის განსაზღვრას, არამედ, აგრეთვე, ცალკეულ წლებში ჩამონადენის სიდიდეთა ცვალებადობის (რყევადობის) საზღვრების დადგენასაც.

თუ ჩვენ გვექნება მდინარის ჩამონადენის მონაცემები დაკვირვებათა მრავალწლიური პერიოდისათვის, მაშინ დროის ამ საზღვრებში შეიძლება დადგენილ იქნეს წლიური ჩამონადენის ცვალებადობის ხასიათი. მაგრამ უნდა აღინიშნოს, რომ მდინარეთა ჩამონადენზე არსებული დაკვირვებანი განისაზღვრება შედარებით მოკლე პერიოდით — 40-50 წლით; შესაბამისად, წლიური ჩამონადენის მაქსიმალურ და მინიმალურ სიდიდეთა მნიშვნელობებზე შეგვიძლია წარმოდგენა ვიქონიოთ მხოლოდ 40-50 წლის პერიოდისათვის იმ დროს, როდესაც წყალსამეურნეო ანგარიშებისათვის ჩამონადენის სიდიდეთა უკიდურესი (ზღვრული) მნიშვნელობების ცოდნა ხშირად საჭიროა 100, 200 წლის და უფრო მეტი ხანგრძლივობის პერიოდისათვის. ამიტომ ასეთ შემთხვევებში წლიური ჩამონადენის მოსალოდნელი რყევადობის შესწავლას აწარმოებენ ალბათობის თეორიიდან გამომდინარე ე. წ. მათემატიკური სტატისტიკის მეთოდით, რომლის თანახმად, რომელიმე სიდიდის (მაგალითად, წლიური ჩამონადენის)

შემთხვევითი ცვალებადობის დახასიათება შეიძლება გამოსახულ იქნეს განაწილების მრუდის სახით.

ამ მეთოდის გამოყენების დროს წლიური ჩამონაღენის სიდიდეები განიხილება არა კალენდარული ბიმდინარეობით, არამედ კლებადი წესის მიხედვით დალაგებული სტატისტიკური რიგით, რომლის მიხედვითაც აიგება ე. წ. განაწილებისა და უზრუნველყოფის მრუდები. აღნიშნული მოუღების აგების წესს განვიხილავთ კონკრეტულ მაგალითზე.

ვთქვათ, განსახილველი მდინარისათვის გვაქვს 40 წლის დაკვირვებათა მონაცემები საშუალო ყოველწლიურ ხარჯებზე, რომელთაც პირობითად ვალაგებთ კლებადი წესის მიხედვით 200 მ³/წმ-ის ინტერვალით (ცხრილი 15, სვეტი 1); ყოველი მათგანისათვის 40 წლის დაკვირვებათა რიგში ვსაზღვრავთ წლების იმ საერთო რიცხვს, რომლებშიც შეიმჩნეოდა მოცემული ინტერვალის ხარჯები. ეს მონაცემები შეგვაქვს მეორე სვეტში, ხოლო მესამეში კი—მათი პროცენტული გამოსახულებანი, გამოთვლილი დაკვირვებათა წლების საერთო რიცხვის მიმართ. ამ ცხრილის პირველი და მესამე სვეტის მონაცემების მიხედვით ორდინატთა ლერძზე (ნახ. 57) დაგვაქვს ცალკეული ინტერვალის შესაბამისი



ნახ. 57. განაწილების (1) და უზრუნველყოფის (2) ტიპური მრუდები.

ხარჯების სიდიდეები, ხოლო აბსცისათა ლერძზე კი—მათი შესაბამისი განმეორების (სინჯირის) პროცენტობით გამოსახული მნიშვნელობები, რომლის შედეგად მივიღებთ საფეხურისებრივ დიაგრამას; თუ ჩვენ ამ დიაგრამაზე აღებულ ინტერვალებს თანდათან შევამცირებთ, მაშინ ეს უკანასკნელნი პრაქტიკულად მიიღებენ მრუდის სახეს, რომელსაც განაწილების ან ალბათობის მრუდს უწოდებენ.

უზრუნველყოფის მოუღის ასაგებად საჭირო კოორდინატები კი მიიღება მეორე და მესამე სვეტებში მოცემული განმეორებათა წლების რიცხვების თანმიმდევრულად (ინტეგრალურად) შეჯამებით (შეჯამება უნდა დავიწყოთ ხარჯების ცვალებადობის მალიანი ამპლიტუდის ზედა ჰლვარიდან); გამოთვლის შედეგი, ჩვენი შემთხვევისათვის, მოცემულია

ხარჯების ინტერვალი გა/წმ	განმეორება		უზრუნველყოფა	
	წლების რიცხვი	%	წლების რიცხვი	%
2200—2000	1	2,5	1	2,5
2000—1800	3	7,5	4	10,0
1800—1600	5	12,5	9	22,5
1600—1400	9	22,5	18	45,0
1400—1200	12	30,0	30	75,0
1200—1000	7	17,5	37	92,5
1000—800	2	5,0	39	97,5
800—600	1	2,5	40	100,0
ჯამი	40	100	—	—

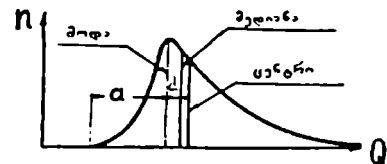
მეოთხე და მეხუთე სვეტებში, ხოლო მათი მიხედვით აგებული უზრუნველყოფის მრუდი კი—იმავე 57-ე ნახაზზე. ამ მრუდიდან შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს ნებისმიერად მოცემული უზრუნველყოფის შესაბამისი წლიური ჩამონადენის სიდიდე არსებულ დაკვირვებათა პერიოდის შუალედში, ე. ი. განსახილველი მაგალითის შემთხვევაში 2,5%-97,5%-ს ფარგლებში.

განხილულ მაგალითში განაწილებისა და უზრუნველყოფის მრუდების ასაგებად გამოყენებული იყო შედარებით ხანგრძლივი პერიოდის (40 წლის) დაკვირვებათა მონაცემები. როცა დაკვირვებათა წლების რიგი უფრო ნაკლებია, მაშინ უზრუნველყოფის მრუდის პრაქტიკულად ზუსტად აგება შეუძლებელი ხდება. ასეთ შემთხვევებში მიმართავენ თეორიული უზრუნველყოფის მრუდების აგებას, რომლებიც თავისი მონახულობით თითქმის ემთხვევიან წლიური ჩამონადენის იმ მრუდებს, რომლებიც აგებული იყვნენ მრავალ იდინარეზე არსებულ დაკვირვებათა მონაცემების საფუძველზე.

წლიური ჩამონადენის განაწილების მრუდს, ჩვეულებრივ, არასიმეტრიული (ასიმეტრიული) მონახულობა აქვს (ნახ. 58). მრუდის იმ წერტილს, რომელიც ხარჯის საშუალო არითმეტიკულ სიდიდეს შეესაბამება, განაწილების ცენტრი ეწოდება, ხოლო მასზე გამავალ ორდინატას—ცენტრალური ორდინატა. ცვალებადი სიდიდის მნიშვნელობას, რო-

მელიც 50%-იან უზრუნველყოფას შეესაბამება, მედიანა ეწოდება, ხოლო მაქსიმალური სიხშირის (მაქსიმალური ორდინატის) შესაბამისი მნიშვნელობას q_1 — მოდა. განაწილების ცენტრსა და მოდას შორის მანძილს d ასიმეტრიულობის რადიუსი ეწოდება. როცა ასიმეტრიულობის რადიუსი $d = 0$ -ს, მაშინ ვლებულობთ სიმეტრიულ მრუდს, რომლის დროსაც ცენტრალური, მედიანური და მოდალური ორდინატები ერთიმეორეს ემთხვევა.

ჰიდროლოგიური განაგარიშების პრაქტიკაში ფართოდ გამოიყენება განაწილების თეორიული ასიმეტრიული ბინომიალური მრუდი, რომლის ინტეგრალურ გამოსახულებას, როგორც



ნახ. 58. განაწილების ასიმეტრიული მრუდი.

აღვნიშნეთ, წარმოადგენს უზრუნველყოფის მრუდი (ნახ. 49); ასეთი მრუდის გამოყენებით შეიძლება განისაზღვროს ჩვენთვის საინტერესო სიდიდე ნებისმიერი უზრუნველყოფისათვის.

უზრუნველყოფის ბინომიალური ასიმეტრიული მრუდის ასაგებად აუცილებელია წინასწარ განესაზღვროთ შეფიქვანი სამი პარამეტრი:

1. წლიური ხარჯების საშუალო არითმეტიკული სიდიდე, ანუ ჩამონადენის ნორმა,
2. ვარიაციის, ანუ ცვალებადობის კოეფიციენტი და
3. ასიმეტრიის კოეფიციენტი.

წლიური ხარჯების საშუალო არითმეტიკული მნიშვნელობა ($Q_{სა}$) გამოითვლება როგორც საშუალო სიდიდე არსებულ დაკვირვებათა პერიოდის ფარგლების შესაბამისი ყოველწლიური ხარჯებიდან, ხოლო დაკვირვებათა მასალების სრულიად არარსებობის ან კიდევ ნაწილობრივად არსებობის შემთხვევაში q_1 — ჩამონადენის ნორმის განსაზღვრის ამა თუ იმ წესით, რომელნიც განხილული იყო ზემოთ (§ 28).

ვარიაციის (ცვალებადობის) კოეფიციენტი (C_v) წარმოადგენს ფარდობას ჩამონადენის წლიურ მნიშვნელობათა საშუალო კვადრატული გადახრისა (σ) მათ საშუალო არითმეტიკულ მნიშვნელობასთან ($Q_{სა}$), ე. ი.

$$C_v = \frac{\sigma}{Q_{სა}} \quad (4.21)$$

σ -ს მნიშვნელობის განსასაზღვრელად საჭიროა „წლების მოცემული რიგის ყოველი წლისათვის გამოთვლილ იქნეს განსახილველი წლის შესაბამისი ხარჯის გადახრა საშუალო წლიური ხარჯის მნიშვნელობისაგან ($Q_1 - Q_{სა}$), ($Q_2 - Q_{სა}$), ($Q_3 - Q_{სა}$) და ა. შ. იმის გამო, რომ ამ გადახრათა სიდიდეები სხვადასხვა ნიშნის იქნება, ამიტომ ამ უკანასკნელის გავლენის გამორიცხვის მიზნით ყოველი სხვაობის სიდიდე

აყავთ კვადრატში, აჯამებენ მათ $\Sigma(Q_i - Q_{საშ})^2$, შედეგს ჰყოფენ წლების n რიცხვზე, რომლიდანაც საბოლოოდ ამოყავთ კვადრატული ფესვი:

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\Sigma(Q_i - Q_{საშ})^2}{n}}. \quad (4.22)$$

ამ გამოსახულების (4.21) ფორმულაში ჩასმის შედეგად მივიღებთ:

$$C_r = \frac{\sigma}{Q_{საშ}} = \frac{\sqrt{\frac{\Sigma(Q_i - Q_{საშ})^2}{n}}}{Q_{საშ}} = \sqrt{\frac{\Sigma(K - 1)^2}{n}}, \quad (4.23)$$

სადაც $K = \frac{Q_i}{Q_{საშ}}$ მოდულის კოეფიციენტია.

ვარიაციის კოეფიციენტის გამოსათვლელად (4.23) ფორმულით სარგებლობა იმ შემთხვევისათვის შეიძლება, როცა $n > 30$ ზე; როცა $n < 30$ -ზე, მაშინ ფესქვეშა გამოსახულების მნიშვნელში n -ის ნაცვლად სხვადასხვა მოსაზრების გამო შეაქვთ (ფოსტერს) $n - 1$ და, შესაბამისად, ფორმულა ასეთ სახეს ღებულაობს:

$$C_r = \sqrt{\frac{\Sigma(K - 1)^2}{n - 1}}. \quad (4.24)$$

ასიმეტრიის კოეფიციენტი (C_s) გამოსახავს განაწილების მრუდის არასიმეტრიულობას; რაც მეტია d მანძილი განაწილების ცენტრიდან მოდამდე, მით უფრო მეტია (C_s) კოეფიციენტის მნიშვნელობა. მის გამოსათვლელად შემდეგი სახის გამოსახულებით სარგებლობენ:

$$C_s = \frac{\Sigma(K - 1)^3}{(n - 1) C_r^3}. \quad (4.25)$$

აუცილებელია აღინიშნოს, რომ ასიმეტრიის კოეფიციენტის ზუსტად გამოთვლა საჭიროებს დაკვირვებათა ხანგრძლივ პერიოდს. მოკლე პერიოდის დაკვირვებათა მასალების არსებობის შემთხვევაში C_s -ის ზუსტად გამოთვლა გაძნელებულია ან კიდევ ზოგჯერ შეუძლებელიცაა. ამიტომ ჰიდროლოგიური ანგარიშების პრაქტიკაში, ჩვეულებრივ, აღნიშნული სიდიდის გამოსათვლელად ხმარობენ სხვა, გაცილებით მარტივ, გამოსახულებას:

$$C_s = 2C_r, \quad (4.26)$$

რომლის დროსაც 100%-ნი უზრუნველყოფისათვის წყლის ხარჯი ნულის ტოლი ხდება. მრავალი მეცნიერის მიერ ჩატარებული გამოკვლევები ამტკიცებს, რომ $C_s = 2C_r$. გამოსახულება პრაქტიკულად საკმარის სიზუსტეს იძლევა მუდმივად მოქმედი მდინარეებისათვის.

§ 30. ნლიჯი ჩამონადენის უჩანავაღყოფის მკარის აგება
 ღაკვიჩვებათა მასალაგის აკსაგომგის შემთხვავაში

წინა პარაგრაფში აღნიშნული იყო, რომ წლიური ჩამონადენის უზრუნველყოფის მრუდების ასაგებად საჭიროა წინასწარ გამოთვლილ იქნეს $Q_{საა}$, C_r და C_p პარამეტრები. ამ პარამეტრების გამოთვლა მოსახერხებელია ჩატარდეს ცხრილის სახით, სადაც დაკვირვებათა პერიოდის ფარგლებში აღებული საშუალო წლიური ხარჯების რიგს კლებადი მიმდევრობით ალაგებენ. გამოთვლის ამ მსვლელობას განვიხილავთ კონკრეტულ მაგალითზე.

მე-16 ცხრილში მოცემულია მდ. ენგურის შენაკადის ნენსკრას ხარჯების საშუალო წლიური მნიშვნელობა დაკვირვებათა 18 წლის პერიოდისათვის (1937—1954 წწ), რომლის მიხედვითაც წლიური ხარჯის საშუალო არითმეტიკული მნიშვნელობა $Q_{საა} = 46,3$ მ³/წმ. განვალაგებთ ხარჯების რიგს კლებადი მიმდევრობით და ყოველი მათგანისათვის გამოვთვლით მოდულურ კოეფიციენტს $K = \frac{Q_i}{Q_{საა}}$, $(K - 1)$ და $(K + 1)^2$.

ცხრილის ქვემოთ ამოვწერთ დაკვირვებათა მთელი პერიოდის ხარჯების მნიშვნელობათა მთლიან ჯამს. გამოთვლის შედეგის შემოწმების მიზნით, აუცილებელია გვახსოვდეს, რომ K -ს მნიშვნელობათა ჯამი უნდა უდრიდეს დაკვირვებათა წლების საერთო რიცხვს (ცხრილში $\sum K = 18$), ხოლო $(K - 1)$ მნიშვნელობათა ჯამი კი ტოლი უნდა იყოს ნულის.

ცხრილი 16

ვარაიციისა და ახმეტრიის კოეფიციენტების ხანგარიშო ცხრილი
 მდ. ნენსკრისათვის

რიგ. №№	წლები	ხარჯების საშუალო წლიური მნიშვნელობანი, მ ³ /წმ	კლებადი მიმდევრობით					
			წლები	ხარჯი, მ ³ /წმ	$K = \frac{Q_i}{Q_{საა}}$	$K - 1$		$(K + 1)^2$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	1937	44.4	1941	68.2	0.96		0.04	0.0016
2	1938	40.3	1942	66.5	0.87		0.13	0.017
3	1939	35.6	1940	64.0	0.77		0.23	0.053
4	1940	64.0	1954	62.6	1.38	0.38		0.144
5	1941	68.2	1953	60.3	1.48	0.48		0.230
6	1942	66.5	1952	56.0	1.44	0.44		0.193
7	1943	33.8	1946	50.6	0.74		0.26	0.0674
8	1944	39.7	1937	44.4	0.87		0.13	0.0169
9	1945	37.0	1948	42.7	0.70		0.30	0.090
10	1946	50.6	1938	40.3	0.92		0.08	0.006
11	1947	35.9	1944	39.7	0.78		0.22	0.018

1	2	3	4	5	6	7	8	9
12	1948	42.7	1949	38.0	0.94		0.06	0.0036
13	1949	38.0	1951	36.7	0.83		0.17	0.029
14	1950	28.3	1947	35.9	0.62		0.38	0.144
15	1951	36.7	1939	35.6	0.89		0.20	0.040
16	1952	56.0	1913	33.8	1.24	0.24		0.057
17	1953	60.3	1915	32.0	1.30	0.30		0.090
18	1954	62.6	1950	28.3	1.36	0.36		0.130
ჯამი		835.6			18		0	1,4615
საშუალო		46.3						

გამოვთვლით რა $\Sigma (K-1)^2$, განვსაზღვრავთ ვარიაციის კოეფიციენტს

$$C_e = \sqrt{\frac{\Sigma (K-1)^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{1.4615}{18-1}} = 0,30$$

და ასიმეტრიის კოეფიციენტს

$$C_s = 2C_e = 2 \cdot 0,30 = 0,60.$$

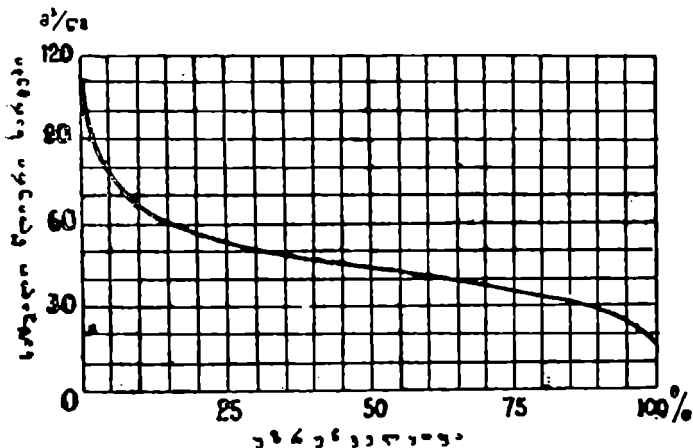
ამის შემდეგ ს. ი. რიბკინის ცხრილიდან (ცხრ. 17), სადაც მოცემულია უზრუნველყოფის მრუდის ორდინატების თეორიული მნიშვნელობანი უზრუნველყოფის სხვადასხვა მნიშვნელობისათვის ($0 \leq C_e \leq 3,0$ და $C_s = 1,0$), ვსაზღვრავთ $C_e = 0,60$ -ის შესაბამის უზრუნველყოფის ბინომიალური მრუდის ორდინატების Φ გადახრის სიდიდეებს საშუალოდ (ერთიდან) და შეგვაქვს ისინი საანგარიშო მე-18 ცხრილში. ს. ი. რიბკინის ცხრილში მოცემული $C_e = 1,0$ მნიშვნელობიდან სხვა შესაძლებელ მნიშვნელობებზე გადასვლა ხორციელდება ცხრილიდან აღებული Φ -ის მნიშვნელობების გადამრავლებით C_e -ს კერძო მნიშვნელობაზე, ე. ი. ჩვენს კონკრეტულ მაგალითში მეჩვიდმეტე ცხრილიდან აღებულ Φ ის ყველა მნიშვნელობა უნდა გამრავლდეს C_e -ს კერძო მნიშვნელობაზე (განსახილველ შემთხვევაში $C_e = 0,0283$). ΦC_e სიდიდე გამოსახავს უზრუნველყოფის მრუდის ორდინატების გადახრას რაღაც საშუალო სიდიდიდან, რომელიც ს. ი. რიბკინის ცხრილში მიღებულია ერთის ტოლად. შესაბამისად, უზრუნველყოფის მრუდის ორდინატების მოდულური K კოეფიციენტების მისაღებად საჭიროა ΦC_e -ს მნიშვნელობას დაემატოს რიცხვი 1,0, ე. ი.

$$K = \Phi C_e + 1, \quad (4.27)$$

ბოლო ნებისმიერი უზრუნველყოფის შესაბამისი საშუალო წლიური ხარჯი კი ამ შემთხვევაში გამოითვლება ასეთი გამოსახულებით:

$$Q_{p1} = Q_{საშ} (1 + C_c + 1). \quad (4.28)$$

განხილული მაგალითის ყველა ზემოჩამოთვლილი გამოთვლა მოცემულია მეთორამეტე ცხრილში, ხოლო ამ უქანასკნელის მიხედვით აგებულ საშუალო წლიური ხარჯების უზრუნველყოფის მრუდი კი 59 ნახაზზე.



ნახ. 59. მდ. ნენსკრას წლიური ჩამონადენის უზრუნველყოფის მრუდი.

ხშირად, ჰიდროლოგიური ანგარიშების პრაქტიკაში, წლიური ჩამონადენის უზრუნველყოფის განსაზღვრავად იყენებენ შემდეგი სახის ემპირიულ გამოსახულებას:

$$p = \frac{m - 0,3}{n + 0,4}, \quad (4.29)$$

სადაც p არის უზრუნველყოფა %-ობით, m —განსახილველი წლის რიგითი ნომერი კლებადი წესით დალაგებული წლების მწკრივში, ხოლო n —დაკვირვებათა წლების საერთო რიცხვი. მაგალითად, მეთექვსმეტე ცხრილიდან აღებული 1941 წლის შესაბამისი ხარჯის უზრუნველყოფა ტოლი იქნება:

$$p_1 = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} \cdot 100 = \frac{1 - 0,3}{18 + 0,4} \cdot 100 = \frac{0,7}{18,4} \cdot 100 = 3,8\%,$$

ხოლო 1950 წლის (ცხრილის მიხედვით მეთორამეტე წევრის) შესაბამისი ხარჯის უზრუნველყოფა

$$p_{18} = \frac{18 - 0,3}{18 + 0,4} \cdot 100 = 96,2\%.$$

უზრუნველყოფის ბანკშიაღებული გრუნდების ორლინატების საშუალო მნიშვნელობებიდან
(1.0-დან) გადახრის და ხილდებები C-1,0-ის დროის

უზრუნველყოფის პროცენტები

C ₂	0,01	0,1	1	3	5	10	20	25	30	40	50	60	70	75	80	90	95	97	99	99,9
0,0	3,72	3,09	2,33	1,88	1,65	1,28	0,84	0,67	0,52	0,25	-0,00	-0,25	0,52	0,67	0,84	1,28	1,61	1,88	2,33	-3,09
0,1	3,94	3,23	2,40	1,92	1,67	1,27	0,84	0,66	0,51	0,24	-0,02	-0,26	0,54	0,68	0,85	1,27	1,62	1,84	2,25	-2,95
0,2	4,15	3,38	2,47	1,96	1,70	1,30	0,83	0,65	0,50	0,22	-0,03	-0,28	0,55	0,69	0,85	1,26	1,59	1,79	2,18	-2,81
0,3	4,37	3,52	2,54	2,00	1,72	1,31	0,82	0,64	0,49	0,21	-0,05	-0,30	0,56	0,70	0,85	1,24	1,56	1,75	2,10	-2,67
0,4	4,60	3,67	2,62	2,04	1,75	1,32	0,82	0,63	0,47	0,19	-0,07	-0,31	0,57	0,71	0,86	1,23	1,52	1,70	2,03	-2,53
0,5	4,82	3,81	2,68	2,08	1,77	1,32	0,80	0,62	0,46	0,17	-0,08	-0,33	0,58	0,71	0,86	1,21	1,49	1,66	1,95	-2,40
0,6	5,05	2,96	2,76	2,12	1,80	1,31	0,80	0,61	0,44	0,16	-0,10	-0,34	0,59	0,72	0,86	1,20	1,46	1,61	1,88	-2,27
0,7	5,27	4,10	2,82	2,15	1,82	1,33	0,79	0,60	0,43	0,14	-0,12	-0,36	0,60	0,72	0,86	1,18	1,42	1,56	1,81	-2,14
0,8	5,50	4,24	2,89	2,19	1,84	1,34	0,78	0,58	0,41	0,12	-0,13	-0,37	0,60	0,73	0,86	1,17	1,39	1,52	1,73	-2,02
0,9	5,73	4,39	2,96	2,22	1,86	1,34	0,77	0,57	0,40	0,10	-0,15	-0,38	0,61	0,73	0,85	1,15	1,35	1,47	1,66	-1,90
1,0	5,96	4,53	3,02	2,25	1,88	1,34	0,76	0,55	0,38	0,09	-0,16	-0,39	0,62	0,73	0,85	1,13	1,32	1,42	1,59	-1,79
1,1	6,18	4,67	3,09	2,28	1,89	1,34	0,74	0,54	0,37	0,07	-0,16	-0,41	0,62	0,73	0,85	1,11	1,28	1,38	1,52	-1,68
1,2	6,41	4,81	3,15	2,31	1,91	1,34	0,73	0,52	0,35	0,05	-0,20	-0,42	0,63	0,74	0,84	1,09	1,24	1,33	1,45	-1,58
1,3	6,64	4,96	3,21	2,34	1,92	1,34	0,72	0,51	0,33	0,04	-0,21	-0,43	0,64	0,74	0,84	1,06	1,21	1,28	1,38	-1,48
1,4	6,87	5,10	3,27	2,37	1,94	1,34	0,70	0,49	0,31	0,02	-0,22	-0,44	0,64	0,74	0,83	1,04	1,17	1,23	1,32	-1,39
1,5	7,09	5,23	3,33	2,39	1,95	1,33	0,69	0,48	0,30	0,00	-0,24	-0,45	0,64	0,73	0,82	1,02	1,13	1,18	1,26	-1,32
1,6	7,32	5,37	3,39	2,42	1,96	1,33	0,68	0,46	0,28	-0,02	-0,25	-0,46	0,64	0,73	0,82	0,99	1,09	1,14	1,20	-1,24
1,7	7,54	5,51	3,44	2,44	1,97	1,32	0,66	0,44	0,26	-0,03	-0,27	-0,47	0,64	0,72	0,81	0,97	1,06	1,10	1,14	-1,17
1,8	7,77	5,64	3,50	2,47	1,98	1,32	0,64	0,42	0,24	-0,05	-0,28	-0,48	0,64	0,72	0,80	0,94	1,02	1,05	1,09	-1,11
1,9	7,99	5,78	3,55	2,49	1,99	1,31	0,63	0,40	0,22	-0,07	-0,29	-0,48	0,64	0,72	0,79	0,92	0,98	1,01	1,04	-1,05
2,0	8,21	5,91	3,60	2,51	2,00	1,30	0,61	0,39	0,20	-0,08	-0,31	-0,49	0,64	0,71	0,78	0,90	0,95	0,98	0,99	-1,00
2,2	6,20	3,70	2,48	2,01	1,28	0,58	0,37	0,17	-0,11	-0,33	-0,33	-0,49	0,63	0,69	0,75	0,85	0,90	0,90	0,90	0,91
2,4	6,47	3,78	2,49	2,01	1,25	0,54	0,33	0,13	-0,14	-0,35	-0,35	-0,50	0,62	0,66	0,71	0,79	0,82	0,82	0,83	0,83
2,6	6,73	3,87	2,50	2,01	1,23	0,51	0,31	0,10	-0,17	-0,37	-0,37	-0,50	0,60	0,64	0,68	0,74	0,76	0,76	0,77	-0,77
2,8	6,99	3,95	2,51	2,02	1,20	0,47	0,26	0,06	-0,23	-0,38	-0,38	-0,50	0,59	0,62	0,65	0,70	0,71	0,71	0,71	0,71
3,0	7,25	4,02	2,52	2,02	1,18	0,42	0,25	0,03	-0,23	-0,40	-0,40	-0,50	0,57	0,60	0,62	0,65	0,66	0,66	0,67	0,67

უზრუნველყოფა %-ობით

	0,01	0,1	1	5	10	20	25	30	40	50	60	70	75	80	90	95	97	99	99,1
Φ	0,05	3,96	2,76	1,80	1,33	0,80	0,61	0,44	0,16	-0,10	-0,34	-0,59	-0,72	-0,86	-1,20	-1,46	-1,61	-1,88	-2,27
Φ_{C_0}	1,51	1,19	0,83	0,54	0,40	0,24	0,18	0,14	0,05	-0,03	-0,10	-0,18	-0,22	-0,26	-0,36	-0,44	-0,49	-0,57	-0,68
$K = \Phi_{C_0+1}$	2,51	2,19	1,83	1,54	1,40	1,24	1,18	1,14	1,05	0,97	0,90	0,82	0,78	0,74	0,64	0,56	0,51	0,43	0,32
$Q = KQ_{0,9}$	118,0	100,8	84,7	71,3	64,9	57,4	54,7	52,7	47,5	44,8	41,6	37,9	36,1	34,2	29,6	25,9	23,6	19,9	14,80

ასეთნაირადვე შეიძლება გამოგვეჩვენოთ გარისებინა სხვა დამახასიათებელი წლების შესაბამისი ხარჯების უზრუნველყოფა.

ყოველი ცალკეული წლისათვის ძდინარის წყლიანობის დახასიათება ხდება მისი ჩამონადენის უზრუნველყოფით ($p\%$ -ობით). უზრუნველყოფის სიდიდიდან საშუალო განმეორების სიდიდებზე (N წლები) გადაყვანა ხდება ასეთი გამოსახულებებით:

ა) მრავალწლიანი უბნისათვის (როცა $p < 50\%$):

$$N = \frac{100}{p}, \quad (4.30)$$

ბ) მცირეწლიანი უბნისათვის (როცა $p > 50\%$):

$$N = \frac{100}{100 - p}, \quad (4.31)$$

სადაც p —უზრუნველყოფაა, %-ობით.

ამ ფორმულების თანახმად, ცალკეული წლის ჩამონადენის უზრუნველყოფასა და განმეორებას შორის კავშირი მოცემულია მე-19 ცხრილში.

ცხრილი 19

უზრუნველყოფა, $p\%$	წლის დახასიათება წყლიანობის მიხედვით	განმეორება ერთჯერად წელში
0,01	კატასტროფულად მრავალწლიანი	10000
0,1	იგივე	1000
1	მეტად მრავალწლიანი	100
3	მრავალწლიანი	33
5	"	20
10	საშუალო მრავალწლიანი	10
25	შედარებით მრავალწლიანი	4
50	მედიანური (საშუალო)	2
75	შედარებით მცირეწლიანი	4
90	საშუალო მცირეწლიანი	10
95	მცირეწლიანი	20
97		33
99	მეტად მცირეწლიანი	100
99,9	კატასტროფულად მცირეწლიანი	1000

§ 31. სხვადასხვა უზარუნველყოფის შესაბამისი წლიური ჩამონადენის შეანბარება დაპვიკრებასა მსსაღების სკაზიად აჩარსებობის შემთხვევაში

შეუსწავლელი აუზების შემთხვევაში წინასწარმოცემული უზარუნველყოფის შესაბამისი წლიური ჩამონადენის განსაზღვრისათვის საკვიროძირითადი პარამეტრები—ჩამონადენის ნორმა, ვარიაციის კოეფიციენტი და ასიმეტრიის კოეფიციენტი — შეიძლება გამოავლინ იქნეს არაპირდაპირი გზით. ჩამონადენის ნორმას გამოთვლა ამ შემთხვევაში შეიძლება მოხდეს ჩამონადენის ნორმის იზოხაზების რუკის გამოყენებით, ანალოგიის წესით ან კიდევ § 28-ში განხილული რომელიმე სხვა მეთოდით; ხოლო რაც შეეხება ვარიაციის კოეფიციენტს, მის გამოსათვლელად სხვადასხვა ავტორის მიერ, კლიმატური და სხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორების მხედველობაში მიღებით, შექმნილებულია მრავალი ემპირიული ფორმულა. ასე, მაგალითად, ვარიაციის კოეფიციენტის განოსათვლელად დ. ლ. სოკოლოვსკი (1929 წ) საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის 24 მდინარეზე ჩატარებული გაზომვების ანალიზის საფუძველზე იძლევა ასეთი სახის ემპირიულ ფორმულას:

$$C_r = a - 0,063 \lg (F + 1), \quad (4.32)$$

სადაც C_r არის ვარიაციის კოეფიციენტი, a —გეოგრაფიული ფაქტორის გამომსახველი პარამეტრი, ხოლო F —გამოსაკვლევე აუზის ფართობი, კმ².ობით. გეოგრაფიული ფაქტორის a გამომსახველი კოეფიციენტის მნიშვნელობები დ. ლ. სოკოლოვსკის მიერ მოცემულია იზოხაზების სახით რუკაზე (ნახ. 60), რომელიც შედგენილია და, შესაბამისად, გამოსადეგია საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილისათვის. სხვა რაიონებისათვის, რომელთათვისაც არ არსებობენ ასეთი სახის რუკები, a სიდიდე შეიძლება გამოთვლილ იქნეს მ. ე. შველიოვის მიერ რეკომენდებული მიახლოებითი ფორმულით:

$$a = 0,78 - 0,29 \lg M_0, \quad (4.33)$$

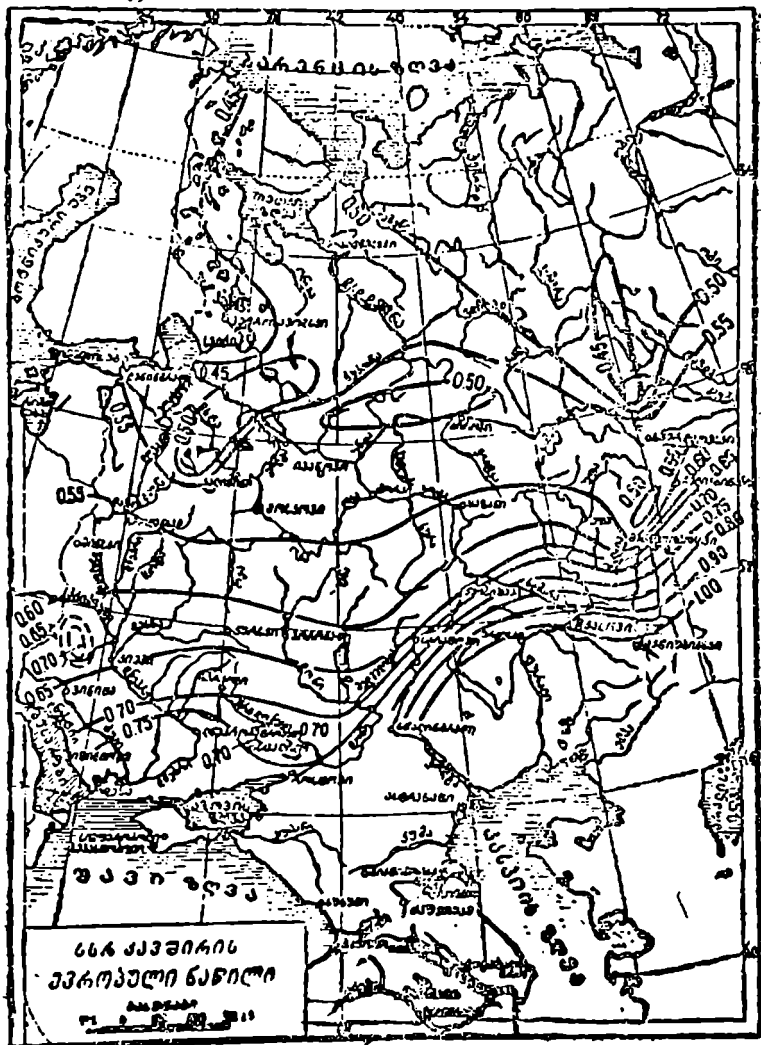
სადაც M_0 —საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენის მოდულია ლ/წმ 1 კმ²-დან

ამ უკანასკნელი გამოსახულების მხედველობაში მიღებით (4.32) ფორმულა შემდეგნაირად გადაიწერება:

$$C_r = 0,78 - 0,29 \lg M_0 - 0,063 \lg (F + 1). \quad (4.34)$$

ვარიაციის კოეფიციენტის გამოსათვლელად ს. ნ. კრიცკი და მ. თ. შენკელი იძლევიან ასეთი სახის ფორმულას:

$$C_r = \frac{0,83}{F^{0,06} M_0^{0,17}}, \quad (4.35)$$



ნახ. ნი. ა პარამეტრის გამოსათვლ და მონაცემების რეკა სკოლოდესკის ფორმ; ლისათვ ს.

სადაც F არის აუზის ფართობი, σ — ზედა, ხოლო M_0 — წლიური ჩამონადენის ნორმა, ლ/წმ.

იმ აუზებისათვის, რომელთაც ტბები აქვთ, ვარიაციის კოეფიციენტის გამოსათვლელად შეიძლება ვისარგებლოთ ნ. დ. ანტონოვის ფორმულებით:

$$C_* = \frac{A}{(F+10)^{0,076}} \frac{1}{(\omega+1)^{0,1}}, \quad (4.36)$$

$$C_* = \frac{0.295 D_0^{0,89}}{(F+1)^{0,076}}, \quad (4.37)$$

სადაც A არის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პარამეტრი, რომლის გამოსათვლელად ავტორის მიერ შედგენილია სპეციალური რუკა; F —აუზის ფართობი, კმ².-ობით; ω —აუზის ფართობის ის ნაწილი (პროცენტობით), რომელიც დაკავებულია ტბებით, ხოლო D_0 —საშუალო მრავალწლიური პერიოდის მიხედვით გამოთვლილი ტენიანობის წლიური დეფიციტი.

ზემოჩამოთვლილი ფორმულებიდან ყველაზე ზუსტად ის ფორმულა უნდა ჩაითვალოს, რომელიც ვარიაციის კოეფიციენტის სიდიდეს ერთდროულად უკავშირებს სხვადასხვა ფაქტორებს (აუზის ფართობი, ჩამონადენის ნორმა, ტბიანობა).

(4.32)—(4.37) ფორმულებიდან ჩანს, რომ ვარიაციის კოეფიციენტის სიდიდეზე ყველაზე დიდ გავლენას ახდენს ჩამონადენის ნორმა, უმნიშვნელო გავლენას კი—აუზის ფართობი. ამ უკანასკნელმა გარემოებამ საფუძველი მისცა ზოგიერთ ავტორებს ვარიაციის კოეფიციენტის გამოთვლის დროს უგულვებელყოთ აუზის ფართობის გავლენა და ვარიაციის კოეფიციენტების განსასაზღვრავად შეედგინათ იზოხაზების რუკა. ასე, მაგალითად, ასეთი რუკები შედგენილია ვ. ი. მოკლიაკის მიერ უკრაინის სსრ ტერიტორიისათვის, პ. ს. კუზინის მიერ—დასავლეთ ციმბირისა და ყაზახეთის ტერიტორიებისათვის, ბ. დ. ზაიკოვის მიერ—კავკასიისათვის და ა. შ.

ამრიგად, შეუსწავლელი აუზისათვის წინასწარ მოცემული უზრუნველყოფის შესაბამისი წლიური ჩამონადენის განსაზღვრა შემდეგი მიმდევრობით სრულდება:

1. უნდა დადგინდეს განსახილველი აუზის ფართობი;

2. § 28 ში განხილული რომელიმე მეთოდით გამოითვლება ჩამონადენის ნორმა, ხოლო რომელიმე ზემოთ ჩამოთვლილი ემპირიული ფორმულით კი ვარიაციის კოეფიციენტი; ხშირად ამ უკანასკნელის მნიშვნელობას რ. მდენიძემ ფორმულით ითვლიან და საანგარიშოდ მათ საშუალო არითმეტიკულს ლებულობენ.

3. გვეცოდინება რა ვარიაციის კოეფიციენტის სიდიდე, გამოვითვლით ასიმეტრიის კოეფიციენტს $C_* = 2C_*$ და, შესაბამისად, რიბკინის ცხრილის გამოყენებით (ცხრ. 16), წინასწარ მოცემული უზრუნველყოფის

ფისათვის განესაზღვრავთ ბინომიალური მრუდის ორდინატის საშუალოდან (ერთიდან) გადახრის Φ სიდიდეს.

4 წინასწარ გამოთვლილი C , და Φ სიდიდეების მიხედვით (4.27) ფორმულიდან განესაზღვრავთ K მოდულურ კოეფიციენტს, ხოლო ამ უკანასკნელის საშუალო წლიურ ჩამონადენზე (ჩამონადენის ნორმაზე) გადაძრავლებით კი მიიღება მოცემული უზრუნველყოფის შესაბამისი წლიური ჩამონადენის სიდიდე.

§ 32. ალბათობის უჯრედულა

უზრუნველყოფის მრუდების ჩვეულებრივ კოორდინატებში აგება უმეტეს შემთხვევაში გაძნელებულია, რადგან განაპირა ჯგუფების კოორდინატთა ლერძზე მრუდის დატანის დროს აბსცისათა ლერძზე მცირეოდენ ნახრდს ორდინატთა ლერძზე შეესაბამება დიდი ცვალებადობა (ნახ. 57 და 58). აღნიშნული სიძნელე კიდევ უფრო მეტად მძლავრდება იმ შემთხვევაში, როდესაც მრუდზე ანათვლების ალება ინტერპოლაციის წესით ხდება, ასეთი სიძნელეების ნაწილობრივ მაინც თავიდან აკილების მიზნით უზრუნველყოფის მრუდების ასაგებად ხშირად იყენებენ ე. წ. ალბათობის უჯრედულას.

ალბათობის უჯრედულას მთავარი თვისება ის არის, რომ ასეთნაირად აგებული უზრუნველყოფის მრუდი სწორი ხაზის სახით წარმოგვიდგება და ამიტომ ასეთ შემთხვევაში გაცილებით მარტივად და ზუსტად შეიძლება უზრუნველყოფის მრუდის განაპირა უბნების ანათვალთა ექსტრაპოლაცია.

ალბათობის უჯრედულაზე აგებული მცირეოდენი ასიმეტრიის მქონე $C_s < 2C_s$ —განაწილების მრუდებს უფრო სწორხაზოვანი მოხაზულობა აქვს, ვიდრე ამას ადგილი აქვს ჩვეულებრივ კოორდინატთა სისტემის გამოყენების დროს.

დადებითი ასიმეტრიის მრუდები ($C_s \geq 2C_s$) ალბათობის უჯრედულაზე ამობურცულ ფორმას ღებულობს, კერძოდ, ასიმეტრიის კოეფიციენტის გაზრდით მრუდის ამობურცულობა მატულობს, შემცირებით კი, პირიქით, კლებულობს.

ალბათობის უჯრედულაზე ჰორიზონტალური მასშტაბი მისი შუა ნაწილიდან სიმეტრიულად მატულობს როგორც მარცხნივ, ასევე მარჯვნივ.

ს. ი. რიბკინის მიერ შედგენილია ასეთი სახის სტანდარტული უჯრედულას ასაგები კოორდინატები; მისი ფორმატის ზომად მიღებულია $30 \times 15 = 450$ სმ². აღწერილი უჯრედულას გამოყენება ყველაზე უფრო მოხერხებულია მცირეოდენი ასიმეტრიის $C_s \leq 2C_s$ (წლიური ნალექები, მდინარეთა წლიური ჩამონადენი და ა. შ.) განაწილების მრუდების ასაგებად.

დიდი ასიმეტრიის $C_2 > 2C_1$, განაწილების მრუდების ასაგებად (მაქსიმალური ხარჯები და სხვ.) მიზანშეწონილია უჯრედულას კოროზონტალური ხაზები განლაგებულ იქნეს ლოგარითმული წესის მიხედვით.

§ 33. წლის სხვადასხვა პერიოდში მდინარეთა ჩამონადენის განაწილება

1. წლის სხვადასხვა პერიოდში ჩამონადენის განაწილების განსაზღვრა დაკვირვებათა მასალების არსებობის შემთხვევაში. წლის განმავლობაში მდინარეთა ჩამონადენის განაწილების საკითხის შესწავლის დროს, ჩვეულებრივ, განიხილავენ ჩამონადენის განაწილებას სეზონებისა და თვეების მიხედვით.

როდესაც მდინარის განსახილველი უბნისათვის საკმარისად ხანგრძლივი პერიოდის დაკვირვებათა მასალები არსებობს, მაშინ საკითხის გადაწყვეტა ამ უკანასკნელის ანალიზის საფუძველზე ხდება. კერძოდ, დაკვირვებათა ყველა წლისათვის აღგენენ საშუალო თვიური და წლიური ხარჯების ცხრილს, რომლის მიხედვითაც განსაზღვრავენ ჩამონადენის განაწილებას წლის სხვადასხვა პერიოდში სეზონებისა და თვეების მიხედვით.

იმისდა მიხედვით, თუ რა მიზნით ტარდება წყალსამეურნეო ანგარიშები, წლის განმავლობაში მდინარეთა ჩამონადენის განაწილებას იძლევიან საშუალო, მცირეწყლიანი და უხეწყლიანი წლებისათვის და ჩამონადენის სხვადასხვა საანგარიშო უზრუნველყოფისათვის (1, 3, 5, 10, 90, 95, 97, 99 და 99.9%). ზოგიერთი ანგარიშებისათვის შეიძლება დაკმაყოფილდეთ ჩამონადენის განაწილებით განსახილველი წლის სეზონების მიხედვით: გაზაფხული, ზაფხული, შემოდგომა და ზამთარი. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ევროპული ნაწილისათვის ზაფხულის სეზონში ზოგჯერ გამოყოფენ ორ ქვეპერიოდს, ასე, მაგალითად, მაის-ივნისი (ზაფხული I) და ივლის-სექტემბერი (ზაფხული II). როდესაც ზაფხულისა და შემოდგომის ჩამონადენის სიდიდეებს შორის მცირეოდენი განსხვავებაა, მაშინ წლის განმავლობაში გამოყოფენ სამ ზონას: ზამთარი, გაზაფხული და ზაფხულ-შემოდგომა. მიუხედავად აქლანიშნულისა, უფრო ხშირად აუცილებელი ხდება წლის განმავლობაში ჩამონადენის განაწილების განსაზღვრა ცალკეული თვეების მიხედვით. საერთოდ, დიდი ცდომილების თავიდან აცილების მიზნით უნდა ვერიდოთ საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენის განაწილებას თვეების მიხედვით, საშუალო მრავალწლიური პერიოდის ყოველთვიური მონაცემების გასაშუალების ვხით.

2. მდინარეთა ჩამონადენის სეზონური და თვიური განაწილების განსაზღვრა. ჰიდროლოგიურ გაანგარიშებათა პრაქტიკაში ხშირად, გარ-

და წლიური ჩამონადენის განსაზღვრისა, საჭირო ხდება ჩამონადენის სეზონური და თვიური განაწილების საკითხის შესწავლა.

საბჭოთა კავშირის უმეტეს მდინარეებში წლიური ჩამონადენის დიდი ნაწილი გაზაფხულის პერიოდშია, ხოლო მშრალი რაიონების ზოგიერთ პატარა მდინარეებში ცალკეული წლის ჩამონადენი მთლიანად გაზაფხულის ჩამონადენით ყალიბდება, რომლის განსაზღვრელ ძირითად ფაქტორს, გარდა კლიმატური პირობებისა, წარმოადგენს ზამთრის პერიოდში თოვლის მარაგის დაგროვება.

ჩვენი ქვეყნის დაბლობ რაიონებში თოვლის მარაგის განაწილებას ზონალური სახე აქვს, რის გამოც გაზაფხულის ჩამონადენიც ასეთივე სახის ზონალურობით ხასიათდება. ამ გარემოებამ საშუალება მისცა მეცნიერებს შეედგინათ სეზონური—გაზაფხულის, ზაფხულის, შემოდგომისა და ზამთრის პერიოდების შესაბამისი ჩამონადენის განაწილების იზოხაზების რუკები. ასეთი სახის რუკები შედგენილია როგორც საბჭოთა კავშირის მთლიანი ტერიტორიისათვის, ასევე ცალკეული ფიზიკურ-გეოგრაფიული რაიონებისათვის (იხ. ჰიდროლოგიის კურსის რუსული გამოცემები). მათი ანალიზის საფუძველზე შეიძლება დაეასკვნათ, რომ საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ევროპულ ნაწილში წლის სხვადასხვა სეზონის შესაბამისი ჩამონადენის (1 კმ² ფართობიდან) სიდიდე დიდ ფარგლებში იცვლება.

იხე, როგორც წლიური ჩამონადენის, გაზაფხულის ჩამონადენის სიდიდე შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს უზრუნველყოფის ბინომიალური მრუდის აგებით. ამისათვის აუცილებელია ვიცოდეთ გაზაფხულის ჩამონადენის მოდულის სიდიდე (დაკვირვებათა მასალების არსებობის შემთხვევაში იგი შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს ზემოდასახელებული გაზაფხულის ჩამონადენის იზოხაზების ან კიდევ ანალოგიის წესით) და აგრეთვე მისი შესაბამისი ვარიაციის კოეფიციენტი.

გაზაფხულის ჩამონადენის ვარიაციის კოეფიციენტის გამოსათვლელად ნ. დ. ანტონოვი ასეთი სახის ფორმულას იძლევა:

$$C_v = \frac{A}{(F + 10)^{0.10}}, \quad (4.38)$$

სადაც A —ზონალური კლიმატური პირობების გამომსახველი პარამეტრია, ხოლო F —აუზის ფართობი, კმ²-ში. მიღებულ იქნა რა მხედველობაში აუზის ფართობის სიდიდის გავლენის უნიშვნელობა გაზაფხულის ზედამირულ ჩამონადენზე, კ. პ. ვოსკრესენსკიმ და სხვებმა შეადგინეს გაზაფხულის ჩამონადენის ვარიაციის კოეფიციენტის გამოსათვლელი იზოხაზების რუკები როგორც საბჭოთა კავშირის მთლიანი ტერიტორიისათვის, ასევე ცალკეული ფიზიკურ-გეოგრაფიული რაიონებისათვის. რაც შეეხება გაზაფხულის ჩამონადენის შესაბამის ასიმეტრიის კოეფიციენტს.

მისი სიდიდის გამოსათვლელად, ისე როგორც წლიური ჩამონადენისათვის, რეკომენდებულია ტოლობა $C_2 = 2C_1$, გარდა მშრალ რაიონებში გამავალი მდინარეებისა, რომელთათვის შეიძლება მივიღოთ $C_2 = (1.0 - 1.5) C_1$.

ამრიგად, დავადგენთ რა შეუსწავლელი აუზისათვის სეზონური ჩამონადენის M მოდულს (მის გამოსათვლელად შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ზემოდასახელებული იზოხაზების რუკები **ან** კიდევ **ე. წ. ანალოგიის წესი**), მის მიხედვით შეგვიძლია გამოვითვალოთ განსახილველი სეზონის შესაბამისი საშუალო ხარჯი:

$$Q = \frac{MF}{1000} \text{ მ}^3/\text{წმ.} \quad (4.39)$$

დაახლოებით ასეთნაირადვე შეიძლება აგრეთვე განსაზღვრულ იქნეს მდინარეთა ჩამონადენის სააღბათო განაწილება ცალკეული თვეების მიხედვით, თუ განსახილველ წელიწადში ჩამონადენის განაწილებას თვეების მიხედვით ჩავთვლით იმის ანალოგად, როგორც ამას ადგილი აქვს საშუალო წელიწადში (ასეთი დაშვება, რა თქმა უნდა, მიახლოებითია). ვთქვათ, მოცემული გვაქვს მოდულების სახით ჩამონადენის განაწილება წელიწადის თვეების მიხედვით ანალოგად მიღებული მდინარის მიმართ, რომელსაც ჩამონადენის ისეთივე ნორმა აქვს, როგორც მოცემულ შესასწავლ მდინარეს, მაშინ ამ უკანასკნელის ჩამონადენის თვიური მოდულების მოძებნა განსახილველი წლისათვის შესაძლებელი იქნება ანალოგად მიღებული მდინარის თვიური მოდულების გადამრავლებით მოდულთა კოეფიციენტზე, რომელიც შეესაბამება მოცემული უზრუნველყოფის წელს განსახილველი მდინარისათვის. ამრიგად, თუ გვეცოდინება შესასწავლი მდინარის ჩამონადენის მოდული თვეების მიხედვით, მაშინ (4.39) ფორმულით შეგვეძლება აგრეთვე გამოვითვალოთ განსახილველი თვის შესაბამისი საანგარიშო ხარჯი.

§ 34. მაქსიმალური ხარჯები და მათი გამოთვლის ძიებითი მეთოდები

1. მაქსიმალური ხარჯების საანგარიშო უზრუნველყოფის დადგენა. ამ უკანასკნელის დადგენა, როგორც წესი, წარმოებს ასაშენებელ ნაგებობათა კაპიტალურობის კლასისა და მათი საექსპლუატაციო პირობების მხედველობაში მიღებით. თავის მხრივ, ნაგებობათა კაპიტალურობის კლასი დამოკიდებულია მათ სახალხო სამეურნეო მნიშვნელობასა, სიდიდესა, საექსპლუატაციო პირობებსა, ღირებულებასა და აგრეთვე იმ მოსალოდნელ მავნე შედეგებზე, რაც შეიძლება გამოიწვიოს მათ დანგრევამ.

წყალსამეურნეო ობიექტების მშენებლობათა პრაქტიკაში ნაგებო-

მათა კაპიტალურობის ხუთ კლასს განასხვავებენ (ცხრ. 20): I კლასი— განსაკუთრებული კაპიტალურობის, II კლასი— ზედმეტად კაპიტალურობის, III კლასი— ჩვეულებრივი კაპიტალურობის, IV კლასი— მსუბუქი კაპიტალურობის, V კლასი— მეტისმეტად მსუბუქი კაპიტალურობის.

ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა ამა თუ იმ კლასზე მიკუთვნებას აწარმოებს დამპროექტებელი ორგანიზაცია ГОСТ 33-15-46-ის მონაცემების შესაბამისად.

ცხრილი 20

ნაგებობათა ექსპლუატაციის მნიშვნელობა და ხანგრძლიობა	ნაგებობათა თანრიგები				
	პირველი	მეორე	მესამე	მეოთხე	მეხუთე
		ნაგებობათა კლასები			
მუდმივი ნაგებობანი:					
ძირითადი	I	II	III	IV	V
მეორეხარისხოვანი	III	III	IV	IV	V
დროებითი ნაგებობანი:					
ძირითადი, რომელთა ექსპლუატაციის ხანგრძლიობა არ აღემატება ხუთ წელს	III	III	IV	IV	V
მეორეხარისხოვანი, რომელთა ექსპლუატაციის ხანგრძლიობა არ აღემატება ხუთ წელს	IV	IV	IV	V	V
დამხმარე	IV	IV	IV	V	V

მე-20 ცხრილში აღნიშნულ ნაგებობათა თანრიგები განისაზღვრება ასაშენებელ ობიექტთა (ნაგებობათა) საწარმოო ეფექტურობის მხედველობაში ღიღებით. ასე, მაგალითად, მეოთხე თანრიგს მიეკუთვნება 100-1000 კვტ სიმძლავრის ჰიდროელექტროსადგური, მეხუთეს კი— 100 კვტ-ზე ნაკლები სიმძლავრის ელექტროსადგური და ა. შ.

ამრიგად, თუ ცნობილი იქნება ნაგებობათა კლასი და მათი საექსპლუატაციო პირობები, ГОСТ 3999-48-ის მიხედვით (ცხრილი 21) შეიძლება დაეადგინოთ მაქსიმალური ხარჯის საანგარიშო უზრუნველყოფა (P^0/a). ამ შემთხვევაში, როგორც წესი, უნდა ჩატარდეს ორი ანგარიში, მათ შორის პირველი ანგარიში უნდა შეესაბამებოდეს ნაგებობათა ექსპლუატაციის ნორმალურ პირობებს, მეორე კი— ექსპლუატაციის განსაკუთრებულ პირობებს, რომლის დროსაც დასაშვებად შეიძლება ჩაითვალოს კაშხალის წინ წყლის დონის ნორმალურ პოზიციონტზე მაღლა აწევა. ნაგებობის სიმტკიცისა და მდგრადობის კოეფიციენტების სიმცირე და აგრეთვე ნორმალური საექსპლუატაციო პირობების დარღვევა (იმ პირობით, რომ ძირითადი ნაგებობანი ამ დროს არ ზიანდება); ამ ორი

პირობიდან ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა ზომების დადგენა ხდება იმ ანგარიშის მიხედვით, რომელიც უფრო დიდ ზომებს იძლევა.

საქირა აქვე მოვიასწიოთ ე. წ. „სამშენებლო ხარჯები“, რომელშიაც გულისხმობენ იმ საანგარიშო წყლის ხარჯს, რომელიც უნდა გატარებულ იქნეს ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა მშენებლობის პერიოდში. ჰიდროტექნიკურ მშენებლობათა პრაქტიკაში „სამშენებლო ხარჯების“ უზრუნველყოფას ადგენენ მშენებლობის მნიშვნელობის მიხედვით. პატარა მდინარეებისათვის, ჩვეულებრივ, ღებულობენ 10-25% უზრუნველყოფას, დიდი მდინარეებისათვის კი — 1-10%-მდე.

ცხრილი 21

ნაგებობათა კაპიტალური ხარჯების კლასი I, II, III, IV, V-ის მიხედვით	საანგარიშო უზრუნველყოფა, %-ობით	უზრუნველყოფის კლასი I, II, III, IV, V-ის მიხედვით
I	0,1	0,01
II	1	0,1
III	2	0,5
IV	5	1
V	10	3

წარმოქმნის თვალსაზრისით მდინარეთა წყლის მაქსიმალური ხარჯები სხვადასხვა სახისაა, ასე, მაგალითად; 1. თოვლისა და მყინვარების დნობის შედეგად წარმოქმნილი წყალდიდობების მაქსიმალური ხარჯები; 2. წვიმებისა და თავსხმებისაგან წარმოქმნილი მაქსიმალური ხარჯები და 3. შერეული—თოვლის დნობისა და თავსხმა წვიმებისაგან წარმოქმნილი მაქსიმალური ხარჯები.

2. თოვლის დნობის შედეგად წარმოქმნილი მაქსიმალური ხარჯების გამოთვლა დაკვირვებათა მასალების არსებობის შემთხვევაში. როგორც 29-ე პარაგრაფში აღვნიშნეთ, ხანგრძლივი პერიოდის დაკვირვებათა მასალების არსებობის შემთხვევაში ნებისმიერი უზრუნველყოფის შესაბამისი მდინარის საანგარიშო ხარჯი (ამ შემთხვევაში მაქსიმალური ხარჯი) შეიძლება გამოთვლილ იქნეს შემდეგი ფორმულით:

$$Q_{\text{მაქს}} = Q_{\text{ფაქს}} (\Phi C_0 + 1), \quad (4.40)$$

სადაც $Q_{\text{ფაქს}}$ არის მოცემული უზრუნველყოფის შესაბამისი საანგარიშო მაქსიმალური ხარჯი;

$Q_{\text{მაქს}}$ —დაკვირვებათა პერიოდის ცალკეულ წლებში ფიქსირებული მაქსიმალური ხარჯების მიხედვით გამოთვლილი საშუალო წლიური მაქსიმალური ხარჯი ან კიდევ, როგორც მას ხშირად უწოდებენ, მაქსიმალური ხარჯების ნორმა.

Φ —უზრუნველყოფის ბინომიალური მრუდის ორდინატების გადახრის მაჩვენებელი სიდიდე, რომელიც გამოითვლება მო-

ცემული უზრუნველყოფისათვის ს. ი. რიბკინის ცხრილებით (ცხრილი 17);

C_2 —ვარიაციის კოეფიციენტი.

ამ შემთხვევაში, ГОСТ 3999-48-ის თანახმად, ასიმეტრიის C_2 კოეფიციენტის გამოსათვლელად შეიძლება გამოყენებულ იქნეს შემდეგი გამოსახულებანი:

ა) წყალდიდობიდან წარმოქმნილი მაქსიმალური ხარჯებისათვის

$$C_2 = 2C_1;$$

ბ) წვიმებიდან წარმოქმნილი მაქსიმალური ხარჯებისათვის

$$C_2 = 4C_1.$$

განსაკუთრებით საპასუხისმგებლო ნაგებობათა გაანგარიშების შემთხვევისათვის (ძირითადად I და II კლასის ნაგებობისათვის) ГОСТ 3999-48 რეკომენდაციას იძლევა საანგარიშო მაქსიმალური ხარჯი გამოთვლილ იქნეს ე. წ. „საგარანტიო ნამატის“— ΔQ მხედველობაში მიღებით:

$$Q_{\text{აქს}} = Q_{\text{აქს}} + \Delta Q, \quad (4.41)$$

სადაც $Q'_{\text{აქს}}$ არის მოცემული უზრუნველყოფის შესაბამისი საანგარიშო მაქსიმალური ხარჯი საგარანტიო ნამატის მხედველობაში მიღებით;

$Q_{\text{აქს}}$ —მოცემული უზრუნველყოფის შესაბამისი საანგარიშო ხარჯი საგარანტიო ნამატის მხედველობაში მიუღებლად, რომელიც გამოითვლება (4 40) ფორმულით;

ΔQ —საანგარიშო ნამატი, რომელიც გამოითვლება ასეთი ფორმულით:

$$\Delta Q = \frac{\alpha E_p}{\sqrt{n}} Q_{\text{აქს}}, \quad (4.42)$$

სადაც α არის მდინარის ჰიდროლოგიურად შესწავლისა და რაიონის ფიზიკურ-გეოგრაფიული მახასიათებელი კოეფიციენტი; იმ მდინარეებისათვის, რომლებიც გაედინებიან ჰიდროლოგიურად შესწავლილ რაიონებში, კოეფიციენტი $\alpha = 0,7$, ხოლო იმ მდინარეებისათვის, რომლებიც ნაკლებად შესწავლილ რაიონებში გაედინებიან, $\alpha = 1,5$; E_p —უზრუნველყოფის შრუდის ორდინატის საშუალო არითმეტიკული შეცდომა (მოცემული უზრუნველყოფისათვის p_x), რომელიც გამოითვლება 61-ე ნახაზიდან, n —დაკვირვებათა წლების რიცხვი.

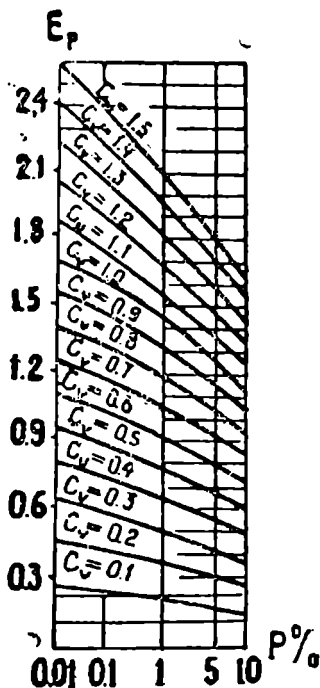
თუ მდინარის განსახილველი პუნქტისათვის წყლის მაქსიმალური ხარჯების მონაცემები არის მხოლოდ 10-15 წელზე ნაკლები პერიოდისათვის, მაშინ საანგარიშო მაქსიმალური ხარჯების საიმედოდ გამო-

თელის მიზნით სასურველია გაზრდილ იქნეს დაკვირვებათა წლები. ამ უკანასკნელის გახანგრძლივება შეიძლება შესრულებულ იქნეს კავშირის დამყარებით (თვითეული ან გრაფიკული) ანალოგად მიღებული იმ უახლოესი აუზის დაკვირვებათა მონაცემებთან, რომელნიც ხასიათდებიან დაკვირვებათა ხანგრძლივი პერიოდით.

3. თოვლის დნობის შედეგად წარმოქმნილი მაქსიმალური ხარჯების გამოთვლა დაკვირვებათა მასალების არარსებობის შემთხვევაში. ჰიდროლოგიური გაანგარიშების პრაქტიკაში დაკვირვებათა მასალების არარსებობის შემთხვევაში მაქსიმალური ხარჯების საანგარიშო მნიშვნელობათა გამოთვლას აწარმოებენ ან ანალოგიის წესით, ან კიდევ ემპირიული ფორმულებით; საერთოდ კი რეკომენდებულია გამოთვლები ჩატარდეს სხვადასხვა მეთოდით და შემდგომ მათი ურთიერთ შედარებით და ანალიზის საფუძველზე მოხდეს საძიებელი მაქსიმალური ხარჯის სიდიდის შერჩევა.

ანალოგიის წესით მაქსიმალური ხარჯების გამოთვლას იგივე მოთხოვნილება წაეყენება, როგორც ეს ზემოთ იყო აღნიშნული (§ 28) საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენის გამოთვლის მეთოდების განხილვის დროს. რაც შეეხება ემპირიულ ფორმულებს, მათ შესახებ უნდა ითქვას შემდეგი: ამჟამად არ არსებობს ისეთი სრულიად ზოგადი ფორმულა, რომელიც მთლიანად გამოსადეგი იყოს მაქსიმალური ხარჯების გამოსათვლელად საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე გამავალი ყველა მდინარისათვის.

ამჟამად არსებული ყველა ემპირიული ფორმულა უმთავრესად ითვალისწინებს მაქსიმალური ხარჯების წარმოქმნის მიოლოდ ძირითად და გადამწყვეტ ფაქტორებს; თუმცა უნდა აღინიშნოს, რომ ამ პრინციპზე აგებული ემპირიულ ფორმულათა უმრავლესობა პრაქტიკულად საკმარის სიზუსტეს იძლევა.



ნახ. 61. E_p სიდიდის გამოსათვლელი გრაფიკი.

ქვემოთ მოგვყავს ზოგიერთი ძირითადი ემპირიული ფორმულების მიმოხილვა.

დ. ი. კოჩერინის ფორმულა. გაზაფხულის მაქსიმალურ ხარჯებზე წარმოებულ დაკვირვებათა ანალიზის საფუძველზე დ. ი. კოჩერინმა 1927 წელს საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორია გაზაფხულის მაქსიმალური ჩამონადენის ფორმირების დამახასიათებელი პირობების მხედველობაში მიღებით დაპყრო რვა ძირითად რაიონად, რომელთათვისაც $q_{აჰს}$ გამოსათვლელად შეადგინა შემდეგი სახის ანალიზური ფორმულა:

$$q_{აჰს} = \delta_{\beta} \left(\frac{a}{F^n} - b \right), \quad (4.43)$$

აქ $q_{აჰს}$ არის მაქსიმალური ხარჯის მოდულის საძიებელი სიდიდე, გვ/წმ 1 კმ²;

δ —ჩამონადენის მაქსიმალურ მოდულზე რელიეფის გავლენის გამოსახველი კოეფიციენტი, კერძოდ, კოჩერინის მონაცემებით ქაობიანი დაბლობისათვის $\delta = 0,7$, ოდნავ ტალღისებური დაბლობისათვის $\delta = 0,85$, ხოლო ყველა დანარჩენი სახის რელიეფისათვის კი $\delta = 1,0$;

β —ჩამონადენის მაქსიმალურ მოდულზე ტყის საფარის გავლენის გამომსახველი კოეფიციენტი, რომლის გამოსათვლელად დ. ი. კოჩერინი ასეთი სახის გამოსახულებას იძლევა: $\beta = 1,0 - 0,3f_{აჰ}$ ($f_{აჰ}$ —მოცემული აუზის ფარდობითი ტყიანობა);

F —აუზის ფართობი, კმ²-ობით;

a , b და n —ცვალებადი პარამეტრები, რომელთა მნიშვნელობანი, თანახმად დ. ი. კოჩერინის მონაცემებისა, საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის ზოგიერთი რაიონისათვის მოცემულია 22-ე ცხრილში.

ცხრილი 22

რაიონი	a	b	n
ჩრდილოეთის	1,43	0,28	0,112
ჩრდილო-აღმოსავლეთის	1,66	0,26	0,123
მოსკოვის	2,82	0,42	0,148
დასავლეთის	2,88	0,13	0,236
სამხრეთისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთის	3,57	0,07	0,288

დ. ი. კოჩერინის ფორმულა 1927-1937 წლების პერიოდში ერთადერთი იყო, რომელსაც იყენებდნენ ჰიდროლოგიური ანკარიძების პრაქტიკაში გაზაფხულის წყალდიდობის შედეგად წარმოქმნილი მაქსიმალური ხარჯების გამოსათვლელად. შემდგომში მრავალი ავტორის მიერ (ბ. დ. ზაიკოვი, ბ. კ. პოლიაკოვი და სხვ.) დაზუსტებულ იქნა დ. ი. კოჩერინის ფორმულაში შემავალი ცალკეული პარამეტრები.

დ. ლ. სოკოლოვსკის ფორმულა, მაქსიმალური ხარჯების (Q_{\max}) საანგარიშოდ დ. ლ. სოკოლოვსკი იძლევა ასეთი სახის ფორმულას:

$$Q_{\max} = q_{\max} F = AF^{0.75} \delta_1 \delta_2, \quad (4.44)$$

სადაც q_{\max} არის ჩამონადენის მაქსიმალური მოდული (ლ/წმ 1 კმ²);
 F —აუზის ფართობი (კმ²);
 A —თოვლის დნობის შედეგად წყლის გამოყოფის მაქსიმალური ინტენსიურობის ანუ ელემენტარული ჩამონადენის მაქსიმალური მოდულის მაჩვენებელი, რომლის გამოსათვლელად დ. ლ. სოკოლოვსკი იძლევა ასეთ ემპირიულ ფორმულას:

$$A = \frac{Q_{\max}}{F^{0.75} \delta_1 \delta_2} \quad (4.45)$$

და აგრეთვე სპეციალურ რუკას (აღნიშნული რუკა აქ არ მოგვყავს);
 δ_1 —ტბებისა და ჭაობების აკუმულაციური მოქმედების შედეგად გამოწვეული მაქსიმუმის შემცირების მაჩვენებელი კოეფიციენტი;

δ_2 —აუზის ფართობის ის ნაწილი (პროცენტობით), რომელიც დაკავებული აქვს ტყეს. თავის მხრივ, δ_1 და δ_2 კოეფიციენტები გამოითვლებიან შემდეგი ფორმულებით:

$$\delta_1 = 1 - K/g (f_{\text{ტბა}} + 0.2 f_{\text{ჭაობი}} + 1); \quad (4.46)$$

$$\delta_2 = 1 - \gamma/g (1 + f_{\text{ტყე}}); \quad (4.47)$$

სადაც $f_{\text{ტბა}}$ და $f_{\text{ჭაობი}}$ —აუზის მთლიანი ფართობის ის ნაწილებია (პროცენტობით) საანგარიშო კვეთის ზემოთ, რომლებიც დაკავებული აქვთ ტბებსა ($f_{\text{ტბა}}$) და ჭაობებს ($f_{\text{ჭაობი}}$);

K —კოეფიციენტი, რომელიც იცვლება 0,6-0,8 ფარგლებში იმისა და მიხედვით, თუ აუზის რომელ ნაწილშია (ზემო თუ ქვემო) განლაგებული ტბები და ჭაობები (მაკალითად, თუ ტბები და ჭაობები განლაგებულია აუზის ქვემო ნაწილში, მაშინ $K = 0,8$);

$f_{\text{ტყე}}$ —აუზის ის ნაწილი (პროცენტობით), რომელიც დაფარულია ტყით;

γ — კოეფიციენტი, რომელიც იცვლება 0,2-დან (ტყით დაფარული თიხნარი ნიადაგებისათვის) 0,4-მდე (ქვიშნარი ნიადაგებისათვის).

როგორც დ. ლ. სოკოლოვსკი აღნიშნავს, (4.46) ფორმულით შეიძლება ვისარგებლოთ იმ შემთხვევისათვის, როდესაც $f_{აა} + f_{ააа} \leq 45\%$.

იმ შემთხვევისათვის, როდესაც განსახილველი მდინარე თითქმის ან კიდევ სრულებით არაა შესწავლილი და ამიტომ მისთვის გართულებულია „A“ პარამეტრის უშუალოდ გამოთვლა, მაშინ ამ უკანასკნელის გამოთვლა შეიძლება ე. წ. ჰიდროლოგიური ანალოგიის წესით — ანალოგად მიღებული აუზის მონაცემების მიხედვით. რაც შეეხება, ამ შემთხვევაში, ანალოგად მიღებული აუზის მაქსიმალური ხარჯიდან განსახილველი მდინარის შესაბამის მაქსიმალურ ხარჯზე გადასვლას, იგი შეიძლება შესრულდეს ასეთი ფორმულით:

$$Q_{აა} = Q_{აა} \cdot \left(\frac{F}{F_ა} \right)^{0.75} \frac{\delta_1 \delta_2}{\delta_{1,ა} \delta_{2,ა}} \quad (4.48)$$

სადაც „ა“ ინდექსიანი პარამეტრები ეკუთვნის ანალოგად მიღებული აუზის მონაცემებს.

დ. ლ. სოკოლოვსკის ფორმულა ფართოდ გამოიყენება ჰიდროლოგიური ანგარიშების პრაქტიკაში.

გარდა ზემოთ დასახელებულისა, არსებობს აგრეთვე ა. ვ. ოგიევსკის, გ. ა. ალექსეევისა და სხვათა ფორმულები, რომლებიც ასევე შეიძლება გამოიყენებულ იქნეს თოვლის დნობის შედეგად წარმოქმნილი მაქსიმალური ხარჯების საანგარიშოდ კონკრეტულ ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების მხედველობაში მიღებით (სხვა ავტორების ფორმულები აქ არ მოგვეყვას).

4. თავსხმა წვიმებისაგან წარმოქმნილი წყლის მაქსიმალური ხარჯები. თავსხმა წვიმების წყლის მაქსიმალური ხარჯები, რომლებიც სიდიდით უფრო მეტია, ვიდრე თოვლის დნობისაგან წარმოქმნილი მაქსიმალური ხარჯები, უმთავრესად შეიზღვევა შორეული აღმოსავლეთისა და შთიანი რაიონების ზღინარეებში, მცირე სიმძლავრის წყალდენებში (მშრალ ხეებში და სხვ.).

თოვლის დნობის შედეგად წარმოქმნილი წყალდიდობისაგან განსხვავებით წვიმებით გამოწვეული წყალდიდობები შეიძლება წლის განმავლობაში რამდენიმეჯერ განიხორცილოს.

როგორც აღვნიშნეთ, დაკვირვებათა არსებობის შემთხვევაში წვიმების მაქსიმუმების ანგარიში, რომელიც გულისხმობს უზრუნველყოფის ბინომიალური მრუდის აგებას, სრულდება დაკვირვებათა მონაცემების გამოყენებით. იმ შემთხვევაში, როდესაც დაკვირვებათა მასალები

არ არსებობს, მაშინ მათ საანგარიშოდ იყენებენ ემპირიულ ფორმულებს.

წვიმის. მაქსიმუმების საანგარიშოდ ჰიდროლოგიურ ლიტერატურაში რეკომენდებულია სხვადასხვა მეთოდები და ფორმულები, ასე მაგალითად: ჩამონადენის ჰიდრომექანიკური თეორია (ნ. მ. ბერნაცი, მ. ა. ველიკანოვი და სხვ.), წყალდიდობის მხოლოდ ერთი ფაზის—მაქსიმუმების გამომსახველი ფორმულები, წყალდიდობის მთელი პერიოდის გამომსახველი ფორმულები და, ბოლოს, ისეთი ემპირიული ფორმულები, რომლებიც კავშირს ამყარებენ წყალდიდობის მაქსიმუმებსა და აუზის ფართობს შორის.

ჩამონადენის ჰიდრომექანიკური თეორია ზედაპირულ ჩამონადენს იხილავს როგორც ჰიდრაულიკურ პროცესს.

ჩამონადენის ჰიდრომექანიკური თეორია იმაში მდგომარეობს, რომ ზედაპირული ჩამონადენი განიხილება როგორც წმინდა ჰიდრაულიკური პროცესი (დაუშყარებელი ძაობა) ფერდობის ელემენტარული უბნებიდან ან კალაპოტებიდან.

ზიარად ზედაპირულ ჩამონადენს იხილავენ დამყარებული მოძრაობის სახით; პირველად ეს თეორია დააწესა დოლგოვმა. დ. ლ. სოკოლოვსკის, ა. ვ. ოგიევსკის დებულებანი და მათ მიერ მოყვანილი ფორმულები კი ითვალისწინებს წყალდიდობის მთლიან მოცულობასა და ფორმას.

წვიმებისაგან გამოწვეული მაქსიმალური ხარჯების გამოსათვლელი ყველა ზემოჩამოთვლილ ავტორთა ფორმულიდან ქვემოთ განვიხილავთ მხოლოდ დ. ლ. სოკოლოვსკის ფორმულას, რომელიც შედარებით ფართოდ გამოიყენება ჰიდროლოგიური ანგარიშების პრაქტიკაში საბჭოთა კავშირის თითქმის ყველა რაიონისათვის. ფორმულას ასეთი სახე აქვს:

$$Q_{\text{მაქ}} = \frac{0,28 H_r \eta F}{i} f \delta_1 \delta_2 \delta_3 + Q_{\text{ა}}, \quad (4.49)$$

სადაც H_r არის საანგარიშო ხანგრძლიობის პერიოდში მოსული წვიმის ნალექების რაოდენობა, მილიმეტრებით;

η —ჩამონადენის კოეფიციენტი;

i —წყალდიდობის წყლის მოვარდნის დრო, საათობით;

F —აუზის ფართობი, კმ²-ობით;

f —ჰიდროგრაფის ფორმის ამსახველი კოეფიციენტი;

δ_1 და δ_2 —შესაბამისად, აუზის ტბიანობისა და დაქაობების გავლენის გამომსახველი კოეფიციენტები;

δ_3 —მდინარის კალაპოტის რეგულირების გამომსახველი კოეფიციენტი;

$Q_{აი}$ — წყალდიდობის დაწყებამდე მდინარეში მოდენილი გრუნტის წყლების ხარჯი.

იმ პატარა მდინარეებისათვის, რომელთა აუზებში ტბები საერთოდ არ არსებობს, ფორმულის ავტორი ლებულობს: $Q_{აი} = 0$; $\delta_1 = \delta_2 = 1,0$; $f = 1,0$; $\delta_3 = 1,0$ და, ამრიგად, (4.49) ფორმულის ნაცვლად გვექნება

$$Q_{აიკ} = \frac{0,28H_T \eta F}{t} \quad (4.50)$$

(4.49) ფორმულაში შემავალი პარამეტრებისა და კოეფიციენტების განსახლევა შემდეგი მიმდევრობით სრულდება:

ა) წვიმის ნალექების საანგარიშო სიდიდე (მილიმეტრობით)

$$H_T = S(60T)^{0,33}, \quad (4.51)$$

სადაც S თავსხმა წვიმების ზღვრული ინტენსიურობის გამომსახველი სიდიდეა, მმ/წმ, რომელიც გამოითვლება გ. ა. ალექსეევის ფორმულით $S = A + B \lg N$, სადაც A და B მოცემული რაიონის თავსხმების მუდმივი მახასიათებლებია და გამოითვლებიან შესაბამისი ცხრილებიდან (იხ. პ. რ. ბ. ვ. პოლოაკოვის ნაშრომი „гидрологический анализ и расчеты“, приложение 10, стр. 470—472, гидрометеониздат, 1946 г.); N თავსხმების საანგარიშო განზომილება მოცემული წლების განმავლობაში. S -ის გამოსათვლელად ჰიდროლოგიურ ლიტერატურაში მოცემულია აგრეთვე სპეციალური რუკები.

ბ) წყალდიდობის წყლის მოვარდნის დრო

$$t = -\frac{L}{3,6 v} \text{ სთ}, \quad (4.52)$$

სადაც L არის მდინარის სიგრძე სათავიდან განსახილველ კვეთამდე, კილომეტრობით;

v — დინების მაქსიმალური სიჩქარე საანგარიშო კვეთში, მ/წმ, რომელიც გამოითვლება შეზის ფორმულით ან კიდევ მიახლოებითი ანგარიშებისათვის აიღება დ. ლ. სოკოლოვსკის მიერ შედგენილი ცხრილიდან (ცხრ. 23).

ცხრილი 23

მდინარისა და რელიეფის დახასიათება	პატარა მდინარეები, სიღრმით 1 მ-ზე ნაკლები	დიდი და საშუალო მდინარეები
დაკაობებული ჩვეულებრივი, სწორი რელიეფი	0,6—1,0	0,8—1,2
შთისძირა მდინარეები უსწორმასწორო რელიეფით	1,0—1,5	1,2—2,0
	1,5—2,5	1,5—2,5

ვ) ნაღებების საანგარიშო ხანგრძლიობა T :

$$\left. \begin{array}{l} \text{როცა} \quad t < 10 \quad 15 \text{ სთ-ზე, } T = t \text{ სთ;} \\ \quad \quad t > 10-15 \quad \quad \quad T = 24 \text{ სთ;} \\ \quad \quad t > 48 \quad \quad \quad \quad T = 36 \text{ სთ;} \end{array} \right\} (4.53)$$

დ) ჩამონადენის η კოეფიციენტის განსაზღვრა ხდება 24-ე ცხრილიდან.

ცხრილი 24

რ ა ი მ ი	η-ს მნიშვნელობანი სხვადასხვა უზრუნველყოფის დროს		
	10%	2-3%	1%
ტყის ზონა	0,10-0,15	0,20-0,25	0,25-0,30
ტყე-ტყეური და სტეპური ზონები, როცა აუზის ფართობი $F \leq 5000$ კმ ²	0,10-0,15	0,20-0,30	0,30-0,40
ურაღისა და კაოპატუნის მთისძირა რაიონები, შუა აზიისა და კავკასიის მთისა და მთისძირა რაიონები შავი ზღვის სანაპიროს გარეშე	0,15-0,20	0,25-0,30	0,35-0,40
შოაუელი აღმო ავლეთი სამხრეთ ზღვისპიოის გარეშე, კარპატების მთის რაიონები	0,20-0,25	0,30-0,35	0,40-0,50
შოაუელი აღმოსავლეთი, სამხრეთ ზღვისპიოის, კავკასიის შავი ზღვის სანაპირო, დასავლეთ საქართველო	0,25-0,30	0,30-0,40	0,50-0,60

ე) ჰიდროგრაფიის ფორმის გამომსახველი f კოეფიციენტის მნიშვნელობანი რეკომენდებულია აღებულ იქნეს 25-ე ცხრილიდან.

ცხრილი 25

მდინარეთა დახასიათება	ფორმის კოეფიციენტი f
პატარა მდინარეები და ხეუბი უტყეო აუზებით და წყლის მცირე გამტარუნარი ნობის ნიად გებით	1,20-1,04
საშუალო და დიდი მდინარეები არც თუ ისე დიდი ნოლა კალაპოტებით, აგრუვე პატარა მდინარეები და იეუები ტყიანი აუზებითა და წყალგამტარუნაოიანი ნიადაგებით	0,92-0,75
დიდი მდინარეები განიერი ნარწყულებით	0,75-0,63

ვ) აუზის ტბიანობის (β_1) და დაბობების (β_2) გავლების გამომსახველი კოეფიციენტების განსაზღვრა ხდება (4.46) და (4.47) ფორმულებით.

ზ) მდინარის კალაპოტის რეგულირების გამომსახველი კოეფიციენტი δ_3 გამოითვლება (მიახლოებით) შემდეგი ფორმულით:

$$\delta_3 = 1 - \frac{hF'}{W}, \quad (4.54)$$

სადაც F' არის ნოლა კალაპოტის ფართობი; h —ნოლა კალაპოტის შეესების სიღრმე; W —თავსხმა წვიმის წყლის მოცულობა, რომელიც გამოითვლება ფორმულით:

$$W = 1000H\eta F, \quad (4.55)$$

თ) მდინარეში წყალდიდობის დაწყებამდე მოდენილი ნიადაგის წყლების $Q_{ა6}$ ხარჯი დაახლოებით მიიღება მდინარის საშუალო მრავალწლიური ხარჯის ტოლად.

ნ. ინტეგრალური (ჯამური) ჩამონადენი. წყალდიდობისა და თავსხმა წვიმების საანგარიშო ჰიდროგრაფები, ცნობილია, რომ ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა დაპროექტების დროს, კერძოდ, წყალსაგდებ ნაგებობათა ზომების განსაზღვრის მიზნით აუცილებელია, გარდა მაქსიმალური ხარჯის სიდიდისა, ვიცოდეთ აგრეთვე მდინარის ჯამური (ინტეგრალური) ჩამონადენის სიდიდე ზოცემული კვეთის მიმართ და მისი შესაბამისი მოდინების გრაფიკები—ჰიდროგრაფები.

ჰიდროლოგიურ დაკვირვებათა მასალების არსებობის შემთხვევაში გაზაფხულის წყალდიდობებისა და თავსხმა წვიმების ჩამონადენის სიდიდის გამომანგარიშება წარმოებს ყოველდღიური ჩამონადენის ცხრილებიდან, რომელთა მონაცემებით ინტეგრალური ჩამონადენის საანგარიშო მნიშვნელობათა დასადგენად აგებენ (წყლის მაქსიმალური ხარჯების უზრუნველყოფის მრუდების ანალოგიურად) უზრუნველყოფის მრუდებს.

როდესაც ჰიდროლოგიურ დაკვირვებათა მასალები არ არსებობს, მაშინ გაზაფხულის ჯამური ჩამონადენის განსაზღვრას აწარმოებენ სპეციალური (იზოხაზების) რუკებით წლიური ჩამონადენის ანალოგიურად. რაც შეეხება წვიმების ჯამურ ჩამონადენს, ის შეიძლება გამოთვლილი იქნეს (4.49) ფორმულით.

ამ შემთხვევაში მილიმეტრობით გამოსახული გაზაფხულის წყალდიდობებისა და თავსხმა წვიმების ჯამური ჩამონადენის კუბურ მეტრობით გადაანგარიშება ხდება ასეთი გამოსახულებით:

$$W = \Sigma Q = hF 1000, \quad (4.56)$$

სადაც $W = \Sigma Q$ არის ჯამური ჩამონადენი კუბურ მეტრებში დროის მოცემულ პერიოდში; h —ჩამონადენის დენა, მილიმეტრობით; F —წყალშენკრები აუზის ფართობი, კმ².-ობით; რიცხვი 1000—მილიმეტრებიდან კუბურ მეტრებში გადასაყვანი კოეფიციენტი.

წყალსაცავებში (განსახილველ კვეთში) ჯამური ჩამონადენის ფაქტიური გრაფიკების—ჰიდროგრაფების ფორმა დამოკიდებულია აუზის ჰიდროგრაფიულ თავისებურებასა და თოვლის დნობისა და წვიმის მოსვლის ხასიათზე.

ჯამური ჩამონადენის საანგარიშო გრაფიკების მისაღებად დ. ი. კოჩერინი წინადადებს იძლევა წყალდიდობების ჰიდროგრაფების ფორმა სქემატიზებულ იქნეს სამკუთხედის, ტრაპეციის ან კიდევ მრუდხაზოვანი გრაფიკის სახით. მიუხედავად ასეთი გამარტივებისა, აღნიშნული წესი მაინც უალრესად შრომატევადი გამოდგა და ამიტომ მას ჰიდროლოგიური ანგარიშების პრაქტიკაში არც თუ ისე ხშირად იყენებენ.

დ. ლ. სოკოლოვსკი ჯამური ჩამონადენის საანგარიშოდ იყენებს პარაბოლურ მრუდებს, ხოლო ა. ვ. ოგიევსკი წინადადებს იძლევა ჩამონადენის მრუდხაზოვანი გრაფიკი ავაგოთ ე. წ. განზოგადებული ჰიდროგრაფით.

ზოდინების გრაფიკის სამკუთხედის სახით გამოსახვის შემთხვევაში ზოდინების ხანგრძლიობა, გამოსახული დღე-ღამეში, გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$T = \frac{2 W}{Q_{\text{აკს}} \cdot 86400}, \quad (4.57)$$

სადაც W არის წყალდიდობებისა და თავსხმა წვიმების ჯამური ჩამონადენი, მ³-ობით, რომელიც გამოითვლება (4.56) ფორმულით: $Q_{\text{აკს}}$ — წყლის მაქსიმალური ხარჯი, მ³/წმ.

გარდა ამ სიდიდეებისა, ზოდინების ჰიდროგრაფის სამკუთხედის სახით გამოსახსახავად აუცილებელია აგრეთვე ვიცოდეთ t_1 დონეთა აწევვისა (ზრდისა) და ვარდნის (დაკლების) t_2 ხანგრძლიობათა ფარდობა, ე. ი. $t_1 : t_2$. ამ სიდიდეთა განსაზღვრას აწარმოებენ დაკვირვებათა არსებული ზონა კემების მიხედვით ყველაზე უდიდესი (სიდიდის მხრივ) თავსხმებისათვის. დაკვირვებათა მასალების არ არსებობის შემთხვევაში $t_1 : t_2$ მნიშვნელობათა მიახლოებით დადგენა ვაკის მდინარეების პირობებისათვის შეიძლება შემდეგნაირად:

ა) მცირე აუზებისათვის, როცა $F < 300-500$ კმ²,

$$t_1 : t_2 = 1 : 1;$$

ბ) საშუალო სიდიდის აუზებისათვის, როცა F იცვლება 500-5000 კმ²-ის ფარგლებში,

$$t_1 : t_2 = 1 : 1,5;$$

გ) დიდი აუზებისათვის, როცა $F > 5000$ კმ²,

$$t_1 : t_2 = 1 : 2;$$

დ) განიერი, დაჭობებული ნოლაკალაპოტებიანი მდინარეებისათვის

$$t_1 : t_2 = 1 : 3.$$

პატარა აუზების მქონე მდინარეებისათვის (300-500 კმ²-ზე ნაკლები ფართობით) თავსხმა წვიმებით ფორმირებული მაქსიმუმების შემთხვევებში მოდინების გრაფიკს ხშირად ტრაპეციის სახით გამოსახავენ, რომლის ზედა ფუძის სიდიდე $t_{აკვ}$, ე. ი. მოდინების მაქსიმუმის ხანგრძლიობა, დ. ი. კოჩერინის წინადადებით, მიღებულია 0,1 T -ს ტოლად. შესაბამისად, ამ შემთხვევაში თავსხმების ხანგრძლიობა ტოლი იქნება

$$T = \frac{2W}{1,1 \cdot Q_{აკვ} \cdot 86400} = \frac{2hF \cdot 1000}{1,1 Q_{აკვ} \cdot 86400} = \frac{0,0208 hF}{Q_{აკვ}} \text{ დღე-ღამე (4.58)}$$

ან

$$T = \frac{2hF \cdot 1000}{1,1 \cdot Q_{აკვ} \cdot 60 \cdot 60} = \frac{0,5hF}{Q_{აკვ}} \text{ სთ. (4.59)}$$

გვეცოდინება რა t_1 , $t_{აკვ}$, t_2 და $Q_{აკვ}$ მნიშვნელობანი, შეიძლება ავაგოთ მოდინების ჰიდროგრაფი ტრაპეციის სახით.

როგორც აღვნიშნეთ, დ. ლ. სოკოლოვსკის აზრით, მოდინების მრუდხაზოვანი გრაფიკი აგებული უნდა იქნეს მეორე ან მესამე ხარისხის პარაბოლის სახით. ასეთი სახის ჰიდროგრაფის ასაგებად აუცილებელია წინასწარ ვიცოდეთ საანგარიშო მაქსიმალური ხარჯი $Q_{აკვ}$, დონეთა აწევის ხანგრძლიობა t_1 , და აგრეთვე, ფარდობა დონეთა დაკლებასა და აწევის ხანგრძლიობას შორის $k = t_2 : t_1$, საიდანაც $t_2 = kt_1$. ამ შემთხვევაში დონეთა აწევისა და დაკლების ორდინატები გამოითვლება ასეთი განტოლებებით:

დონეთა აწევის გამომსახველი მრუდისათვის

$$Q_x = Q_{აკვ} \left(\frac{x}{t_1} \right)^m \text{ მ}^3/\text{წმ; (4.60)}$$

დონეთა დაკლების გამომსახველი მრუდისათვის

$$Q_x = Q_{აკვ} \left(\frac{t_2 - x}{t_2} \right)^m \text{ მ}^3/\text{წმ, (4.61)}$$

სადაც Q_x არის დონეთა აწევის პერიოდში ყოველ ერთეულ x დროში (დღე-ღამეების ან საათების) მოკეძულ კვეთში გამავალი ხარჯი წყალდიდობის ან თავსხმა წვიმების დაწყებიდან; ხოლო Q_x —დონეთა დაკლების პერიოდში წყალდიდობის პიკიდან ყოველ ერთეულ x დროში გამავალი (იმავე კვეთში) ხარჯი; x დღე-ღამეების (ან კიდევე საათების) ნომერი წყალდიდობის ან თავსხმების დაწყებიდან, ხოლო x —დღე-ღამეების ნომერი წყალდიდობის პიკიდან; ჰიდროგრაფის მრუდის m აწევისა

და დაკლების n ხარისხის მიჩვენებლები, შესაბამისად, უდრის: გაზაფხულის პიდროგრაფებისათვის $m=n=2$, ხოლო თავსხმა წვიმების შემთხვევისათვის კი $m=2$ და $n=3$.

ამ შემთხვევაში დონეთა აწევის t_1 ხანგრძლიობა რეკომენდებულია გამოთვლილ იქნეს ს. ნ. ბოგომოლოვის ემპირიული ფორმულით:

$$t_1 = t_m + \frac{L}{v}, \quad (4.62)$$

სადაც t_m არის თოვლის დნობის ხანგრძლიობა დღე-ღამეში; კავკასიის რაიონებისათვის $t_m = 1,5-2$ დღე-ღამეს, დაქაობებული აუზების მდინარეებისათვის — 6 დღე-ღამეს, ლენინგრადის ოლქისა და ცენტრალური რაიონებისათვის — 5 დღე-ღამეს (საბჭოთა კავშირის სხვა რაიონებისათვის t_m მნიშვნელობანი არაა მოცემული); L — წყალდენის სიგრძე, კილომეტრებით; v — წყალდიდობის პიკის გავლის პერიოდში გამავალი წყლის ნაკადის სიჩქარე, რომელიც მიიღება 56 კმ/დღე-ღამედან (დაქაობებულ მდინარეებისათვის) 108 კმ/დღე-ღამემდე (ვაკის მდინარეებისათვის).

დ. ლ. სოკოლოვსკის მითითების თანახმად. დონეთა დაკლების ხანგრძლიობა $t_2 = 2t_1$; იმ მდინარეებისათვის, რომელთაც განიერი ნოლა კალაპორტები და დაჭობებული აუზები აქვთ, $t_2 = 3t_1$. წვიმებიდან გამოწვეული წყალდიდობების შემთხვევებისათვის დონეთა აწევის ხანგრძლიობა გამოიანგარიშება (4.52) ფორმულით.

§ 35. მინიმალური ხარჯების გამოთვლა

მდინარეთა მინიმალური ჩამონადენის სიდიდის დადგენას განსაკუთრებით დიდი მნიშვნელობა აქვს იმ შემთხვევისათვის, როდესაც ჩამონადენის სეზონური რეგულირება არ ხდება; ამ შემთხვევაში მინიმალური ხარჯების სიდიდით განისაზღვრება დასაპროექტებელი ჰიდროელექტროსადგურის საგარანტიო მინიმალური სიმძლავრე, მინიმალური სანაოსნო სიღრმე, მინიმალური სარწყავი ფართობი და ა. შ.

საერთოდ, ჰიდროლოგიაში, განასხვავებენ ზაფხულისა და ზამთრის დღე-ღამურ და საშუალო თვიურ მინიმუმებს.

საჭიროა აღინიშნოს, რომ იმ შემთხვევაშიაც კი, როდესაც ჩამონადენის მონაცემებიც გვაქვს, მინიმალური ჩამონადენის ანგარიშს, ჩვეულებრივ, მეტისმეტად ნაკლები სიზუსტე აქვს. ამის ძირითადი მიზეზი ის არის, რომ მდინარეში დაბალი ჰორიზონტების შემთხვევაში მეტად გართულებულია მინიმალური ხარჯების შესაბამისი სიჩქარეებისა და საანგარიშო ცოცხალი კვეთის სიდიდეების ზუსტად გაზომვა.

იმ შემთხვევისათვის, როდესაც მინიმალურ ჩამონადენზე მრავალწლიური პერიოდის დაკვირვებათა მონაცემები არსებობს, ადგენენ ცხრილს, რომელშიაც ყოველი წლისათვის მეაქვთ ზაფხულისა და ზამ-

თრის დღელამური და საშუალო თვიური მინიმალური ხარჯების სიდიდეები და მათი გაზომვის თარიღები. ასეთნაირად შედგენილი ცხრილებიდან, თავის მხრივ, ანგარიშობენ: ა) ზაფხულისა და ზამთრის დღელამურ აბსოლუტურ მინიმუმს (დაკვირვებათა პერიოდში) და მათ საშუალო მნიშვნელობას (ნორმას) დაკვირვებათა მთელი პერიოდისათვის; ბ) ზაფხულისა და ზამთრის საშუალო თვიურ მინიმუმებს და მათ საშუალო მნიშვნელობას მრავალწლიურ პერიოდში (ნორმა) და გ) ამ მინიმუმების ჩამონადენის მოდულებს და მოდულის კოეფიციენტებს. ყველა ეს მონაცემი სასურველია ზოცეულ იქნეს ცხრილის სახით შემდეგი მიმდევრობით (ცხრ. 26):

ცხრილი 26

რიგ. №	მინიმალური ხარჯების დახასიათება	აღნიშვნა	წყლის ხარჯი, მ ³ /წმ	ჩამონადენის მოდული, ლ/წმ 1 კმ ² მოდულის კოეფიციენტი K
1	ზაფხულის აბსოლუტური დღელამური მინიმუმი	Q		
2	მისი ნორმა	\bar{Q}		
3	ზამთრის აბსოლუტური დღელამური მინიმუმი	Q		
4	მისი ნორმა	\bar{Q}		
5	ზაფხულის საშუალო თვიური მინიმუმი	Q		
6	მისი ნორმა	\bar{Q}		
7	ზამთრის საშუალო	Q		
8	მისი ნორმა	\bar{Q}		
9	წლიური ჩამონადენის ნორმა	Q _წ		

ასეთნაირად შედგენილი ცხრილის მონაცემები გამოიყენება მდინარის მინიმალური ჩამონადენის (საანგარიშო კვეთის მიმართ) საერთო დახასიათებისათვის და აგრეთვე მოცემული უზრუნველყოფის შესაბამისი საანგარიშო მინიმალური ხარჯების გამოსათვლელად; ამ უკანასკნელისათვის, გარდა ჩამონადენის ნორმისა, ზემო განხილული წესებით (§ 32) გამოთვლილი უნდა იქნეს აგრეთვე მინიმალური ხარჯების ვარიაციის კოეფიციენტი, ხოლო ასიმეტრიის კოეფიციენტი კი მიიღება 0-დან 2C_წ-ს ფარგლებში.

არასაკმარისი დაკვირვებების (3 წელზე ნაკლები) შემთხვევაში მინიმალური ჩამონადენის მნიშვნელობათა გამოთვლას აწარმოებენ ჰიდროლოგიური ანალოგიის წესით, რომლის ძირითადი არსი განხილული იყო 27-ე პარაგრაფში.

დაკვირვებათა მასალების სრულიად არარსებობის შემთხვევაში მდინარის მინიმალური ხარჯის სიდიდე შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს მიახლოებით, ემპირიული ფორმულებით ან კიდევ მინიმალური ხარჯების გამოსათვლელი სპეციალური იზოხაზების რუკებით. ამჟამად ლიტერატურაში მოყვანილი ემპირიული ფორმულებიდან ყველაზე უფრო გამოიყენება მ. ე. შეველიოვისა და ნ. დ. ანტონოვის ფორმულები.

მ. ე. შეველიოვის ფორმულა შედგენილია საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის 35 მდინარის მონაცემების მიხედვით, საშუალო თვიური მინიმალური ჩამონადენის q_{min} განსასაზღვრავად. მას შემდეგი სახე აქვს:

$$q_{\text{min}} = 0,153 F^{0,034} M_0^{0,94} \text{ ლ/წმ } 1 \text{ კმ}^2\text{-დან,} \quad (4.63)$$

სადაც F წყალშემკრები აუზის ფართობია, კმ^2 -ობით, ხოლო M_0 —წლიური ჩამონადენის ნორმა $\text{ლ/წმ } 1 \text{ კმ}^2$ -დან.

ნ. დ. ანტონოვის ფორმულებს, რომლებიც შედგენილია ზაფხულისა და ზამთრის მინიმალური ხარჯების საშუალო მოდულის განსასაზღვრავად, შემდეგი სახე აქვთ:

ზაფხულის მინიმუმებისათვის

$$q_{\text{ზაფ}} = M_0^{1,3} \left(0,53 F^{0,035} - \frac{K}{(\alpha + 1)^{0,25}} \right) \text{ ლ/წმ } 1 \text{ კმ}^2\text{-დან;} \quad (4.64)$$

ზამთრის მინიმუმებისათვის

$$q_{\text{ზამთ}} = M_0^{0,85} \left(0,63 F^{0,035} - \frac{K}{(\alpha + 1)^{0,25}} \right) \text{ ლ/წმ } 1 \text{ კმ}^2\text{-დან,} \quad (4.65)$$

სადაც M_0 არის ჩამონადენის საშუალო წლიური მოდული (ნორმა), გამოსახული $\text{ლ/წმ } 1 \text{ კმ}^2$ -დან; F —აუზის ფართობი, კმ^2 -ობით; α —მდინარის წყალშემკრები აუზის ტბიანობა, პროცენტობით; K —გეოგრაფიული პირობების გამომსახველი პარამეტრი, რომელიც განისაზღვრება ზაფხულისა და ზამთრის მინიმუმებისათვის ანტონოვის მიერ შედგენილი სპეციალური რუკებიდან.

ნ. დ. ანტონოვის ფორმულა უფრო ზუსტი და საფუძვლიანია, ვიდრე მ. ე. შეველიოვის ფორმულა, მაგრამ აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ არც ანტონოვის ფორმულა იძლევა ზუსტ შედეგს, რადგან პრაქტიკულად დიდ სიძნელეს წარმოადგენს ყველა იმ ფაქტორის გათვალისწინება, რომელიც მოქმედებს მდინარის მინიმალური ჩამონადენის სიდიდეზე.

მდინარეთა მხარი ჩამონადენი

§ 36. მყარი ჩამონადენის სახეები და მათი ძირითადი მახასიათებლები

ჰიდროლოგიაში მყარი ჩამონადენის (ნატანის) ორ ძირითად სახეს განასხვავებენ: ტივტივა და ფსკერული ნატანი. საკითხის სრულყოფილად გაშუქების მიზნით ნატანის აღნიშნულ სახეებს უნდა დამატოს აგრეთვე მესამეც, კერძოდ, წყალში ქიმიურად გახსნილი მყარი ნ.ეთიერებათა (მარილების) ნაწილაკები; მაგრამ უნდა აღინიშნოს, რომ ეს უკანასკნელი შეიძლება მხედველობაში არ მივიღოთ იმ მოსაზრებით, რომ მათი რაოდენობა ნაკადში მეტისმეტად მცირეა და არავითარ გავლენას არ ახდენს დინამიკურ პროცესებზე.

მყარი ჩამონადენის იმ ნაწილს, რომელთა გადაადგილება წარმოებს მის გარემომცველ წყლის მასასთან ერთად, ტივტივა ნატანს უწოდებენ; ნატანის იმ ნაწილს კი, რომელთა გადაადგილება მდინარის ფსკერის გაყოლებით ხდება—უწოდებენ ფსკერულ ნატანს. არსებობს აგრეთვე ნატანის შუალედი კატეგორია, ე. წ. ფსკერისპირა ნატანი, რომელზედაც ქვემოთ გვექნება საუბარი. ნატანი წყლის ნაკადთან ერთად ტრანზიტულად ჩაედინება წყალსატევებში (ოკეანე, ზღვა, ტბა, წყალსაცავი), ხოლო ფსკერული ნატანი კი ნაწილაკების სიმსხოს შესაბამისად, თანდათანობით დაილამება მდინარის კალაპოტის გასწვრივ და ახდენს ამ უკანასკნელის ფორმირებას.

ნატანის მარცვლების (ნაწილაკების) გეომეტრიული ფორმა იმისდა მიხედვით იცვლება, თუ რა პირობებში უხდება მათ გადაადგილება. მაგალითად, მდინარეში, სადაც ნაკადის ტურბულენტურ მოძრაობასთან გვაქვს საქმე, ნატანის დიდი ზომის მარცვლებს უფრო გლუვი, სფეროსებრი ფორმა აქვს, ვიდრე მცირე ზომისას, რომელთაც უფრო მეტ ხანს უხდებათ ატივენარებულ მდგრადობაში ყოფნა და ამიტომ ნაკლებად განიცდიან ხახუნის ზემოქმედებას.

მდინარის მყარი ნატანის რაოდენობა მრავალ ფაქტორზეა დამოკიდებული. რამდენადაც რთული რელიეფისაა მდინარის წყალშემკრები აუზი და ამავე დროს დიდია მდინარის ქანობი, მით უფრო მეტია ნაკადში ნალექები. მთიან რაიონებში, განსაკუთრებით თავსხმა წვიმების მოსვლის შეიდეგ, წყლის ნაკადს წყალშემკრები აუზის ზედაპირიდან მდინარეში ჩააქვს დიდი რაოდენობის გამორეცხილი მასალა.

ნატანის იმ რაოდენობას, რომელიც მდინარეში გაივლის დროის რომელიმე წინასწარ შერჩეული პერიოდის (დღე-ღამე, თვე, წელი) განმავლობაში, ეწოდება მდინარის მყარი ჩამონადენი და გამოისახება კილოგრამობით ან კიდეც ტონობით. ნატანის იმ რაოდენობას კი, რომელიც გაივლის მდინარის კალაპოტის განივკვეთში ერთეული დროის (წამის) განმავლობაში, ეწოდება ნატანის ხარჯი და გამოისახება კგ/წმ-ობით.

ფსკერული ნატანის ხარჯი აღინიშნება G -ით, ხოლო ტივტივა ნატანისა კი R ით.

ნატანის იმ რაოდენობას, რომელსაც შეიცავს ერთეული მოცულობის წყალი, ეწოდება წყლის სიმღვრივე და აღინიშნება ρ -ით. მისი საშუალო სიდიდე გამოითვლება ასეთი გამოსახულებით:

$$\rho_{\text{საშ}} = \frac{1000R}{Q} \text{ გრ/მ}^3, \quad (5.1)$$

სადაც R ნატანის ხარჯია, კგ/წმ, ხოლო Q —წყლის ხარჯი, მ³/წმ. აქედან ცხადია, რომ ტივტივა ნატანის ხარჯი R კგ/წმ = ρQ , სადაც სიმკვრივე ρ გამოსახულია გლიტრებში ან კგ/მ³ობით.

ზღინარეთა მყარი ჩამონადენის შემადგენელი მარცვლების სიმსხოთა დასახასიათებლად გ. ი. შამოვი ნატანის ასეთ დაყოფას იძლევა:

ა) ტივტივა ნატანისათვის (ცხრ. 27).

ცხრილი 27

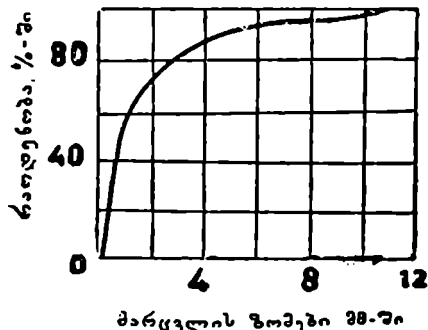
ნატანის შემადგენლობა	ხრეში	კვიშა			მტვერი		ღამი		თბა
		მსხვილი	საშუალო	წვრილი	წვრილი	მსხვილი	მსხვილი	წვრილი	
მარცვლის დიამეტრი, მმ-ობით	> 1,0	1,0—0,5	0,5—0,2	0,2—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001

ბ) ფსკერული ნატანისა და დანალექისათვის (ცხრ. 28).

ცხრილი 28

ნატანის შემადგენლობა	კენჭი და მსხვილი ხრეში	ხრეში		კვიშა			მტვერი და ღამი	
		საშუალო	წვრილი	მსხვილი	საშუალო	წვრილი	მსხვილი	წვრილი
ნაწილაკების დიამეტრი	> 5	5,0—2,0	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,2	0,2—0,1	0,1—0,05	< 0,05

მდინარის მყარი ნატანის გრანულომეტრული შემადგენლობის დასახსიათებლად აგებენ სპეციალურ გრაფიკს—ინტეგრალურ მრუდს (ნახ. 62), რომლის აბსცისათა ლერძზე გადაიზომება ცალკეული ფრაქციების რიცხობრივი მახასიათებელი



ნახ. 62. ნატანის გრანულომეტრული შემადგენლობის ინტეგრალური მრუდი.

მზარდი რიგით, ორდინატების ლერძზე კი—ყველა ფრაქციის ნატანის პროცენტული რაოდენობები მოცემული ფრაქციის ჩათვლით. ამ შემთხვევაში ნატანის შემადგენელი ფრაქციების საშუალო დიამეტრის დასადგენად შეიძლება ვისარგებლოთ ასეთი ფარდობით:

$$d_{სა} = \frac{a}{a+b} D, \quad (5.2)$$

სადაც a —გრადიენტის ის ფართობია, რომელიც შემოსაზღვრულია ორდინატთა ლერძით, კვადრატის

ზედა ნაწილით და მოცემული მრუდით; $(a+b)$ მთელი კვადრატის ფართობია, რომელიც ერთის ტოლია; D —ნატანის ყველაზე დიდი ნაწილაკის დიამეტრი.

§ 37. უსაქარდი ნაჰანნი

1. ფხკერული ნატანის გადაადგილება. ფხკერული ნატანის გადაადგილება დამოკიდებულია ნაწილაკების სიმსხოზე, მათ ადგილმდებარეობასა მდინარის ფხკერზე და ნაკადის დინების ჰიდრაულიკურ პირობებზე. ლაბორატორიული და სავლე გამოკვლევებით დადგენილია, რომ მდინარის ფხკერზე მოთავსებული ნატანის ცალკეული ნაწილაკი გადაადგილებას იწყებს მას შემდეგ, როცა მასზედ მოქმედი ნაკადის სიჩქარე მიაღწევს ისეთ ზღვრულ მნიშვნელობას, რომლის დროსაც ნაწილაკი კარგავს მდგრად მდგომარეობას და მოსწყდება ფხკერს (ეს მოვლენა განსაკუთრებით თვალსაჩინოდ შეინიჩნევა კენჭოვან ქვიშოვანი ნატანის მაგალითზე).

საერთოდ, ნატანის ნაწილაკებზე მოქმედებს ორი ძალა: შუბლური წინალობისა და ამწევი ძალები. ამ პირობიდან გამომდინარე, ერიმ (1885 წელს) მოგვცა შემდეგი სახის ფუნქციონალური დამოკიდებულება ფხკერული ნატანის ცალკეული ნაწილაკის წონასა და ნაკადის იმ ზღვრულ სიჩქარეს შორის, რომლის დროსაც ნაწილაკი იწყებს გადაადგილებას:

$$P = Au^b, \quad (5.3)$$

სადაც P არის ნაწილაკის წონა, μ —ნაწილაკის დამძრავი სიჩქარე, ხოლო A —კოეფიციენტი, რომლის სიდიდე დამოკიდებულია ნაწილაკის ფორმასა და კუთარ წონაზე.

(5.3) ფორმულა, რომელიც ლიტერატურაში ცნობილია ერის კანონის სახელწოდებით, გვიჩვენებს, რომ გადატანილი ნაწილაკების წონა პროპორციულია სიჩქარის ეფექტურ ხარისხისა. ერის კანონი განსაკუთრებით მართებულია ფსკერული ნატანის ძალიან მსხვილი ფრაქციებისათვის, წვრილი ნაწილაკებისათვის კი საჭიროა სხვა ემპირიული დამოკიდებულებების გამოყენება.

მ. ა. ველიკანოვმა ლაბორატორიულ გამოკვლევათა საფუძველზე, რომელიც მან ჩაატარა $0,1 \leq d \leq 5,0$ მმ-ის ზომის ნატანისათვის, შეისწავლა ურთიერთდამოკიდებულების კავშირი ნატანის შემადგენელი ნაწილაკების დიამეტრსა და ნაკადის იმ v_0 საშუალო სიჩქარეს შორის, რომლის დროსაც ნაწილაკი იწყებს გადაადგილებას:

$$v_0 = 3,14\sqrt{15d} + 0,006 \text{ მ/წმ.} \quad (5.4)$$

მ. ა. ველიკანოვის ფორმულა პრაქტიკულად საკმარის სიზუსტეს იძლევა იმ შემთხვევებისათვის, როცა ნატანის ნაწილაკების დიამეტრი $d \leq 5$ მმ-ზე.

ზღვრული სიჩქარის გამოსათვლელი სხვა ფორმულებიდან პირველ რიგში შეიძლება დავასახელოთ ლ. გ. გველესიანის, ვ. ნ. გონჩაროვის, თ. თ. ლევის, გ. თ. შამოვისა და სხვათა ფორმულები, სახელდობრ:

ლ. გ. გველესიანის ფორმულას (1946 წ.) ასეთი სახე აქვს:

$$v_0 = 3,4 \frac{\lg \frac{8,8h}{d}}{\lg \frac{12D+d}{d}} \sqrt{d} \text{ მ/წმ,} \quad (5.5)$$

სადაც h არის ნაკადის საშუალო სიღრმე, d —ნაწილაკების საშუალო დიამეტრი, ხოლო D ფსკერული ნატანის ნაწილაკების მაქსიმალური დიამეტრი. ყველა სიდიდე გამოსახულია მეტრობით. ამ ფორმულის განმარტება მოყვანილია ქვემოთ.

ვ. ნ. გონჩაროვის ფორმულა (1954 წ.)

$$v_0 = \lg \frac{8,8h}{D} \sqrt{\frac{2\gamma(\gamma_1 - \gamma)}{\gamma_1 \gamma}} d_{\text{სა}} \text{ მ/წმ,} \quad (5.6)$$

სადაც γ_1 არის ნატანის ერთეული მოცულობის წონა, γ —წყლის მოცულობითი წონა, $d_{\text{სა}}$ —მდინარის კალაპოტის მაფორმირებელი ნატანის საშუალო დიამეტრი (დანარჩენი აღნიშვნები იგივეა). ყველა სიდიდე გამოსახულია მეტრობით.

ზღვრული „არაგადამძრავი“ v_8 სიჩქარიდან, რომლის დროსაც ნატანის ნაწილაკები მდინარის ფსკერზე არამდგრად მდგომარეობაში იმყოფება, „გადაძრავ“ u_{8e} სიჩქარეზე გადასასვლელად ვ. ნ. გონჩაროვი ასეთ გამოსახულებას იძლევა:

$$\frac{u_{8e}}{v_8} = 1,40. \quad (5.7)$$

ი. ი. ლევის ფორმულა (ქვიზნარი ნატანის შემთხვევისათვის)

$$u = 1,4 \sqrt{gd \frac{(\gamma_1 - \gamma)}{\gamma}} \left(\frac{h}{d} \right)^{0,2} \text{ მ/წმ}; \quad (5.8)$$

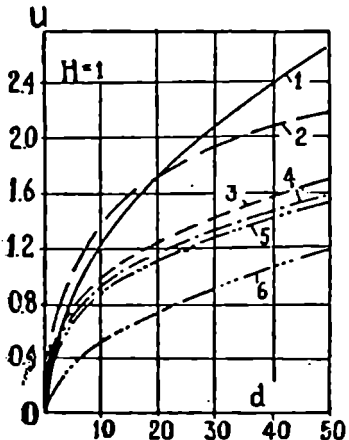
ყველა სიდიდე მოცემულია მეტრებით.

ბ. ი. შამოვის ფორმულა (1959 წ.)

$$u = 4,4 \sqrt{d} \left(\frac{h}{d} \right)^{1/6} \text{ მ/წმ}; \quad (5.9)$$

ყველა სიდიდე მოცემულია მეტრებით.

ანრივად, თუ გვეკოდინება ზღვრული სიჩქარეები, მაშინ ნაკადის საშუალო სიჩქარისა და სიღრმის მიხედვით შეგვეძლება ვიმსჯელოთ მდინარეში მოძრავი ნატანის ნაწილაკების სიბსხოზე ან კიდევ, პირიქით, მდინარის კალაპოტში არსებული ნატანის სიბსხოს მიხედვით შეიძლება წაზომოდგენა ვიქონიოთ ნაკადის იმ სიჩქარეზე, რომლის დროსაც აღგილი ექნება წინასწარ მოცემული ფრაქციის ნაწილაკების დაღეკვას მდინარის კალაპოტში.



ნახ. 63. $u = f(d)$ დამოკიდებულების მრუდები, აგებული სხვადასხვა ავტორების ფორმულებით მიხედვით: 1—ველიკანოვის; 2—ლევის; 3—შამო-ნიხედვით აგებული მრუდები პრავის; 4—გველე, იანის; 5—გონჩაროვის; 6—ერის, კტიკულად თითქმის ერთი და იმავე სიზუსტისაა. ერის ფორმულა, რომელიც ფსკერული ნატანის გადაადგილების ზღვრულ სიჩქარეებს საზღვრავს, იძლევა საგრძნობლად

ნახ. 63-ზე მოცემულია ზღვრული სიჩქარეების მრუდები $u = f(d)$, გამოთვლილი შამოვის მიერ ყველა ზემოჩამოთვლილი ფორმულით იმ შეთხვევისათვის, როცა ნაკადის სიღრმე $H = 1$ მეტრს. აღნიშნული გრაფიკიდან ჩანს, რომ შამოვის, გველესაინისა და გონჩაროვის ფორმულების

შემცირებულ მონაცემებს. ველიკანოვის ფორმულა, პირიქით, 5 მმ-ზე მეტი დიამეტრის მქონე ნაწილაკებისათვის აჩვენებს გაზრდილ სიჩქარეს; ლევის ფორმულა კი შეესაბამება გამრეცხ სიჩქარეებს.

2. ფსკერული ნატანის ხარჯის გამოსათვლელი ფორმულები. მდინარის ფსკერული ნატანის ხარჯის გამოსათვლელად მრავალი ემპირიული ფორმულა არსებობს: შოკლიჩის, ლოპატინის, ლევის, გველესიანის, გონჩაროვისა და სხვ.

ფსკერული ნატანის ხარჯის დასადგენად ა. შოკლიჩის მიერ მოცემულია შემდეგი სახის ფორმულა:

$$G = \frac{7000}{\sqrt{d}} i^{3/2} (q - q_0) \text{ კგ/წმ } 1 \text{ მ სიგანეზე,} \quad (5.10)$$

სადაც G არის ნატანის ხვედრითი ხარჯი, კგ/წმ, კალაპოტის 1 მ სიგანეზე;

d —ნატანის ნაწილაკების საშუალო დიამეტრი, მმ-ობით;

i —ნაკადის ქანობი;

q —წყლის ხარჯი, მ³/წმ, კალაპოტის 1 მ სიგანეზე;

q_0 —წყლის ხარჯი 1 მ სიგანეზე, რომლის დროსაც იწყება ნატანის ნაწილაკების გადაადგილება; ის გამოითვლება შემდეგი გამოსახულებით:

$$q_0 = \frac{0,00001944 d}{i^{1/2}}$$

ამგვარად გამოთვლილი ნატანის ხვედრითი ხარჯის გადამრავლებით კალაპოტის აქტიურ სიგანეზე მიიღება ნატანის ხარჯი მდინარის კალაპოტის მთელი კვეთისათვის.

გ. ლოპატინის ფორმულა:

$$G = 1400 \frac{(v - u) \sqrt{i^3}}{\sqrt{d}} \text{ კგ/წმ } 1 \text{ მ სიგანეზე,} \quad (5.11)$$

სადაც v არის ნაკადის საშუალო სიჩქარე, მ/წმ;

u —ნაკადის ის ზღვრული სიჩქარე, რომლის დროსაც იწყება ნაწილაკების გადაადგილება;

d —ნატანის საშუალო დიამეტრი, მმ-ობით.

ბ. ლევის ფორმულა:

$$G = 0,002 \left(\frac{v}{\sqrt{gd}} \right)^3 (v - u) \sqrt{\frac{d}{h}} \text{ კგ/წმ } 1 \text{ მ სიგანეზე,} \quad (5.12)$$

სადაც v არის ნაკადის საშუალო სიჩქარე, მ/წმ;

μ —ნაწილაკების გადაადგილების საწყისი სიჩქარე, რომელიც გამოითვლება (5,8) ფორმულიდან;

d —ნატანის საშუალო დიამეტრი, მმ-ობით.

ლ. გველესიანის ფორმულა:

$$G = 13 \frac{d v_H}{\left(l g \frac{12D+d}{d} \right)^2} \left(\frac{v^3}{v_H} - 1 \right) \left(\frac{V}{V_H} - 1 \right) \text{კგ/წმ } 1 \text{ მ სიგანეზე, (5.13)}$$

სადაც D არის ნაწილაკის მაქსიმალური დიამეტრი, მმ-ობით;

d —ნაწილაკის საშუალო დიამეტრი, მმ-ობით

v_H —ზღვრული „არაგადამძრავი“ სიჩქარე; გამოიანგარიშება (5,34) ფორმულიდან.

ვ. გონჩაროვის ფორმულა:

$$G = 1,96 (1 + \varphi) \mu_{გაე} d \left(\frac{v_H}{u_e} \right)^{1,33} \text{კგ/წმ } 1 \text{ მ სიგანეზე, (5.14)}$$

სადაც φ არის ტურბულენტობის პარამეტრი, რომლის მნიშვნელობა სათანადო ცხრილებიდან განისაზღვრება; ასე, მაგალითად, როცა ნატანის საშუალო დიამეტრი $d > 1,55$ მმ, $\varphi = 1$;

$\mu_{გაე}$ —ნაწილაკის „გადამძრავი“ სიჩქარე, მ/წმ, რომელიც გამოიანგარიშება (5.7) ფორმულიდან;

v_H —ნაკადის ზღვრული „არაგადამძრავი“ სიჩქარე, რომლის დროსაც ნაწილაკები კალაპოტის ფსკერზე არამდგრად მდგომარეობაში იმყოფება. ის გამოიანგარიშება (5.6) ფორმულიდან.

გ. შამოვი ნატანის ხვედრითი ხარჯის საანგარიშოდ შემდეგისაბის ფორმულას იძლევა (როცა $d > 0,15-0,2$ მმ):

$$G = 0,95 \sqrt{d} \left(\frac{v}{u} \right) (v - u) \sqrt{\frac{d}{h}} \text{კგ/წმ } 1 \text{ მ სიგანეზე, (5.15)}$$

სადაც d არის ნატანის ნაწილაკების საშუალო დიამეტრი, მეტრობით;

v —ნაკადის საშუალო სიჩქარე ვერტიკალზე, მ/წმ;

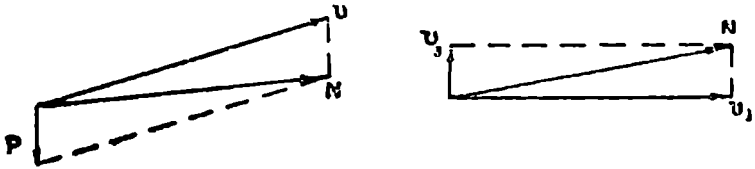
d —ნაკადის ის საშუალო ზღვრული სიჩქარე, რომლის დროსაც ნაკადი გადადის მოძრაობის მდგომარეობაში; ის გამოითვლება (5.9) ფორმულიდან;

h —ნაკადის საშუალო სიღრმე, მეტრობით;

გარდა ზემოთყვანილი ფორმულებისა, არსებობს აგრეთვე სხვა მრავალ ავტორთა მიერ შემუშავებული ემპირიული ფორმულებიც, მაგრამ მათ არ ვიხილავთ.

ცნობილია, რომ ყოველ მდინარეში ადგილი აქვს წყლის ნაკადის ტურბულენტურ-მოძრაობას, რომლის დროსაც ნატანის ცალკეული წიკრე ზომის ნაწილაკები ტივტივა მდგომარეობაში მოძრაობს.

ტივტივა მდგომარეობაში მყოფ მყარ ნაწილაკზე, როგორც წესი, მოქმედებს ორი ძალა: ნაკადის ქველის u სიჩქარე, რომელიც იმართულია რაღაც გარკვეული კუთხით ჰორიზონტალური სიბრტყის მიმართ, და ნაწილაკის P წონა, მიმართული ქვემოთ. ამ ორი ძალის გავლენით ნაწილაკმა უნდა იმოძრაოს რომელიღაც გარკვეული N -ტოლქმედის გასწვრივ (ნახ. 64). დავშალოთ ეს ტოლქმედი ვერტიკალურ u_1 და ჰორი-



ნახ. 64. სიჩქარის ვერტიკალური და ჰორიზონტალური მდგენელები.

ზონტალურ u_1 მდგენელებად. ვერტიკალური ძალა u_2 -ის ძალაა, რომელიც ატივტივებულ მდგომარეობაში ამყოფებს მყარ ნაწილაკებს; მისი სიდიდე დაახლოებით u_1 სიდიდის 5-10%-ს შეადგენს და ამ ფარგლებში ის თავის მაქსიმუმს აღწევს ფსკერთან, ხოლო მინიმუმს (ნულს) კი — წყლის ნაკადის ზედაპირთან. აღნიშნულის გამო შეიძლება დავასკვნათ, რომ ტივტივა ნატანის ნაწილაკები ვერტიკალურ სიბრტყეში თანმიმდევრულად უნდა განლაგდეს თავიანთი სიჩქარის მიხედვით: ფსკერთან ყველაზე მსხვილი ნაწილაკები, ხოლო წყლის ზედაპირთან ახლოს (რაღაც სიმაღლეზე) კი — ყველაზე წვრილი ნაწილაკები.

სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელი u_1 , როგორც წესი, მატულობს ნაკადის საშუალო სიჩქარის გაზრდასთან ერთად. მისი სიდიდის გასარკვევად განვიხილოთ ნაწილაკის ვარდნის პროცესი დამდგარ წყალში. დამდგარ წყალში მოხვედრილი მყარი ნაწილაკი მცირე დროის (დაახლოებით 1-3 წამი) შემდეგ თანაბრად დაიწყებს ვარდნას, რაც აიხსნება ნაწილაკის სიმძიმის ძალისა და მისი მოძრაობის საწინააღმდეგოდ მოქმედი ძალის ურთიერთ ტოლობით. დამდგარ წყალში ნაწილაკის ვარდნის ამ თანაბარ სიჩქარეს 15°C ტემპერატურის დროს უწოდებენ ნაწილაკის ჰიდრაულიკურ ზომას ან კადვე ჰიდრაულიკურ სიმსხოს (α) და გამოსახავენ შემდეგნაირად. მისი სიდიდე დამოკიდებულია ნაწილაკის დიამეტრსა და სიმკვრივეზე და აგრეთვე წყლის სიმკვრივეზე. იმისათვის, რომ ტურბულენტურ ნაკადში მოხვედრილი მყარი

ნაწილაკი ატივტივდეს, აუცილებელია სინჯარის ვერტიკალური v_3 მდგენელი იყოს იგივე ან ტოლი განსახილველი ნაწილაკის ჰიდრავლიკური სიმსხოსი. როცა $v_3 < w$, ნატანის ნაწილაკები იღებება ფსკერზე.

ჰიდრავლიკური სიმსხოს (w) საშუალო შეწონილი სიდიდის გამო. სათვლელად ასეთ ფორმულას იყენებენ:

$$w = \frac{\sum w_i P_i}{100}, \quad (5.16)$$

სადაც P_i —ტივტივა ნატანში შემავალი ცალკეული ფრაქციის (წონით აღებული) პროცენტული რაოდენობაა; w —ნატანში შემავალი ცალკეული ფრაქციის ნაწილაკების საშუალო ჰიდრავლიკური სიმსხო, რომელიც გამოითვლება შემდეგი გამოსახულებით:

$$w_i = \frac{w_1 + w_2 + \sqrt{w_1 + w_2}}{3}. \quad (5.17)$$

ამ გამოსახულებაში w_1 და w_2 —ცალკეული ფრაქციის ნაწილაკების ჰიდრავლიკური სიმსხოს ზღვრული მნიშვნელობებია.

ნაკადში არსებულ ტივტივა ნატანის რაოდენობის დახასიათებას ახდენენ ე. წ. p წყლის სიმღვრივით, რომლის სიდიდე გამოითვლება (5.1) ფორმულით. საბჭოთა კავშირის ზოგიერთ მდინარეთათვის 29-ე ცხრილში მოცემულია მათი შესაბამისი წყლის სიმღვრივისა და ტივტივა ნატანის ჩამონადენის სიდიდეები.

ცხრილი 29

მდინარე	პუნქტი	წყალშემკრების ფართობი (კმ ²)	საშუალო წლიური		
			სიმღვრივე, p გ/მ ²	ხარჯი, R კვ.წმ	ტივტივა ნატანის ჩამობად., მლნ ტონა
დნეპრი	ქ. კიევი	327700	58	42	1,8
ვოლგა	ქ. დუბოვკა	1351000	105	810	25,5
ენისეი	ს. იგარკა	2472000	18,8	333	10,5
ამუ-დარია	ქ. კერჩი	226800	3500	6900	217,0
თერგი	სად. კავა ლინსკი	36840	2180	690	26,0
რიონი	ს. საქოჩაკიძე	13320	560	222	7,0
რიონი	ს. ნამოხვანი	3450	900	115	3,63
მტკვარი	ლიკვანი	10500	525	44,2	1,39
"	ძეგვი	18000	1430	232,0	7,30
"	ობილისი	21100	1485	304,0	9,65
"	ს. საბირაბადი	178200	1950	115,0	36,30
ენგური	ს. ჯვარი	3170	490	71,3	2,25
ცხენისწყალი	ზუბი	1700	98,5	68,7	2,17
ტოროზი	ერგე	22000	248	244,0	7,70
არაგვი	ყინვალის	1900	631	27,5	0,87
ალაზანი	კიაური	4530	434	27,2	0,86

წყლის სიმღვრივე ცვალებადობას განიცდის ნაკადის ცოცხალ კვეთში, მის სიგრძეზე და დროის მიხედვით.

მდინარის კალაპოტის ცოცხალ კვეთში ნატანის განაწილებას არათანაბარი სახე აქვს, კვრძოდ, მაქსიმალური სიმღვრივე შეიმჩნევა მდინარის ფსკერთან და ნაპირებთან (შედარებით მსხვილი ტივტივა ნაწილაკების ხარჯზე). ცოცხალ კვეთში ნატანის განაწილების განსაკუთრებით არათანაბრობაა მდინარის იმ უბნეაში, რომლებიც ინტენსიურ გამორეცხვას განიცდიან. რაც უფრო წვრილი ნაწილაკებისაგან შედგება ნატანი, მით უფრო თანაბრად ხდება მათი განაწილება მდინარის ცოცხალ კვეთში. მდინარის სივანეში სიმღვრივე, ჩვეულებრივ, იზრდება ნაკადის შუა ნაწილისაკენ.

წყლის ნაკადის მიერ გადატანილი ნატანის რაოდენობა, ჩვეულებრივ, მდინარის სათავედან შესართავისაკენ მატულობს; წყლის ერთეულ მოცულობაში შემავალი ნატანის რაოდენობა—სიმღვრივე კი მდინარის სიგრძეზე შეიძლება სხვადასხვა იყოს; ასე, მაგალითად, ჩრდილოეთიდან საბჭოეთისაკენ გამდინარე მდინარეებში (ვოლგა, დნეპრი, დონი) სიმღვრივე, ჩვეულებრივ, მატულობს ქვემოთ, დინების მიმართულებით, რაც განპირობებულია ეროზიულ პროცესების ინტენსიურობის უფრო ჩქარი მოქმედებით მდინარის წყლიანობის გაზრდასთან შედარებით; საბჭოეთიდან ჩრდილოეთისაკენ გამდინარე მდინარეებში (ობი, ენისეი, ლენა) კი—სიმღვრივე ქვემოთ, დინების მიმართულებით მცირდება, რადგან ამ შემთხვევაში მდინარეში გამორეცხვის პროდუქტის დაგროვება გაცილებით უფრო ნელა მიმდინარეობს, ვიდრე მისი წყლიანობის ზრდა.

წყლის განმავლობაში მდინარის წყლის სიმღვრივე დიდ ფარგლებში იცვლება. ვაკის მდინარეებში ყველაზე მეტი სიმღვრივე შეიმჩნევა გაზაფხულის წყალდიდობის პერიოდში, რომლის დროსაც მდინარეთა აუზების კალთები ინტენსიურად ჩამოირეცხება, მინიმალური კი—ზამთრის პერიოდში, რომლის დროსაც მდინარეები ძირითადად იკვებება მიწისქვეშა წყლებით. მდინარეთა წყლის სიმღვრივე დამოკიდებულია აგრეთვე განსახილველი რაიონის ტერიტორიის ტენიანობის ხარისხსა და მის სასოფლო-სამეურნეო მიწებისათვის გამოყენებაზე.

პატარა მდინარეებში სიმღვრივისა და წყლის ხარჯის მაქსიმუმები ერთიმეორეს ემთხვევა, რაც იმით არის გამოწვეული, რომ ამ შემთხვევაში წყლის მაქსიმალური ხარჯის მოსვლის მოკენტი შეესაბამება აუზის ტერიტორიის ინტენსიურ ჩამორეცხვას.

ვაკის მდინარეების პირობებში ტივტივა ნატანის საერთო რაოდენობა მყარი ჩამონადენის ძირითად ნაწილს (დაახლოებით 85-98%) შეადგენს. მთის მდინარეებში კი მისი რაოდენობა ზოგჯერ შეიძლება ნაკ-

ლები იყოს ფსკერული ნატანის რაოდენობაზე. რაიონებში, სადაც მდინარეთა წყლის რეჟინი რეგულირებულია ტბებით ან კიდევ წყალსაცავებით, ტივტივა ნატანის ჩამონადენი მკვეთრად მცირდება და, ამგვარად, იგი შედარებით თანაბრად ნაწილდება წლის განმავლობაში.

საბჭოთა კავშირში ყველაზე მეტი საშუალო წლიური წყლის სიმღვრივე აქვს კავკასიის ალპსავლეთი ნაწილის მთია მდინარეებს, ასე, მაგალითად, სოფ. ჩოგარ-ოტარასთან მდ. აქსაის საშუალო წლიური წყლის სიმღვრივე 11800 გ მ³ შეადგენს. საერთოდ, საბჭოთა კავშირის მდინარეებისათვის საშუალო სიმღვრივის მიახლოებითი გამოთვლისათვის შეიძლება ვისარგებლოთ ბ. ი. შამოვის მიერ ამ მიზნისათვის სპეციალურად შედგენილი რუკით (იხ. ჰიდროლოგიის კურსის რუსული გამოცემები).

§ 39. მყარი ჩამონადენის გაანგარიშება

1. ზოგადი მითითებანი. მდინარის მყარი ჩამონადენის სიდიდე განისაზღვრება მდინარის მიერ დროის მოცემულ პერიოდში გატარებული ატივტივებული და ფსკერული ნატანის ჯამური რაოდენობით (ტონობით). ისე, როგორც თხიერი ჩამონადენი, ნატანის ჩამონადენიც შეიძლება განოსახულ იქნეს საშუალო თვიური, საშუალო წლიური და მრავალწლიური პერიოდისათვის. უქანასკნელ შემთხვევაში ნატანის ჩამონადენს უწოდებენ ნატანის საშუალო მრავალწლიურ ხარჯს (ნორმას). ზოგჯერ მყარ ჩამონადენს ანგარიშობენ მდინარის წყალმემკრები აუზის ერთეული ფართობისათვის, რომელსაც ნატანის ჩამონადენის მოდულს უწოდებენ და გამოსახავენ ტონობით 1 კმ² ფართობიდან.

2. ტივტივა ნატანის ჩამონადენი. იმისდა მიხედვით, თუ რამდენად სრულყოფილადაა შესწავლილი მდინარე მყარი ჩამონადენის მხრივ, ტივტივა ნატანის ნორმის დადგენას სხვადასხვა წესით აწარმოებენ. ხანგრძლივი პერიოდის (10 წელზე მეტი) დაკვირვებათა მონაცემების შემთხვევაში ატივტივებული ნატანის ჩამონადენის განსაზღვრა თხიერი ჩამონადენის ნორმის გამოთვლის წესის ანალოგიურია (§ 28); ასე, მაგალითად, იგი გამოითვლება როგორც საშუალო არითმეტიკული სიდიდე დაკვირვებათა პერიოდის სხვადასხვა წლების შესაბამისი ნატანის წლიური ჩამონადენის მნიშვნელობებიდან; რაც უფრო ხანგრძლივია დაკვირვებათა წლების პერიოდი, მით უფრო ზუსტად შეიძლება გამოთვლილ იქნეს ნატანის ჩამონადენის ნორმა.

ჰიდროლოგიური ანგარიშების პრაქტიკაში ხშირად საკმე გვაქვს იქეთ შემთხვევასთან, როცა ტივტივა ნატანის ჩამონადენზე ჩატარებულ დაკვირვებათა ხანგრძლიობა (წლების რიცხვი) არასაკმარისია ნატანის ჩამონადენის ნორმის პრაქტიკულად ზუსტად გამოსათვლელად. ასეთი

შემთხვევისათვის არსებობს ნატანის ჩამონადენის ნორმის განსაზღვრის ორი წესი.

პირველი წესი ექვემდებარება დაწვებას, რომ ალტერატიულად ნატანის წლიური ჩამონადენის სიდიდე პირდაპირპროპორციულ დანაკიდებულებაშია წყლის წლიურ ჩამონადენთან. აღნიშნულის თანახმად, თუ გვეცოდინება დაკვირვებათა წლისათვის (წლებისათვის) ტიეტევა ნატანის ჩამონადენის R_i სიდიდე და, შეაბანისად, იმავე წლისათვის (წლებისათვის) წყლის Q_i ჩამონადენი და აგრეთვე წყლის წლიური ჩამონადენის Q_0 ნორმა, მაშინ ტიეტევა ნატანის ნორმა შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს ასეთი გამოსახულებით:

$$R_{ii} = \frac{Q_i}{Q_0} R_i \quad (5.18)$$

მეორე წესის გამოყენება იმ შემთხვევაში შეიძლება, როცა წყლის ჩამონადენზე ჩატარებულ დაკვირვებათა წლების რიგი საქმარისია ვარიაციის კოეფიციენტის გამოსათვლელად, ხოლო ტიეტევა ნატანის ჩამონადენზე დაკვირვებათა მასალები გვაქვს 1-2 წლისათვის. ტიეტევა ნატანის ჩამონადენის ნორმის ამ წესით განსაზღვრა გულისხმობს დაშვებას, რომ ერთსა და იმავე წლებში წყლის ჩამონადენი და ტიეტევა ნატანის ჩამონადენი ერთნაირი უზრუნველყოფით ხასიათდება (გ. კ. ივანოვის წესი). შესაბამისად, თუ გვეცოდინება წყლის ჩამონადენის ვარიაციის C_q კოეფიციენტი, შეგვეძლება გამოვივლოთ (გ. ვ. ლობათინის ფორმულებით) ატიეტევიებული ნატანის საშუალო წლიური ხარჯების ვარიაციის C_{R_i} კოეფიციენტი, სახელდობრ, ვაკის მდინარეებისათვის

$$C_{R_i} = 1,61 C_q \quad (5.19)$$

მთის მდინარეებისათვის

$$C_{R_i} = 3,45 C_q \quad (5.20)$$

შერეული ტიების მდინარეებისათვის

$$C_{R_i} = 2,22 C_q \quad (5.21)$$

ამის შემდეგ მოცემული მდინარისათვის გაიანგარიშება ტიეტევა ნატანის წლიური ჩამონადენის უზრუნველყოფის თეორიული მრუდის ასიმეტრიის კოეფიციენტი $C_{R_i} = 2 C_{R_i}$, რომლის მიხედვით ს. ი. რიბკინის ცხრილიდან (ცხრილი 17) მოიძებნება სხვადასხვა უზრუნველყოფის შესაბამისი მოდულის კოეფიციენტების მნიშვნელობანი და ამდაგვარად აიგება ალტერატიული ნატანის წლიური ჩამონადენის მოდულის კოეფიციენტების

უზრუნველყოფის თეორიული მრუდი. იმავე გრაფიკზე დააქვთ აგრეთვე წყლის წლიური ჩამონადენის მოდულის კოეფიციენტების უზრუნველყოფის მრუდი, რომლის მიხედვითაც გამოითვლება წყლის ჩამონადენის მოდულის კოეფიციენტის უზრუნველყოფა იმ წლისათვის, რომლისთვისაც არსებობს ნატანის ჩამონადენის ზონაცემები. და ბოლოს, უზრუნველყოფის ამ მნიშვნელობისათვის განისაზღვრება ტივტივა ნატანის ჩამონადენის მოდულის K_i კოეფიციენტი და, შესაბამისად, ნატანის ჩამონადენის ნორმა

$$R_0 = \frac{R_i}{K_i}, \quad (5.22)$$

სადაც R_i არის ნატანის საშუალო წლიური ხარჯი განსახილველი წლისათვის,

K_i —მოდულის კოეფიციენტი (იმავე წლისათვის).

როცა ატივინარებული ნატანის წლიურ ჩამონადენზე რამდენიმე წლის დაკვირვებათა მასალები არსებობს, მაშინ მისი შესაბამისი ჩამონადენის ნორმა ასეთი ფორმულით გამოითვლება:

$$R_0 = \frac{\frac{R_1}{K_1} + \frac{R_2}{K_2} + \frac{R_3}{K_3} + \dots + \frac{R_n}{K_n}}{n}, \quad (5.23)$$

სადაც $K_1, K_2, K_3, \dots, K_n$ იმ ცალკეული წლების ნატანის ჩამონადენის მოდულის კოეფიციენტებია, რომელთათვისაც არსებობენ დაკვირვებათა მიხედვით მიღებული ნატანის ჩამონადენის მნიშვნელობანი $R_1, R_2, R_3, \dots, R_n$;

n —მოცემული მდინარის ნატანის ჩამონადენზე ჩატარებულ დაკვირვებათა წლების რიცხვია.

იმ შემთხვევისათვის კი, როდესაც ტივტივა ნატანის ჩამონადენზე დაკვირვებათა მონაცემები სრულიად არ არსებობს, ნატანის ჩამონადენის ნორმა შეიძლება მიახლოებით განსაზღვრულ იქნეს შამოვის მიერ საბჭოთა კავშირის მთელი ტერიტორიისათვის შედგენილი საშუალო $P_{საშ}$ სიმღვრივის რუკის (აღნიშნული რუკა იხილეთ ჰიდროლოგიის კურსის რუსულ გამოცემებში) გამოყენებით. დადგინდება რა ამგვარად $P_{საშ}$ სიდიდე, განსახილველი მდინარის ტივტივა ნატანის საშუალო წლიური R_0 ჩამონადენი (ნატანის ნორმა) გამოითვლება ასეთი გამოსახულებით:

$$R_0 = \frac{P_{საშ} Q_0}{1000} \text{ კმ/წმ}, \quad (5.24)$$

სადაც Q_0 —წყლის საშუალო მრავალწლიური ხარჯია (წყლის ჩამონადენის ნორმა),

3. ფსკერული ნატანის ჩამონადენი. ფსკერული ნატანის ჩამონა-

დენის განსაზღვრის მეთოდები მეტად სუსტად არის დამუშავებული. ამის მთავარ მიზეზად ამჟამად არსებული ზომებითი ხელსაწყოების არასრულყოფა და ამავე დროს ნატანის მოძრაობის შესწავლის სირთულე უნდა ჩაითვალოს. პირველი მიახლოებით, ფსკერული ნატანის საშუალო ჩამონადენის S_0 სიდიდე შეიძლება ასეთი გამოსახულებით გამოვითვალოთ:

$$S_0 = kR_0 \text{ კგ/წმ}, \quad (5.25)$$

სადაც k არის კოეფიციენტი, რომელაც ვაკის მდინარეებისათვის დაახლოებით მიიღება $0,05 \div 0,10$ -ის ტოლი, ხოლო მთის მდინარეებისათვის კი $0,10 \div 0,70$;

R_0 —ტივტივა ნატანის ჩამონადენის საშუალო მრავალწლიური სიდიდე, გამოსახული კგ/წმ.

ამრიგად, თუ ჩვენ გვეცოდინება ტივტივა R_0 და ფსკერული S_0 ნატანის ჩამონადენის ნორმა ($R_0 + S_0$), მაშინ დროის მოცემული პერიოდისათვის (დეკადური, თვიური, წლიური და ა. შ.) ადვილად შეიძლება გამოთვლილ იქნეს მყარი ნატანის ჯამური—ინტეგრალური ჩამონადენი.

§ 40. მდინარეებში ნაგანის მოძრაობა

ქართულ ტექნიკურ ლიტერატურაში ნაკლებად არის გაშუქებული ის ფრიად რთული და ახალი პრობლემები, რომლებიც დაკავშირებულია მდინარეების ე. წ. მყარი ხარჯის, ანუ ტივტივა, ფსკერულ და ფსკერისპირა ნატანის რეჟიმსა და ჰიდრაულიკასთან, თუმცა ეს საკითხები ზედმიწევნით აქტუალურია ყოველგვარი ჰიდროტექნიკური ნაგებობისათვის განსაკუთრებით მაშინ, როდესაც იგი მთის მდინარეთა პირობებში ხორციელდება.

ზაპისის წყალსაცავის ინტენსიურ დაღამვასთან დაკავშირებით ნატანის ბალანსის გასარკვევად საჭირო შეიქმნა ამ წყალსაცავის მკვებავი მდ. მტკვრისა და არაგვის მყარი (ნატანის) ჩამონადენის გამოანგარიშება.

ამ გაანგარიშების წარმოება შესაძლებელი გახდა ლ. გველესიანის მიერ ჩატარებული საველე დაკვირვებებისა და გაზომვათა მასალების მიხედვით. ამ მასალებმა მოგვცა შემოწმებული შედეგები და სათანადო ფუნქციონალური დამოკიდებულებანი, რაც არსებით ფაქტორს წარმოადგენს ნატანის რაოდენობის აღრიცხვასთან დაკავშირებული პრაქტიკული პრობლემების გადაწყვეტისათვის.

გაზომვების შედეგად მივიღეთ ფსკერის ნატანის ხარჯების G სარწმუნო ცალსახა და სწორხაზოვანი დამოკიდებულებანი წყლის ხარჯებისაგან

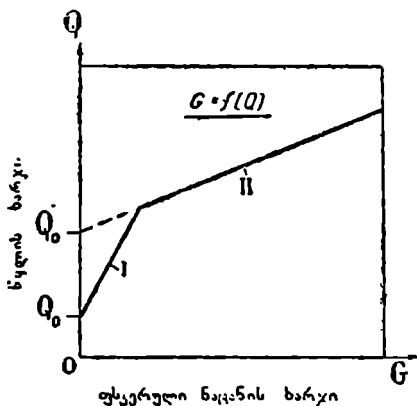
$$G = f(Q).$$

ყურადღება უნდა მიექცეს იმ გარემოებას, რომ G და Q -ს ფუნქციოში, სიდიდე G , გარდა საკუთრივ ფსკერული ნატანისა (კენჭიკვა, ხრეში და ქვიშა), აგრეთვე ფსკერისპირა ნატანსაც შეიცავს. ნატანის ეს შუალედი კატეგორია. რომელიც საფხურს წარმოადგენს ფსკერულ და ტივტივა ნატანს შორის, მნიშვნელოვან სიდიდეს წყალგენს მდინარეთა მყარი ჩამონადენის საერთო ბალანსში.

საველე გამოკვლევებში მრავალრიცხოვან გაზომვათა წარმოებამ დადასტურა, რომ ფსკერისპირა ნატანიც დამოუკიდებლად უნდა იქნეს აღრიცხული ფსკერის ნატანის თანაბრად, მაგრამ, ამასთანავე, ისმება კითხვა: ნატანის რომელ კატეგორიას მივაკუთვნოთ ფსკერისპირა ნატანი, როცა ფსკერული ნატანის ჩამონადენის სიდიდეებს ვსაზღვრავთ?

ჩვენმა გამოკვლევათა ანალიზმა ცხადად გვიჩვენა, რომ ის უნდა შეჯამებულ იქნეს ფსკერულ ნატანთან შემდეგი ნიშნების მიხედვით: თავისი მექანიკური შემადგენლობით მტკერისა და არაგვის ფსკერისპირა ნატანის საშუალო დიაეტრები ტოლია 0,20—0,50 მმ და ხშირად 1,0 მილიმეტრის სიდიდეს აღემატება, ე. ი. ისეთივენი არიან, როგორც ფსკერული ქვიშიანი ნატანის დიაეტრები; მეორე მხრივ, ფსკერისპირა ნატანი, როგორც კი შილწევს შეტბორვის ზონას, სიჩქარეთა შემცირების გამო იმოძრაეებს მხოლოდ ფსკერზე და საბოლოოდ ჩაირიყება წყალსაცავში ფსკერული ნატანის მთელ მასასთან ერთად. კვლევების შედეგად შესაძლებელი გახდა დაგვედგინა საანგარიშო ფორმულები,

რომლებიც ფუნქციონალურად აკავშირებენ ფსკერული ნატანის (ფსკერისპირა ნატანთან ერთად) ხარჯებს წყლის ხარჯებთან. აღნიშნული დამოკიდებულება ცდით მიღებული წერტილების მიხედვით ამ გრაფიკზე ტეხილი, ორტოტიანი ხაზით გამოიხატა თანახმად მოყვანილი სქემისა (ნახ. 65). ორი ტოტის არსებობა აიხსნება კრიტიკული „ზღვრული“ ხარჯის (ხარჯი Q_0) ზედა ზღვრის (ხარჯი Q'_0) არსებობით, რომლის მოახლოება ქმნის ნატანის მთელი ძირითადი მასის დამერისათვის საკმარის პირობებს



ნახ. 65. წყლისა და ფსკერული ნატანის ხარჯების ფუნქციონალური დამოკიდებულების მარის პირობების სქემა.

და რომელიც აგრეთვე იძლევა მობრუნების წერტილს დამოკიდებულების გრაფიკზე (ნახ. 65). როდესაც მდინარის ხარჯი აღემატება Q_0 ქვედა ზღვარს, ფსკერული ნატანი

მხოლოდ მაშინ იწყებს მოძრაობას, ხოლო როდესაც ხარჯი გადალახავს Q_0 ზედა ზღვარს, მაშინ ნატანი ინტენსიურად ტრანსპორტირდება, რომელიც განსაკუთრებით მკვეთრია, როდესაც მდინარეში ნატანის მრავალფრაქციული ნარევი გვაქვს. ამასთან დაკავშირებით შეიძლება დაეძინოთ, რომ გამოკვლევების შედეგად ანალოგიური ერთმნიშვნელოვანი დამოკიდებულება მიღებულ იქნა მდინარე რეინსა და ვოლგაზე.

სწორი ხაზის ორი მონაკვეთის საანგარიშო განტოლება $G = f(Q)$ მდ. მტკვრისათვის მიღებულია შემდეგი სახის:

$$G = 0,017 (Q - 40) \text{ კგ/წმ}; \quad (5.26)$$

$$G = 0,104 (Q - 168) \text{ კგ/წმ}, \quad (5.27)$$

სადაც Q არის წყლის ხარჯი მდინარეში, მ³/წმ;

40 მ³/წმ არის კრიტიკული Q_0 ხარჯის ქვედა ზღვარი, როდესაც ფსკერის ქვაშიანი ნატანის ნარევის მოძრაობა იწყება;

168 მ³ წმ არის Q_0 ხარჯის „ზედა ზღვარი, რომელიც სძრავს კენჭ-ხრეშოვანი ნატანის ძირითად მასას.

როგორც აღვნიშნეთ, Q_0 განსაზღვრულია მდინარეზე უშუალო გამოკვლევებისა და ცდების მიხედვით. ვინაიდან სათანადო გრაფიკზე მობრუნების წერტილი შეესაბამება წყლის ხარჯს $Q = 192$ მ³/წმ, ამიტომ საანგარიშოდ (5.27) ფორმულა უნდა გამოვიყენოთ, როდესაც მდინარის ხარჯი მეტი იქნება, ვიდრე 192 მ³/წმ.

(5.26 და 5.27) ფორმულები რომ ა. შოკლიჩის ცნობილი „ძველი“ ფორმულის სახემდე დავიყვანოთ, საჭიროა G კუბური მეტრობით გამოვსახოთ. ვინაიდან მოცულობითი წონა ფსკერული ნატანის ნარევისა ჩვენ მიერ განსაზღვრულია: $\gamma_1 = 1810$ კგ/მ³, ამიტომ მდ. მტკვრისათვის მივიღებთ:

$$G = 0,00001 (Q - 40) \text{ კგ/წმ}; \quad (5.28)$$

$$G = 0,0000575 (Q - 168) \text{ კგ/წმ}. \quad (5.29)$$

მდინარე არაგვისათვის მიღებულია შემდეგი სახის ანალოგიური საანგარიშო ფორმულები:

$$G = 0,2 (Q - 15) \text{ კგ/წმ}; \quad (5.30)$$

$$G = 1,14(Q - 70) \text{ კგ/წმ}. \quad (5.31)$$

საანგარიშოდ (5.31) ფორმულა უნდა ვიხმაროთ, როდესაც მდინარის ხარჯი მეტი იქნება, ვიდრე $Q = 82$ მ³/წმ (მობრუნების წერტილი).

საანგარიშო ფორმულებისა და საშუალო დღელაღმურის ხარჯების ცხრილების საშუალებით, ზაჰესის წყალსაცავის დაღამვის გამოკვლევებთან დაკავშირებით, გამოთვლილ იქნა მტკვრისა და არაგვის ფსკერული ნატანის ხარჯები და მათი მრავალწლიური ჩამონადენები.

გამოკვლევებმა გვიჩვენა, რომ არაგვის ფსკერული ნატანის ჩამონადენი ბევრად აღემატება მტკვრისას, სახელდობრ, არაგვი დაახლოებით გვაძლევს 60%, ხოლო მტკვარი—40%. ცალკეული მაქსიმალური ხარჯები ფსკერული ნატანისა არაგვზე აღემატება 300 კგ/წმ, რაც დღელამეში 26000 ტონას, ანუ 14000 კუბ. მეტრს უდრის.

ტივტივა ნატანის საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენი მტკვარზე დაახლოებით 5-6 მლნ ტონას უდრის, ხოლო ცალკეულ წლებში აღწევს 12-17 მლნ ტონას წელიწადში.

მაქსიმალური სიმღვრივე მტკვრისა ძეგვში წარმოებული დაკვირვების მიხედვით 48,8 ლიტ. აღწევს, ხოლო თბილისში სიმღვრივე აღწევს სარეკორდო ციფრებს 102-118 გ/ლიტრ.

ფსკერისა და ტივტივა ნატანის წლიური ჩანადენის პროცენტული ფარდობა მტკვრისათვის 3-6% ტოლია, ხოლო არაგვისათვის ეს ფარ-

დობა $\frac{\Sigma G_{\text{ფსკერის}}}{\Sigma R_{\text{გაიგია}}} ბევრად უფრო დიდია და მერყეობს 25-50\%-მდე,$

რაც იმითი აიხსნება, რომ ტივტივა ნატანის წლიური ჩამონადენი არაგვისათვის შედარებით მცირეა და ტოლია 1,2-2,6 მლნ. ტონისა; მაქსიმალური სიმღვრივის სიდიდეებიც ნაკლებია მტკვრისაზე და შეადგენს 22-36 გ/ლიტ. ფსკერული ნატანის კუთრი შემცველობა შეფარდებული

წყალთან $p = \frac{G}{Q}$, გამოხატული გრამ-ლიტრობით, არაგვზე საკმარისად

სად მაღალია და საშუალოდ უდრის $P_{საგ} = \frac{G}{Q} = 0.250$ გ/ლიტ.

თუ p -ს მოცულობას % -ობით გამოვხატავთ და გავითვალისწინებთ, რომ ფსკერული ნატანის ნარევის მოცულობითი წონა $\gamma_1 = 1,81$ ტონა/მ³, მივიღებთ

$$P_{საგ} = \frac{0,000251 \times 1000}{1,81} = 0,0139\%$$

მტკვრისათვის p -ს მნიშვნელობა ბევრად ნაკლებია და საშუალოდ $p_{საგ} = 0,04$ გ/ლიტ. ან პროცენტებში $p_{საგ} = 0,00223\%$. ამრიგად, არაგვის ფსკერის ნატანის კუთრი შემცველობა 6-ჯერ აღემატება მტკვრისას, ე. ი.

$$\frac{p_{საგ. არაგვი}}{p_{საგ. მტკვარი}} = \frac{0,251}{0,0413} = 6,1 = 610\%.$$

30-ე ცხრილში მოცემულია ნატანის ჩამონადენის საშუალო მრავალწლიური სიდიდეები მტკვრისა და არაგვისათვის.

მდინარე	საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენი, ათასობით			
	ტიეტია ნატანი		ფსკერული და ფსკერის-პირა ნატანი	
	ტონობით	კუბ. მეტ.	ტონობით	კუბ. მეტ.
მტკვარი (ძვევთან)	5507	3043	232	128
არაგვი ნატახტართან	1.200	662	380	210

ზემოთ მოკლედ შევხებით ნატანის მოძრაობის საკითხებს კონკრეტულად მდინარე არაგვისა და მტკერისათვის, ქვევით კი მოგვყავს განზოგადებული ცნებები ნატანის შესახებ და აგრეთვე მათი რაოდენობის გამოთვლისათვის საჭირო საერთო სახის ფორმულები.

ყველა კატეგორიის ნატანი პირობითად შეგვიძლია დავყოთ ორ ძირითად ტიპად—ტიეტია ნატანად და კალაპოტშემქმნელ ნატანად. ტიეტია ნატანში, მისი სახელწოდების შესაბამისად, იგულისხმება ნატანი, რომელიც სწორხაზობრივ თანაბარ ნაკადში არ წარმოადგენს გადაწყვეტ ფაქტორს და არ განსაზღვრავს კალაპოტის დეფორმაციას ან მდგრადობას. ასეთი ტიპის ნატანს, რომელსაც პირობითად შეიძლება ვუწოდოთ სუსპენზია ან ტიეტია, მიეკუთვნება უმთავრესად ლამოვანთიხიანი ნატანი.

კალაპოტშემქმნელი ნატანის კატეგორიას, ჩვეულებრივ, მიაკუთვნებენ ფსკერულ, ფსკერისპირა და დროდადრო ატიეტვიებულ ნატანს. კალაპოტშემქმნელი ნატანის ჯგუფი განსაზღვრავს, საერთოდ, კალაპოტური პროცესების დინამიკას მისი ფორმირების დროს.

ნატანის დაყოფა ზემოაღნიშნულ კატეგორიებად განპირობებულია ორი მნიშვნელოვანი გარემოებით. პირველ რიგში უნდა აღინიშნოს კალაპოტშემქმნელი და ტიეტია ნატანის კვლევის მეთოდებისა და ამ მიზნით გამოყენებული ხელსაწყოების სხვადასხვაობა, რომლის მიზეზითაც მათი რაოდენობრივი განსაზღვრა ხდება ცალ-ცალკე, ერთმანეთისაგან დამოუკიდებლად, მეორე მხრივ, მაშინ როცა ტიეტია ნატანის რაოდენობასა და წყლის ჩამონადენის ელემენტებს შორის რაიმე კანონზომიერების არსებობა უმეტესად გამორიცხულია, კალაპოტშემქმნელი ნატანი პირდაპირ ფუნქციონალურ დამოკიდებულებაშია ნაკადის ძირითად მახასიათებლებთან.

ფსკერული, ფსკერისპირა და დროდადრო ატიეტვიებული ნატანის ერთ ჯგუფში გაერთიანება გამართლებულია მათი ფსკერზე და ფსკერის მახლობლად გადაადგილების საერთო ხასიათით. ჯილბერტის, გონჩარო-

ვისა და სხვების გამოკვლევებმა და აგრეთვე ჩვენ მიერ ჩატარებულმა დაკვირვებებმა დაჟინაბა, რომ აღნიშნულ გადაადგილებას ფსკერზე აქვს ნახტომისებური სიძალია და გორკოთი გადაადგილების ხასიათი. ეს ნიშნავს, რომ ნატანი მუდმივად არ ეხება ფსკერს, იგი დროდადრო მოწყდება ფსკერს და ისევ ეწეება. ნაკადის სიჩქარის გაზრდასთან ერთად იზრდება ნატანის ფსკერიდან ატაცების სიძალე და ნახტომებს შორის მანძილი.

კალაპოტემქნელი ნატანის ტრანსპორტირების ძირითადი კანონზომიერების დადგენის მიზნით გამოყენებულ იქნა ვ. ნ. გონჩაროვის მონაცემები. აღნიშნული ნატანისათვის ძირითადი დამოკიდებულება შემდეგნაირად გამოისახება:

$$G = h \rho_{\text{საა}} \nu^3, \quad (5.32)$$

სადაც G არის კალაპოტემქნელი ნატანის ხარჯი, მ³/წმ;

h —ატივტივების „ჭერი“, ე. ი. აღნიშნული ნატანის ფსკერიდან აწევის ზღვრული სიძალე, მ-ობით;

$\rho_{\text{საა}}$ —ნატანის საშუალო მოცულობითი შემცველობა, სმ³ ლ;

B —კალაპოტის სიგანე, სადაც მიმდინარეობს ნატანის გადაადგილება;

ν —ნატანის მასის ცენტრის გადაადგილების სიჩქარე, მ/წმ.

კალაპოტის სიგანის ერთეულზე მოსული 1,5 მმ ზე მსხვილი კალაპოტემქნელი ნატანის ხარჯის გასაანგარიშებლად, როცა ნატანის კუთრი წონა $\gamma = 2,65$, გამოიყენება შემდეგი გამოსახულება:

$$G = 13 \frac{d\nu_{\text{II}}}{\left(\lg \frac{12D+d}{d}\right)^2} \left(\frac{\nu^3}{\nu_{\text{II}}^3} - 1\right) \left(\frac{\nu}{\nu_{\text{II}}} - 1\right) \text{მ}^3/\text{წმ}^2, \quad (5.33)$$

სადაც d არის ნატანის საშუალო დიამეტრი, რომელიც განსაზღვრავს კალაპოტის ძირითად ხორკლიანობას ან სიმკისეს, მ-ობით;

D —ნატანის ნარევიში არსებული მაქსიმალური მარცვლების დიამეტრი, რომელთა შემცველობა ნარევიში არ აღემატება 2-3%-ს;

ν —ნაკადის საშუალო სიჩქარე, მ/წმ;

ν_{II} —ე. წ. „არაგადამძრავი“ სიჩქარე. აღნიშნულ სიჩქარეს, ისე როგორც ატივტივების „ჭერს“, დიდი მნიშვნელობა აქვს ნატანის ტრანსპორტირების მექანიზმის გარკვევის საქმეში და ამიტომაც იგი საჭიროებს სპეციალურ განმარტებას.

თუ ნატანიან ნაკადში თანდათანობით გაეზრდით სიჩქარეს, მაშინ ნატანი შოვა მოძრაობაში, როცა საშუალო სიჩქარე გაუტოლდება „გადამძრავი“ სიჩქარის მნიშვნელობას. თუ იგივე ნაკადში თავდაპირველად შევქმნით დიდ სიჩქარეებს, როცა ნატანი იმოდრავებს საკმარისად

ენტენსიურად, და მერე შევამცირობთ სიჩქარეებს, მაშინ შეწყდება ნატანის მოძრაობა და ატივტევეების უკანასკნელი ელემენტები გაქრება ისეთი საშუალო სიჩქარის დროს, რომელიც ბევრად მცირეა „გადამძრავ“ სიჩქარეზე. აღნიშნულ სიჩქარეს ეწოდება „არაგადამძრავი“ და აღინიშნება v_{II} -ით. ექსპერიმენტები გვიჩვენებს, რომ

$$v_{\text{გად}} = 1.40 v_{II} \text{ ანუ } v_{II} = \frac{v_{\text{გად}}}{1.40}$$

ზემოაღნიშნულ სიჩქარეებს შორის არსებული განსხვავება აიხსნება იმ გარემოებით, რომ სიჩქარის შემცირებისას ნაკადში, რომელსაც გადააქვს ნატანი, თვით ნატანის მარცვლებს, რომლებიც მოძრაობენ ფსკერის ახლოს, ჯერ კიდევ გააჩნიათ გადატანითი სიჩქარეები, ხოლო როცა მოძრაობაში მოგვყავს მანამდე უძრავი ნატანი, მას ასეთი სიჩქარეები არ გააჩნია.

გარდა ამისა, ნაკადის ქველიდან ფსკერზე მოხვედრილი მარცვლების მოძრაობის შეწყვეტის შემთხვევაში ნაკადი ახდენს დინამიკურ ზემოქმედებას მარცვლის მთელ ფართობზე, ფსკერზე უძრავი მარცვლების ადგილიდან მოწყვეტის დროს კი ნაკადი ზეგავლენას ახდენს მარცვლის ფართობის მხოლოდ იმ ნაწილზე, რომელიც გამოჩრილია სხვა მარცვლებს შორის.

v_{II} -ის გამოსახულებას, რომელიც მიღებულია ხორკლიან ფსკერზე მარცვლის ზღვრული წონასწორობის პირობიდან, სხვადასხვაგვარი ნატანის ნარევის შემთხვევაში აქვს ასეთი სახე:

$$V_{II} = \frac{lg \frac{8,8H}{d}}{lg \frac{12D+d}{d}} \sqrt{\frac{2g(\gamma_1 - \gamma)}{2,8\gamma}} = 3.4 \frac{lg \frac{8,8H}{d}}{\frac{12D+d}{d}} \sqrt{d}, \quad (5.34)$$

სადაც H ნაკადის სიღრმეა, მ-ობით;

მთელ ცოცხალ კვეთში ნატანის ხარჯის განსაზღვრისათვის საჭიროა G კგ/წმ/მ გაეანრაელოთ კალაპოტის სიგანეზე B (მ), რომლის ფარგლებშიც ხდება ნატანის აქტიური გადატანა.

მაშასადამე, კალაპოტშემქმნელი ნატანის ხარჯი მთელს ცოცხალ კვეთში გაიანგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$G_{\text{კვეთი}} = GB. \quad (5.35)$$

(5.33) და (5.35) ფორმულები საშუალებას გვაძლევს განვსაზღვროთ ფსკერის ფარგლებში ტრანსპორტირებული ნატანის რაოდენობა. ამ მიზნისათვის საჭირო ყველა სიდიდე ადვილად შეიძლება მივიღოთ გაზომვების გზით (სიჩქარეები, სიღრმეები და ნატანის ზონები).

ზემოთ აღნიშნული ფორმულებით საშუალება მოგვეცა განგვესაზღვრა საქართველოს და ამიერკავკასიის მრავალი მდინარის ნატანის ხარჯები და წლიური ჩამონადენი, რომელთა სიდიდეებს გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს ჰიდროსადგურებისა და წყალსაცავების დაგეგმარების, მშენებლობისა და ექსპლუატაციის დროს.

§ 41. სელური ნაკადები

მთის ფერდობებიდან ჩამონადენი ნაკადის ის ნაირსახეობა, რომელსაც დიდი რაოდენობის მყარი ნატანის შემცველობა ახასიათებს, ჰიდროლოგიაში ცნობილია სელური ნაკადების სახელწოდებით. სელური ნაკადები უმთავრესად დამახასიათებელია მთისა და მთისწინა მდინარეებისათვის, სადაც ისინი დროის შედარებით მოკლე მონაკვეთში დიდი სიძლიერით მოქმედებენ და მდინარის ქვემო წელში ჩამოაქვთ მთის ქანების დაშლის პროდუქტების დიდი რაოდენობა, რაც, თავის მხრივ, უეცარი მოქმედების გამო სტიქიურ უბედურებებსა და ზოგჯერ ადამიანის მსხვერპლსაც კი იწვევს. მაგალითად, სელურმა ნაკადებმა დიდი ზარალი მიაყენა ქ. ალმა-ატას (შუა აზია) 1841, 1887 და 1921 წლებში, სოფელ ყვარელს (საქართველო) 1896, 1906 წლებში და ა. შ.

სელურ ნაკადებთან ბრძოლა უძველესი დროიდან წარმოებდა დროებით ღონისძიებათა გატარების გზით, კერძოდ, მდინარის ქვედა უბნების ფარგლებში დასახლებული პუნქტებისა და სასოფლო-სამეურნეო სავარგულების შემოზღუდვის გზით. 1900-იანი წლებიდან დაიწყო სელურ ნაკადებთან ბრძოლის ახალი, უფრო პროგრესული მეთოდების ძიება, რაც გულისხმობდა ტყის ნარგავების აღდგენის გზით მთის ნაკადის ჩამონადენის რეგულირებასა და სელური კერების მოსპობას. მაგრამ უნდა აღინიშნოს, რომ არც ასეთი ღონისძიებანი არ გამოდგა სრულყოფილი, რადგან სელური კერები ხშირად წარმოიქმნა არა მარტო მცენარეული საფარის გაერცელების ზოლის ქვემოთ, არამედ მის ზემოთაც; გარდა ამისა, სელური კერების წარმოქმნის საწინააღმდეგო რაიმე ეფექტურ ღონისძიებათა დასახვისათვის წინასწარ საჭირო იყო სელის დამახასიათებელი თვისებებისა და წარმოქმნის მიზეზების ცოდნა. ამ მხრივ, დიდი მუშაობა ჩატარეს მ. ველიკანოვმა, ე. კონოვლოვმა, მ. გაგოშიძემ, მ. მოსტკოვმა, გ. ბერუჩაშვილმა და სხვ.

პროფ. მ. ველიკანოვი სელური მასის შემადგენლობის მიხედვით სელურ ნაკადებს სამ კატეგორიად ჰყოფს: ტალახიანი, ქვატალახიანი და ქვაწყლიანი.

ტალახიანი სელი წარმოადგენს სქელ ქვიშა-თიხოვან მასას. ამ კატეგორიის სელი შეიმჩნევა მდ. სირ-დარის მარცხენა შენაკად შირანსაიზე.

ქვატალახიანი სელი შედგება ნაკადში ატივტივებული უწვრილესი

ნაწილაკებისაგან (ხრეში, ქვიშა, ლიოსი, ლამი) და ისეთი ზომის მსხვილი ნატანისაგან (კენჭი, ლორდი, წვრილი ქვიშა), რომლის თავისუფლად გადაადგილება ნაკადის ფსკერზე შესაძლებელია. ამ კატეგორიის სელის მასაში შედის აგრეთვე მსხვილი ქვებიც, რომელთა გადაადგილება ხდება დიდი სიჩქარეებისა და წნევის მოქმედებით, რომლებიც წარმოიქმნებიან ნაკადის მიერ ქვების გროვის გარღვევის შედეგად. ამ სახის სელი დამახასიათებელია იმ მდინარეებისათვის, რომლებიც მიედინებიან მთავარი კავკასიონის ქედის აღმოსავლეთი ნაწილის სამხრეთ ფერდობზე (მდ. კიშ-ჩაი და სხვ.).

ქვაწყლიანი სელი ხასიათდება მცირე სიმღვრივით, რაც განპირობებულია მასში წვრილი ფრაქციის ნაწილაკების სიმცირით და მსხვილი ქვების სიმრავლით; ასეთი სახის სელი უმთავრესად წარმოიქმნება დაშლილი, ნაპრალიანი ქანებისაგან შემდგარ ხეობებში. ამგვარი ტიპის სელი გვხვდება მდ. ალმა-ატის აუზში, მდ. ჩეღარაზე ქ. ერევნის ახლოს და სხვ.

გარდა აქ ჩამოთვლილი კლასიფიკაციისა, სელური ნაკადები, თანხმად სელური ნაკადების შემენწაველი მესამე სრულიად საკავშირო კონფერენციის გადაწყვეტილებისა (1952 წ.), დაყოფილ იქნა: დენად (ტურბულენტურ) და ბმულ (სტრუქტურულ) ნაკადებად.

დენად სელურ ნაკადებს მოძრაობის ტურბულენტური სახე აქვს, რომლის დროსაც მოძრავ ძალას წარმოადგენს წყალი; ეს უკანასკნელი, მოაქვს რა ფსკერული ნატანი, ლექავს მას ნარიყის კონუსზე. პირიქით, ბმულ სელურ ნაკადებში მოძრავ ძალას წყალი კი არ წარმოადგენს, არამედ ის შედის სელის საერთო მასაში, როგორც ერთ-ერთი შემადგენელი ელემენტი. ბმული სელური ნაკადები შეიცავს დიდი რაოდენობის წვრილ თიხოვან ნაწილაკებს, რომლებიც ზრდიან სელური მასის სიბლანტეს და ამდაგვარად ეწინააღმდეგებიან მათ ტურბულენტურ გადანაცვლებას. ნაკადის სელურ მასას უნარი შესწევს ატივინარებულ მდგომარეობაში გადაიტანოს კენჭები და დიდი ქვებიც კი, რომლებიც, მოძრაობის შეწყვეტის შემდეგ, ნარიყის კონუსზე კი არ იშლებიან შემადგენელ ნაწილებად, არამედ ნელ-ნელა იღეკებიან.

სელური ნაკადების სიჩქარე დაახლოებით 2-5 მ/წმ შეადგენს. მისი კინეტიკური ენერგია რამდენიმეჯერ უფრო მეტია, ვიდრე ჩვეულებრივი წყალდიდობებისა.

სელურ ნაკადს გაცილებით უფრო მეტი დაშლის პროდუქტები გამოაქვს, ვიდრე ჩვეულებრივ წყალდიდობებს, და იგი განიზომება მილიონ კუბურ მეტრობით. ასე, მაგალითად, სელის დროს, 1921 წ. მდ. ალმა-ატის მიერ გამოტანილია დაახლოებით 3250 ათასი მ³ მასალა, მდ. კიშჩაის მიერ (1936 წ.)—2180 ათასი მ³, ზოლო მდ. ღურუჯში კი 1949 წელს აღრიცხულია 600 ათასი მ³ გამონატანი.

სელის გავლის ხანგრძლიობა საშუალოდ 1-2 საათს შეადგენს. მძლავრი სელური ნაკადები უმთავრესად წარმოიქმნება ხანგრძლივი გვალვების შემდეგ დიდი რაოდენობის ატმოსფერული ნალექების მოსვლის დროს.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ფარგლებში სელური წყალდიდობები უმთავრესად აღინიშნება მთიან რაიონებში, კერძოდ, შუა აზიაში, კავკასიასა, კარპატებსა და სხვ.

სელურ ნაკადებთან ბრძოლას აწარმოებენ როგორც ტყემელიორაციული, ასევე ჰიდროტექნიკურ ღონისძიებათა საშუალებებით.

§ 42. წყალსაცავის დაღმავის პერიოდის ხანგრძლიობის მინიმუმებითი განაზღვრება

წყალსაცავების დაღმავის პერიოდის ხანგრძლიობა უმთავრესად დამოკიდებულია მის მოცულობასა და ნატანის საშუალო წლიური ჩანონადენის რაოდენობაზე.

როგორც აღვნიშნეთ, ჩვეულებრივ, ნატანის რაოდენობას წონით ერთეულებში გამოსახებენ. ნატანის წონის მოცულობაზე გადასაყვანად აუცილებელია წინასწარ განსაზღვრულ იქნეს განსახილველი მდინარის ნატანის მოცულობითი წონა, როწყელიც, თავის მხრივ, დამოკიდებულია მათი შემადგენელი ნაწილაკების სიმსხოსა და სიმჭიდროვეზე. ასე, მაგალითად, საკმარისად შემქიდროებული ლამის დანალექის მოცულობითი წონა $0,5 \div 0,8$ ტ/მ³ შეადგენს, ქვიშოვანი დანალექისა— $1,3 \div 1,6$ ტ/მ³, ხოლო ხრეშოვანის კი— $1,8 \div 2,0$ ტ/მ³. საერთოდ, წყალსაცავების დაპროექტების დროს სასურველია ნატანის მოცულობითი წონა დაჯესტებულ იქნეს მის ახლო მდებარე არსებული წყალსაცავების დანალექების სინჯების მიხედვით.

წყალსაცავში ჩასული ნატანის საშუალო წლიური რაოდენობა, გამოსახული კუბური მეტრობით, შეიძლება მიახლოებით ასეთი ფორმულით განისაზღვროს:

$$R_n = \frac{P_{\text{საა}} W_0 (1 + k)}{\gamma_6 10^6} = \frac{31,56 P_{\text{საა}} Q_{\text{საა}} (1 + k)}{\gamma_6} \text{ გვ}, \quad (5.36)$$

სადაც $P_{\text{საა}}$ მდინარის საშუალო სამღვრივეა გ/მ³, რომელიც დაკვირვებათა მონაცემების ან კიდევ მდინარის სიმღვრივის გამოჩსახველი რუკის მიხედვით გამოითვლება; W_0 —წყლის საშუალო წლიური მოდინების მოცულობა ($W_0 = Q_{\text{საა}} 31,56 \cdot 10^6$); γ_6 —ნატანის მოცულობითი წონა, ტ/მ³; k —კოეფიციენტი, რომელიც ვაკის მდინარეებისათვის საშუალოდ მიიღება $0,05 \div 0,10$, ხოლო მთის მდინარეებისათვის $0,10$ -დან $0,7$ -მდე; $Q_{\text{საა}}$ —წყლის საშუალო წლიური ხარჯი, მ/წამობით.

გვეცოდინება რა წყალსაცავის მოცულობა ($W_{\text{სა}}$) და მასში ჩასული

ნატანის საშუალო წლიური რაოდენობა (R_0), თანახმად (5.36) ფორმულისა, შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს წყალსაცავის დაღეკვის პერიოდის n ხანგრძლიობა შემდეგი სახის გამოსახულებით:

$$n = \frac{W_{\Sigma}}{R_0 (1 - \alpha)}, \quad (5.37)$$

სადა α —ნატანის წვრილი ფრაქციის ის ნაწილია, რომელიც წყალსაცავში ტრანზიტულად გავლით ქვედა ბიეფში ვარდება; ვაქის მდინარეებისათვის, მიახლოებით, $\alpha = 0,3 \div 0,4$.

§ 43. მდინარეთა კალაპოჯების შორშიკაბა წყალმომცემ კვანძებთან (მთისა და მთისწინა უბნებზე)

1. ზოგადი მიმოხილვა. კალაპოტის ფორმისა და ნაკადის თავისუფალი ზედაპირის თანმიმდევრული ცვლილება წყალმიმღებ ნაგებობასთან, ნაგებობით გამწვეული შეტბორვის შემდეგ, უმათავრესად დაპოკიდებულია მდინარის ნატანის რაოდენობასა და მის ფრაქციულ შემადგენლობაზე.

ღონის შეტბორვისა და დაცემის მრუდების კლასიკური მეთოდებით განსაზღვრა (რულმანი, ტოლკიტტი, ბრესსი და სხვ.) მისაღებია მხოლოდ ნატანისაგან თავისუფალი წყლის ნაკადისათვის, ხოლო იმ მდინარეებისათვის, რომლებიც დიდი რაოდენობით შეიცავენ ფსკერულსა და ტივტივა ნატანს, აღნიშნული მეთოდები მიუღებელია კალაპოტში მიმდინარე პროცესებისა და ბიეფების ჩამოყალიბების (ფორმირების) პროცესების გაუთვალისწინებლად.

წყალმიმღების რაიონში პროცესები მიმდინარეობს კალაპოტის, ნაკადისა და ნაგებობის განუწყვეტელი ურთიერთქმედებით, ამიტომაც შეზნეპილი და გამოზნეპილი ნაპირების, ჩქერებისა და ღრმა ადგილების მდებარეობა იცვლება დროის, ადგილისა და მდინარის რეჟიმის მიხედვით.

ნებისმიერი ფორმის კალაპოტის მდინარეებისა და არხების შეტბორვის მუდმივობის აუცილებელ და საკმარის პირობას წარმოადგენს წყლის ხარჯის მუდმივობა და ნაკადში ფსკერული და შეწონილი ნატანის უქონლობა, ხოლო ნატანით მდიდარ, რეცხვად კალაპოტიან მდინარეებში შეტბორვის მრუდის სიგრძე იცვლება დროის განმავლობაში და ბიეფების ფორმირების დამთავრების შემენტში სრულიად ქრება.

ცდები გვიჩვენებს, რომ წყალმიმღების ექსპლუატაციის მეთოდები არ უნდა დარჩეს უცვლელი, არამედ უნდა იცვლებოდეს ბიეფის ფორმირებასთან ერთად.

აღნიშნულთან დაკავშირებით, წყალმიმღები ნაგებობის სწორი და

რაციონალური პროექტირებისა და ექსპლუატაციისათვის საჭიროა გარკვეულ იქნეს ნაგებობასთან ბიეფების ფორმირებისა და კალაპოტში მიმდინარე პროცესების კანონები.

შეტბორვის შემდეგ ნაგებობის ზედა ბიეფი ილექება ჯერ შეწონილი, ხოლო შემდეგ კი—ფსკერული ნატანით.

ფორმირების საწყის პერიოდში ფსკერული ნატანი ილექება (ჩერდება) შეტბორვის მრუდისა და მდინარის შეუზღუდავი ნორმალური დინების თავისუფალი ზედაპირის შეხების ზონაში, წარმოქმნის შეუტბორავ ზონას და ამის შემდეგ კვალისებური გროვებით იჭრება შეტბორილ ზონაში. ტივტივა ნატანი კი გამალეზით ილექება შეტბორვის მთელ სიგრძეზე ისეთნაირად, რომ ყველაზე მსხვილი ფრაქციები ილექება შეტბორვის საწყისში შეუტბორავი ზონის ახლს. შემდეგ კი, კაშხალთან მიახლოებისას, ნაკადის ს-ჩქარე, სიმღვრივე და ნატანის სიმსხო მცირდება. ამ პერიოდში ზედა ბიეფი ასრულებს სალექრის როლს და კვანძის ნატანსაწინააღმდეგო მოწყობილობანი არ მუშაობს.

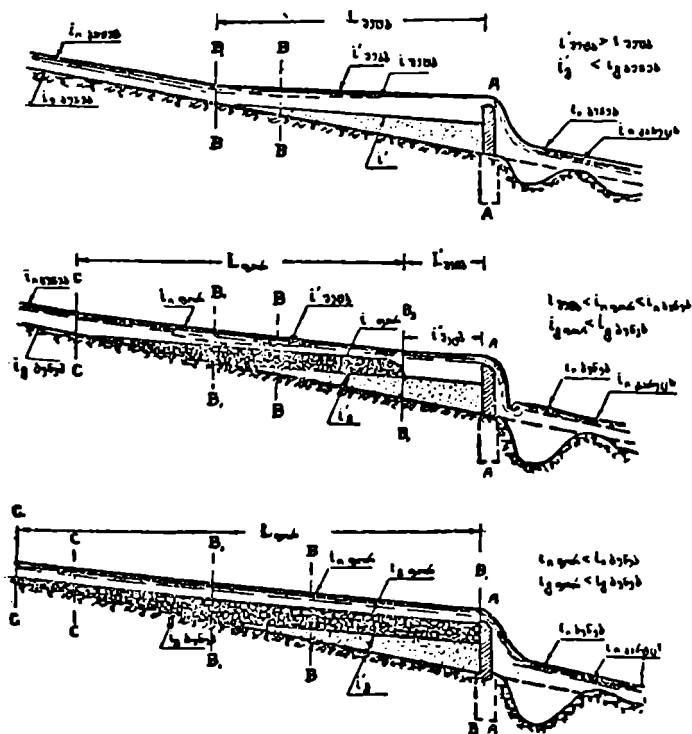
ზედა ბიეფის ტივტივა ნატანით დალექვასთან ერთად სიჩქარეები იზრდება და შეტბორვის მრუდის სიგრძე კიდევ უფრო მატულობს და მიიწევს დინების ზეფით. ფსკერის ამალეების პროცესი დინების ზემოთ და ნატანთა გროვების გადაადგილება კვემთ მიმდინარეობს ერთდროულად და არ შეძლება მათი განხილვა როგორც დამოუკიდებელი მოვლენებისა, რადგან ისინი განაპირობებენ ერთმანეთს.

ბაოის მდინარეების ზედა ბიეფის დალექვა ძირითადად ხდება ტივტივა ნატანით. მთისა და მთისწინა უბნებზე ტივტივა ნატანი ხელს უწყობს მდინარის კალაპოტის ფორმირებას. ხოლო კალაპოტის ფორმირება ძირითადად ხდება ფსკერული ნატანით. ამიტომ არ შევჩერდებით ტივტივა ნატანის დინამიკურ პროცესებზე, რომლებიც გაშუქებულია ე. ა. ზამარინის, დ. ი. სოკოლოვის, ი. ი. ლევის, მ. ა. მოსტკოვის, ს. ი. ალტუნინისა და სხვების შრომებში.

2. წყალმიმღებ კვანძთა ბიეფების ფორმირების პერიოდები. ბიეფების ფორმირების პროცესი (მისი ცვლილებების ხასიათის მიხედვით და წყალმიმღები კვანძების დაპროექტებისა და ექსპლუატაციის დროს მისი მხედველობაში მიღების მიზნით) შეიძლება დაიყოს სამ პერიოდად: პირველი პერიოდი: ზედა ბიეფი იწყებს დალექვას მსხვილი ტივტივა და ფსკერული ნატანით, რომლებიც ილექებიან შეტბორვასა და მდინარის შეუზღუდავი ნორმალური დინების თავისუფალი ზედაპირის შეხების ზონაში (ნახ. 66). საწყისში მოძრაობს მხოლოდ წვრილი ფრაქციის ნატანი; შედარებით მსხვილი ფრაქციები კი ლაგდება ფორმირებული მდინარის კალაპოტის გასწვრივ, რითაც იზრდება ქანობი და ნაკადის ტრანსპორტირების უნარი, რაც აუცილებელია ნატანთა გროვის გადასაადგილებლად.

ქვემო ბიეფში წყალი შედის თითქმის ფსკერული ნატანის გარეშე; იქ წარმოიქმნება ადგილობრივი და საერთო ინტენსიური გარეცხვა, წყლის პორიზონტი კლებულობს, ხოლო სიღრმეები კი იზრდება.

ზემო ბიეფსათვის პირველი პერიოდის ბოლოდ ითვლება ტივტივა ნატანის მთლიანი ტრანზიტი და ფსკერული ნატანის ბოძრობის და-



ნახ. 65. ბიეფების ფორმირების პირველი პერიოდი.

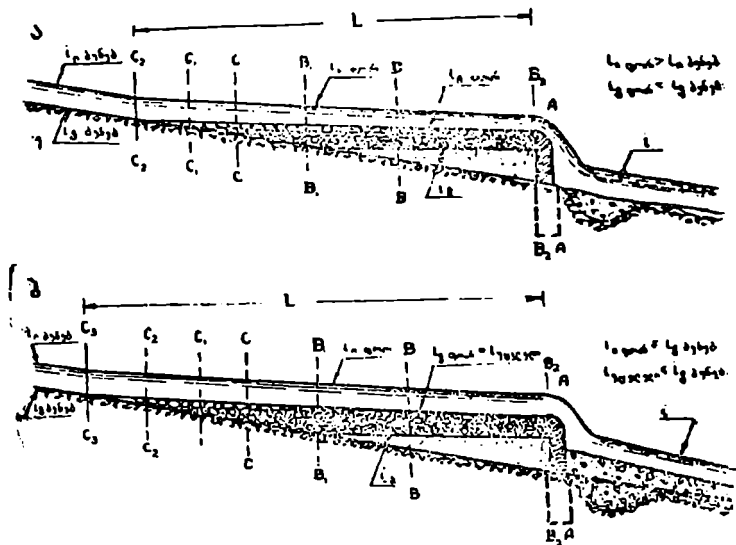
წყება კაშხალისაკენ; ხოლო ქვემო ბიეფისათვის პირველი პერიოდის ბოლოდ ითვლება ადგილობრივი და საერთო გარეცხვის შეწყვეტის ომენტი.

მაშასადამე, ქვემო ბიეფის ფორმირება პირველ პერიოდში უფრო ხანგრძლივია, ვიდრე ზემო ბიეფისა და ტოლია:

$$t_2 = t_1 + 0.5 t_2, \quad (5.38)$$

სადაც t_1 და t_2 არის ზემო ბიეფის ფორმირების პირველი და მეორე პერიოდების ხანგრძლიობები.

მეორე პერიოდი: ზემო ბიეფში გრძელდება ფსკერული ნატანის დაღეჟვა კლებადი სიმსხოთი მდინარის დინეის მიმართულებით. ტივტივა ნატახი მთლიანად გადადის ქვემო ბიეფში. მდინარის ფსკერი მალღდება და ფორმირება ვრცელღდება ზეით, დინების საწინააღმდეგო მიმართულებით, ხოლო ქანობი და ნაკადის ტრანსპორტირების უნარღ-ანობა კი იზრღდება (ნახ. 67). ქვემო ბიეფში მიღის სულ უფრო მეტი და მეტი ფსკერული ნატანი, რის გამოც გარეცხვა ქვემო ბიეფში წყღდება. იწყება ფსკერის ამაღღება, ქანობის და სიჩქარის გაზრღა.



ნახ 67. ბიეფების ფორმირების მეორე (ა) და მესამე (ბ) პერიოდები.

მეორე პერიოდის ბოლოღ უნღ ჩაითვალოს ის მომენტი, როცა და-მყარღება ნატანის ბალანსი ბიეფებს შორის და მთავრღდება მდინარის ჩეეულღბრივი კალაპოტის აღღგენა.

მეორე პერიოდის დასაწყისში უნღ ამუშავღდეს ნატანსაწინააღმდეგო მოწყობილობები—საღექრები და ნატანდამქერი გაღერეები.

მესამე პერიოდი ითვღება დამამთავრღბლად (ნახ. 67 ბ); ამ პერიოდში ზემო ბიეფში თანღათან მცირღდება მსხვილი ფრაქციის ნატანი, ფორმირღება ახალი კალაპოტი უფრო მაღალი ნიშნულებით, ფსკერისა და ზედაპირის დაქანებით, რომღებიც უზრუნველყოფენ ტივტივა და ფსკერული ნატანის ღთლიან ტრანსიტს ქვემო ბიეფში, ზემო ბიეფში მყარღება ბუნებრივი პროცესები უკვე ფორმირღბული კალაპოტისათვის.

„მსგავსი კალაპოტის რეგულირება კვანძის მისასვლელთან მდგრად B სიგანემდე ნაკადის მყარი მოძრაობის ქანობით, რომელიც უზრუნველყოფს ფსკერული ნატანის მთლიან ტრანზიტს ($i_{\text{ფსკ}}$), თეორიულად უზრუნველყოფს ნაკადის შემდგომ მყარ მოძრაობას ზემო ბიეფში გაანახლებული დროით“ (ს. ტ. ალტუნინი).

წყალმიღების კოეფიციენტისა $\left(\frac{Q_{\text{წყალმიღ.}}}{Q_{\text{მგ}}} \right)$ და ფსკერული ნატანის რაოდენობის მიხედვით ქვემო ბიეფში ხდება ფსკერული ნატანის ისეთი დაღამება, რომ შეიძლება მთლიანად ან ნაწილობრივ დაიფაროს რისბერმა, წყალსაცემი, ფსკერული გაღერებები და ქვედა ბიეფი თითქმის კამხალის კიბამდე.

ქვემო ბიეფისათვის მესამე პერიოდის ბოლოდ ითვლება ის მომენტი, როცა ზემო ბიეფიდან წამოსული ნატანი არ იღუქება და დინებას შიდაქვევით, ამიტომ ზემო და ქვემო ბიეფებისათვის მესამე პერიოდის ბოლო ხშირად ერთანეთს არ ემთხვევა.

ნატანის დანალექის უდიდესი სიგრძე ზემო ბიეფში, რომელიც წარმოიქმნა სწორედ მესამე პერიოდში, გამოითვლება ს. ტ. ალტუნინის ფორმულით;

$$L_{\text{ფორ}} = K \frac{\Delta H}{i_{\text{ბუნებ.}}}, \quad (5.39)$$

სადაც $i_{\text{ბუნებ.}}$ არის მდინარის ქანობი წყალმიღების რაიონში;

ΔH —კამხალის წინ შეტბორვა წყლის ჩვეულებრივი დონის დროს;

K —საცდელი კოეფიციენტი, რომლის მნიშვნელობა პირველი პერიოდისათვის = $1,0 \div 2,0$; მეორე პერიოდისათვის =

= $2,0 \div 5,0$; მესამე პერიოდისათვის = $5,0 \div 8,0$.

3. ზემო ბიეფის დაღეჟვა ნაკადის წყნარი და მძაფრი დინების პირობებში. ზემო ბიეფის დაღამების საკითხები შესწავილ იქნა ლაბორატორიაში სწორკუთხოვან ღარზე და სივრცით მოდელზე, ხოლო ნატურაში — ნატანდამჭერ გაღერებიან წყალმიღებ მაგებობაზე.

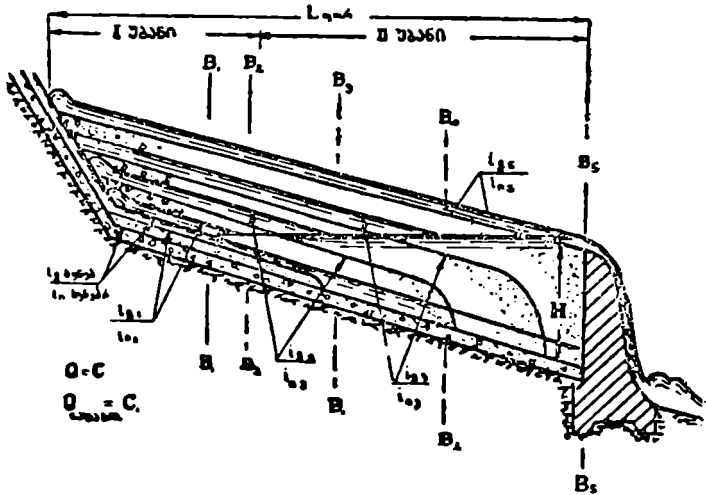
სიმარტივისათვის ვიმსჯელოთ სწორი ფორმის კალაპოტებზე.

შეტბორავი ნაგებობები ზემო ბიეფს ყოფენ ორ უბნად. პირველი იმყოფება შეტბორვის ზონის გარეთ, ხოლო მეორე — შეტბორვის გავრცელების არეში. ამ ორი ნაწილის შეუღლებისას შეტბორვის მრუდის ბოლო კვეთი წყნარი მოძრაობის დროს ნახტომი არ წარმოიქმნება, ხოლო მძაფრი მოძრაობისას კი, პირიქით, — ტალღოვან ნაკადში წარმოიქმნება დაუმყარებელი ნახტომი.

როგორც აღვნიშნეთ, მდინარის მთისა და მთისწინა უბნებზე წყალმიღები ნაგებობის ზემო ბიეფი ძირითადად ფორმირდება ფსკერული ნატანით, რომელიც კვალისებურ გროვათა სახით მიემართება კამხალისაკენ. ამასთანავე, გროვების ფორმირებას და გადაადგილებას

არა აქვს დაშვარებული ხასიათი; ფსკერული ნატანის გროვას ყოველგვარი წინაღობის გარეშე შეუძლია იმოდროს მხოლოდ პირველ ზონამდე, ე. ი. შეტბორვის მრუდის ბოლო კვეთამდე. ნატანის გროვის მოძრაობის გასაგრძელებად შეტბორილ ზონაში საჭიროა ნაკადმა ალაღვიონოს შეუტბორავი ზონის ჰიდრავლიკური ელემენტები და ტრანსპორტირების უნარიანობა და, მამასადამე, შეტბორვის მრუდის ბოლო კვეთი უნდა გადაადგილდეს ქვევით (ნახ. 66 და 68, $B_1B_1 \rightarrow B_2B_2 \rightarrow B_3B_3$).

პირველი ზონა შეუწყვეტელი ფორმირდება და თითქმის პარალელურად აძაღლებს მდინარის ფსკერისა და ნაკადის დონეს; შეტბორილ ზონაში კი წყლის დონე უცვლელი რჩება. ამრიგად, ზედა ზონა უტევს ქვედას, იკავებს მის ადგილს და ამყარებს თავის რეჟიმს.



ნახ 68. ზედა ბიეფის ფორმირების სქემა ფსკერული ნ-ღეებით.

ზემო ბიეფში ფორმირების პროცესი გრძელდება პირველდაწყებითი შეტბორვის სრულ ლიკვიდაციამდე, ხოლო ქვემო ბიეფში—ნატანის დაშვარებული ტრანსპორტირების დამყარებამდე.

ახლად ფორმირებული კალაპოტი იმყოფება უფრო მაღალ ნიშნულზე და თავისი მახასიათებლებით ახლოა საწყისი კალაპოტთან, რომელიც არსებობდა ნაგებობის აშენებამდე.

შეტბორვის მრუდის სიგრძის მიახლოებითი განსაზღვრა ხდება შემდეგი ფორმულით: $L_{ზაბ} = \frac{H}{i_{საპ}}$. ზემო ბიეფის ფორმირების სიგრძე კი (მანძილი კაშხალიდან ზემო ბიეფის იმ ადგილამდე, სა-

დაც ქანობის შვევთრი გადიდების ან წყალფარდნილის არსებობის გამო კალაპოტი თავდება) გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$L_{ფორ} = \frac{H}{i_{საა} - i_{გაყ. გრ}}, \quad (5.40)$$

სადაც H არის კაშხალის ნორმალური დაწნევა;
 $i_{გაყ. გრ}$ — ფორმირებული ზემო ბიეჟის ახალი ქანობი, რომელიც უზრუნველყოფს ნატანთა დამყარებულ ტრანზიტს;
 $i_{საა}$ — მდინარის ბუნებრივი ფსკერის საშუალო ქ.ნ აზი კაშხალსა და ფორმირების უკანასკნელ კვეთს შორის (ნახ. 69).

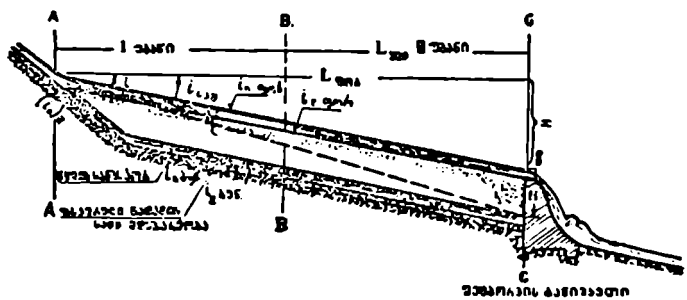
საერთოდ, $i_{საა} \geq i_{გაყ. გრ}$; თუ $i_{საა} = i_{გაყ. გრ}$, მაშინ

$$L_{ფორ} = \frac{H}{i_{საა} - i_{გაყ. გრ}} = \infty. \quad (5.41)$$

როცა $i_{საა} = 2 i_{გაყ. გრ}$, მაშინ

$$L_{ფორ} = \frac{H}{i_{გაყ. გრ}} = L_{2გბ}. \quad (5.42)$$

მოყვანილი დასკვნები მართებულია სწორკუთხოვანი ფორმის კალაპოტისათვის, მაგრამ ზოგიერთ შემთხვევაში შეიძლება გამოყენებულ იქ-



ნახ. 69. ზედა ბიეჟის ფორმირების საანგარიშო სქემა.

ნეს ბუნებრივი კალაპოტებისათვისაც, თუმცა მდინარეში არსებული ცირკულაციური დინება იწვევს ხარჯის არათანაბარ განაწილებას და ნატანთა დაღეჟვას ცოცხალ კვეთში.

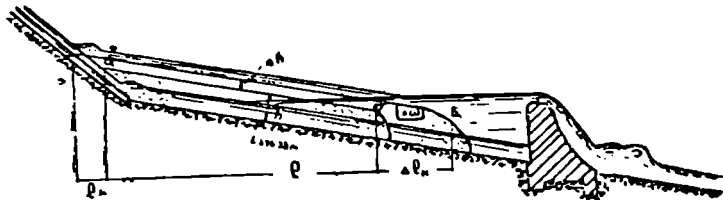
მძაფრი მოძრაობისას, თუ $i_{გაყ. გრ} > i_{საა}$, ფსკერული ნატანი არ ჩერდება შეტბორვის მრუდის ბოლო კვეთში (B_1B_1), მიიწვევს ნაკადის სიღრმეში იმ ადგილამდე. სადაც სიჩქარე არაა საკმარისი მისი შემდგომი გადაადგილებისათვის, და წარმოქმნის გროვას. პირველი ზონიდან

შემოსული ნატანის ნაწილი ირიყება გროვის წინ, ნატანის მეორე ნაწილი გროვას მატებს სიმაღლეს.

ქანობისა და სიჩქარეთა გადიდებასთან ერთად იზრდება ნატანის შოდრაობაც. ეს პროცესი გრძელდება შეტბორვის ზონის სრულ ლექვიდაციამდე და, მაშასადამე, ზედა ბიეფის დალექვის პერიოდში ორი ზონის ანგარიშზე წარმოიქმნება მესამე ზონა, ე. ი. ფორმირების უბანი. მესამე ზონის ზრდასთან ერთად კი ქრება მეორე ზონა, ხოლო ფორმირებული უბნის ზევით მდინარის კალაპოტი ინარჩუნებს თავის ბუნებრივ მდგომარეობას.

4. შიდროკვანძის ზემო ბიეფის დალაშვის საანგარიშო სქემა. განვიხილოთ 1 მეტრი სიგანის სწორკუთხოვანი განივი კვეთის კალაპოტის ფორმირება შეტბორვით მდინარის მყარი (ფსკერული ნატანის) და თხევადი ხარჯის მუდმივობის პირობებში.

რადგანაც მთისა და მთისწინა მდინარეების ზემო ბიეფი ფორმირდება ძირითადად ფსკერული ნატანით, ანიტომ ბიეფის დალექვის სქემას ვიძლევიტ ტიეტაჟა ნატანის მოქმედების მხედველობაში მიუღებლად (ნახ. 70). განსახილველ მოწენტში დანალექის პრიზმა იკავებს a , b , c მდებარეობას შემდეგი პარანეტრებით: სიგრძე— l , გროვის სიმაღლე h



ნახ. 70. ზედა ბიეფის დალექვის განგარიშების სქემა.

და ქანობი $i = Ki_{\text{ანგარი}} ; \Delta t$ დროის განმავლობაში ნატანის გროვა გადაადგილდება ქვევით Δl_k მანძილზე; დანალექი კი იზრდება სიმაღლეში $\Delta h = Ki_{\text{ანგარი}} \cdot \Delta l_k$ სიდიდით და ვრცელდება ზევით l_n სიგრძით.

Δt დროის განმავლობაში დალექილი უბნის მოცულობა

$$\Delta \omega = (l_n + l) \Delta h + (h - \Delta h) \Delta l_k, \quad (5.43)$$

თუ Δh შევცვლით $Ki_{\text{ანგარი}} \Delta l_k$ -ით, მივიღებთ

$$\Delta \omega = [h + Ki_{\text{ანგარი}} (l + l_n + \Delta l_k)] \Delta l_k, \quad (5.44)$$

სადაც K არის საცდელი ცვალებადი კოეფიციენტი ($K \leq 1$); თუ დავუშვებთ, რომ $K = 1$ და $l_n = 0$, მაშინ მივიღებთ ი. ი. ლევის ფორმულას სხვა სახით:

$$\Delta \omega = [h + i_{\text{ანგარი}} (l + \Delta l_k)] \Delta l_k. \quad (5.45)$$

ბიეფში დალექილი ნატანის მოცულობა ტოლია იმ ნატანის რაოდენობისა, რომელიც შევიდა ბიეფში უფრო ზევით მდებარე უბნიდან:

$$Q_H \Delta t = \Delta \omega = [h \div K i_{\text{განგაბ}} (l + l_H + \Delta l_k)] \Delta l_k. \quad (5.46)$$

ნატანის წამიერი Q ხარჯი გამოითვლება უშუალო გაზომვით ან არსებული ფორმულის საშუალებით.

შეძღვრვი გამოთვლა მოცემული ფორმულებით შეიძლება ჩავატაროთ გრაფიკულად. უბნის ფორმირების $L_{\text{ფორ}}$ სიგრძე განისაზღვრება შემდეგი დამოკიდებულებებიდან:

$$L_{\text{ფორ}} = \frac{X}{i_{\text{განგაბ}}}. \quad (5.47)$$

ან

$$L_{\text{ფორ}} = \frac{X + H}{i_{\text{საგ}} - i_{\text{განგაბ}}}. \quad (5.48)$$

ამ განტოლებიდან გამომდინარეობს, რომ

$$\frac{X}{i_{\text{განგაბ}}} = \frac{X}{i_{\text{საგ}}} \quad \text{და} \quad X = \frac{H i_{\text{განგაბ}}}{i_{\text{საგ}} - i_{\text{განგაბ}}}. \quad (5.49)$$

თუ (5.49) განტოლების მნიშვნელობას შევიტანთ (5.48) განტოლებაში, მივიღებთ:

$$L_{\text{ფორ}} = \frac{H}{i_{\text{საგ}} - i_{\text{განგაბ}}}. \quad (5.50)$$

დანალექის მოცულობა გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$L_{\text{ფორ}} H_{\text{საგ}} B = \frac{H H_{\text{საგ}} B}{i_{\text{საგ}} - i_{\text{განგაბ}}}, \quad (5.51)$$

სადაც $H_{\text{საგ}}$ —მდინარის ფსკერის ამაღლების საშუალო სიღიღეა.

თუ ვიცით ფსკერული ნატანის საშუალო წამობრივი ხარჯი ($K \leq 1$), შეგვიძლია განვსაზღვროთ ზემო ბიეფის დალექვის დრო:

$$T = \frac{B H H_{\text{საგ}}}{(i_{\text{საგ}} - i_{\text{განგაბ}}) Q_H}. \quad (5.52)$$

ს. ტ. ალტუნინს და ი. ა. ბუზუნოვს თავიანთ შრომებში წამოყენებული აქვთ კაშხლის ზედა ბიეფის კალაპოტის გადაფორმირების პროცესის განსაზღვრის თეორიული მეთოდი.

ზემო ბიეფში დანალექის პრიზმის სიგრძეს ისინი საზღვრავენ ყოველი პერიოდის ფორმირების დამთავრებისათვის შემდეგი ფორმულით:

$$L_p = \frac{2 \Delta H}{2 i_{\text{გ}} - (i_{\text{გ}} + i_{\text{გ}})}. \quad (5.53)$$

კერძო შემთხვევაში ($i_{\text{ღ}} = i_{\text{გ}}$) გრძივი პროფილის მცირე საფეხურიანობის დროს კი

$$L_x = \frac{2\Delta h}{i_{\text{გ}} - i_{\text{ფ}}}, \quad (5.54)$$

სადაც $\Delta H = (H_{\text{ფ}} - H_{\text{გ}})$ არის სხვაობა საანგარიშო შეტბორილ ჰორიზონტსა ($H_{\text{ფ}}$) და ჩვეულებრივ სიღრმეს ($H_{\text{გ}}$) შორის;

$i_{\text{გ}} = i_{\text{სა}}$ — მდინარის საშუალო ჩვეულებრივი ქანობი;

L_x — სიგრძე შეტბორვის მრუდის ბოლო წერტილამდე;

$i_{\text{ფ}}$ — წყლის ზედაპირული ქანობი კაშხალთან;

$i_{\text{ღ}}$ — ღრმა ადგილის ქანობი ბიეფში, კაშხალის აგებამდე.

მთისა და მთისწინა მდინარეებისათვის შეტბორვის მრუდს განსაზღვრავენ ი. ა. ბუზუნოვის ფორმულით:

$$(L_x + x_0)^2 = 2p(r_0 - r). \quad (5.55)$$

აქ მოყვანილი მონაცემები ნაწილობრივ არ ეთანხმება ს. ტ. ალტუნინისა და ი. ა. ბუზუნოვის სიერ მიღებულ შედეგებს. (5.57) ფორმულის მრიცხველშია კოეფიციენტი Z , რომელიც ჩვენ მიერ მიღებულ (5.50) გამოსახულებაში არ შედის; გარდა ამისა, მნიშვნელში $i_{\text{ფ}}$ ფორმირების პირველი ორი პერიოდის განმავლობაში არ ითვლება მუდმივ სიდიდედ L_x სიგრძეზე და ამიტომ მას არ შეუძლია განსაზღვროს უკანასკნელის მნიშვნელობა.

ფართო ნოლა კალაპოტში ფსკერული ნატანის გროვებად გადაადგილება კაშხალისკენ ხდება აქტიური კალაპოტის არა მთელი სიგანით, არაბედ მხოლოდ ზოლებად. ეს ზოლი იზრდება როგორც სიგანეში, ისევე სიგრძეშიც; ამის შედეგად ძირითადი ნაკადი, რომელიც მიედინება მაღალ ნიშნულზე, იძულებულია მიატოვოს საწყისი მიმართულება, შეწყვიტოს პირველი გროვის გადაადგილება და დაიწყოს ახალი ფორმირება შედარებით დაბალ ნიშნულეებზე.

ეს პროცესი გრძელდება მანამ, სანამ ნოლა კალაპოტი არ მოსწორდება თითქმის მთელ სიგრძეზე, ამიტომ ახალი კალაპოტის ფორმირების დროს ზემო ბიეფში შეიძინევა ნაკადისა და ნატანის ცალკეული ლინების (ზოლების) გაძლიერებული მოძრაობა აქეთ-იქით.

ლინზა წარმოადგენს ფსკერზე ნატანის გროვის მოძრაობის შედეგს; იგი მოიცავს კალაპოტის მხოლოდ ზოლს ანდა ცირკულაციური დინების შედეგს თავოყრილი ფსკერული ქაველებით.

ჩვენი მონაცემებით, ზემო ბიეფის ფსკერული ნატანით დალექვისას საწყისი შეტბორვის სიგრძე თანდათან მცირდება და მესამე პერიოდის ბოლოს საეგებით ქრება.

ნ. კალაპოტის ფორმირება ქვედა ბიეფში. ზემო ბიეფში ნატანის დაღამვის პერიოდში ქვედა ბიეფში ირღევა ურთიერთკავში-

ჩი ნაკადის ტრანსპორტირების უნარიანობასა და გამოტანილი ნატანის რაოდენობას შორის. ამიტომ მყარი მდგომარეობის აღსადგენად, რომელიც შეესაბაზნება ახალ პირობებს, ნაკადი იწყებს კალაპოტის გაძლიერებულ გარეცხვას. ამასთანავე, მას არ შეუძლია დიდი რაოდენობით შორ მანძილზე გადაიტანოს ადგილობრივი გარეცხვის ნატანი, ლექავს მათ ცოტათი ქვემოთ და წარმოქმნის საკმაოდ დიდ რიყეებს. ეს რიყეები მცირე დროის განმავლობაში იწვევს ჰორიზონტის აწევას და ამ უბანზე ქმნის ზედაპირულ უკუქანობს. გარეცხვის სიღრმის ზრდისას ეცემა გარეცხვის ინტენსივობა და იწყება რიყის ჩარეცხვა.

კაშხალთან გარეცხვის პროცესი გრძელდება ქვემო ბიეფში წყლის ჰორიზონტის დაცემის შეწყვეტამდე, რომელიც გამოწვეულია კალაპოტის საერთო გარეცხვით საკმაოდ მანძილზე.

კალაპოტის გაღრმავების ეს შეწყვეტილი პერიოდი და ზემო ბიეფში წყლის ჰორიზონტის დაწვევა გათვალისწინებული უნდა იქნეს ქვემო ბიეფში განლაგებული წყალმიმღები კვანძისა და ნაგებობათა დაპროექტების დროს.

ზემო ბიეფის დალექვის პერიოდში ფსკერული ნატანის ნაწილი შედის ქვემო ბიეფში. ამ მომენტიდან ქვემო ბიეფში ძირითადად წყდება გარეცხვა და იწყება ნატანის დალექვა. პირველ რიგში ილექება ადგილობრივი განარეცხი და საერთო გარეცხვის ახლომდებარე უბნები. იზრდება კალაპოტის როგორც ფსკერული, ისე ზედაპირული ქანობი და ნაკადის ტრანსპორტირების უნარიანობა. თუ ორივე ბიეფში თხევადი და მყარი ხარჯი დაახლოებით ტოლია, მაშინ მათში აღდგება პირაკლიკური ელემენტები, რომლებიც ახლო იქნებიან საწყისთან.

თუ წყლის აღების კოეფიციენტი დიდია, მაშინ ქვედა ბიეფში შედის ფსკერული ნატანით გაჯერებული წყალი, რის გამოც წყლის ზედაპირული და ფსკერული ქანობები იწყებს ზრდას და აქარბებს ჩვეულებრივს.

საველე და ლაბორატორიული გამოკვლევების შედეგად დადგენილია, რომ ქვედა ბიეფის გრძივი ქანობი დამოკიდებულია წყლის აღების კოეფიციენტზე და განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით:

$$i_{გა} = \frac{i_0 d}{(1 - \varphi)^{3/4}}, \quad (5.56)$$

სადაც i_0 არის მდინარის ქანობი ჩვეულებრივ პირობებში;

$$d = \frac{d_0}{d_1};$$

ამასთანავე, d_0 —დანალექის საშუალო დიამეტრი კაშხალის

აგებამდე;

d_1 —დანალექის საშუალო დიამეტრი ფორმირების პერიოდში;

ფ—წყლის ალების კოეფიციენტი, რომელიც განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით:

$$\varphi = \frac{\sum Q_{\text{აღება}}}{\sum Q_{\text{მღე}}}, \quad (5.57)$$

აღაც $\sum Q_{\text{მღე}}$ არის წყლის ჯამური ჩამონადენი მდინარეში კაშხალის ზემოთ ფსკერული ნატანის მოძრაობის პერიოდში;

$\sum Q_{\text{აღება}}$ —არხში მიღებული წყლის ჩამონადენი იმავე პერიოდში.

ქანობის ზრდისა და ქვემო ბიეფის ფსკერის ამალეების დამოკიდებულება წყლის ალების კოეფიციენტზე მოცემულია 31-ე ცხრილში.

ცხრილი 31

ქანობის ზრდა ქვემო ბიეფში წყლის ალების კოეფიციენტზე (φ) დამოკიდებულებათ

φ	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8
$\frac{i_{\text{გაბ}}}{i_0}$	1,08	1,18	1,30	1,47	1,69	1,97	2,45	5,35

დალექვა ქვედა ბიეფში გრძელდება მდინარის შესართავამდე ან რეგიონის აღდგენის წერტილებამდე (მაგალითად, დერივატიული არხის წყალსაგდებამდე ან მძლავრ შენაკადამდე).

შეტბორვის სიდიდე კაშხალთან წარმოიქმნება დანალექით და იანგარიშება ფორმულით:

$$\Delta x = k i_{\text{გაბ}} \left[\frac{1}{(1-l)^{2i}} \right], \quad (5.58)$$

აღაც l —მდინარის კალაპოტის სიგრძეა წყლის ალების წერტილიდან ქვის წყალსაგდებამდე, შენაკადის შესართავამდე ან მდინარის ქანობის შვევთ ცვლილებამდე.

როცა წყლის ალების კოეფიციენტი დიდია, საჭიროა წყალმომღების ელემენტებისა და კაშხალის ზედა ნაწილის ნიშნულების აწევა Δx სიდიდით, მდინარის კალაპოტის ბიეფის აწევის მხედველობაში მიღებით, რათა თავიდან იქნეს აცილებული ნაგებობის დალექვა ან წყლით დაფარვა ქვემო ბიეფიდან.

ტაბაზი და ჭაოზაზი. მუნიციპალიტეტი

§ 44. ვაზი. მათი ნარმოშობა და კლასიფიკაცია

წყლით შევსებულ ყოველ ქვაბულსა და დადაბლებულ ადგილებს. რომელთაც არა აქვთ უშუალო კავშირი ზღვასთან (ან ოკეანესთან), ტბა ეწოდება.

წარმოშობის მიხედვით ტბები იყოფა სამ მთაყარ ჯგუფად: დაგუბებული (კაშხალისებური), ქვაბულიანი და შერეული.

დაგუბებულ ტბებს ეკუთვნის ნამდინარევი, ხეობისა და სანაპირო ტბები. ნამდინარევი ტბები შეიძლება აღმოცენდეს მდინარის დროებით დაშრობის შემთხვევაში და წარმოადგენს პატარა-პატარა წყალსატევების ისეთ კატეგორიას, რომლებიც ერთიმეორისაგან გამოყოფილი არიან მდინარის კალაპოტის ამაღლებული უბნებით. ასეთი სახის ტბები დიდი რაოდენობით გვხვდება მდ. ვოლგის, დნეპრის. ოკისა და სხვა მდინარეთა ნოღა კალაპოტებზე და ძველ კალაპოტებში. ხეობის ტბები უმთავრესად წარმოიქმნება ხეობების ბუნებრივად გადაღობით მთის ქანების ჩამონანგრევი მასალით; ასეთი სახის ტბებს მიეკუთვნება რიცხს ტბა აფხაზეთში, რომელიც აღმოცენდა მდ. იუპშარის ხეობაში, სარეზის ტბა მდ. მურგაბის ხეობაში (პამირზე) და მთელი რიგი სხვა ტბები.

სანაპირო ტბები წარმოიქმნება ზღვის სანაპიროებზე (პალიასტომის ტბა შავი ზღვის სანაპიროზე) ზღვიდან მცირე წყლიანი ყურეების გამოყოფის შედეგად; ასეთი სახის ტბა წარმოიქმნება აგრეთვე მდინარის შესართავ ნაწილში, რომელსაც დელტური ტბა ეწოდება.

ქვაბულიანი ტბებს ეკუთვნის ეროზიული, დეფლაციური, კარსტული და დისლოკაციური ტბები. ეროზიული ტბები, როგორც ეს თვით სახელწოდებიდან ჩანს, წარმოიქმნა მიწის ზედაპირზე ჩამონადენი წყლის ეროზიული მოქმედების შედეგად გაჩენილ ქვაბურბში. დეფლაციური ტბების აღმოცენება მოხდა კარსტული ეროზიის შედეგად გაჩენილ ქვაბულებში. კარსტული ტბების ფორმირება ხდება რეცხადი ქანების ჩაუეხვის შედეგად; ასეთი სახის ტბები, რომელნიც უმეტეს შემთხვევაში მცირე მოცულობითა და ღრვა ოვალისებური ან კიდევ ძაბრისებრი ფორმით ხასიათდებიან, გვხვდება კავკასიაში, ალტაიში, ალპებში და სხვ. დისლოკაციური ტბების

ჯგუფს კი ეკუთვნის ისეთი ტბები, რომელნიც მიწის შრეების ჩარღვევისა და გადაადგილების შედეგად აღმოცენდნენ; აქავე ჯგუფს მიეკუთვნება აგ-ეთვე ისეთი ტბებიც, რომელნიც ზღვიდან გამოყოფილ დიდ აუზებს წარმოადგენენ (კასპიის ზღვა, არალის, ლადოგის, ონეგისა და სხვა ტბები).

§ 45. მზაბის ძირითადი მახასიათებლები

ტბების ძირითადი მახასიათებლები შეიძლება შემდეგნაირად დავაჯგუფოთ: მორფოლოგიური და მორფომეტრიული მახასიათებლები; დონეთა რეჟიმი და წყლის ბალანსი; ყინულოვანი რეჟიმი.

1. ტბის ძირითადი მორფოლოგიური მახასიათებლები. ტბის ქვაბულის იმ ნაწილს, რომელიც შეესებოდა წყლით, ჰქვია ტბის კალაპოტი. ტბის კალაპოტში ძირითადად გამოყოფენ ტბის ფსკერსა და ფერდობებს, გარდა ამისა, ასხვავებენ აგრეთვე ნაპირისა და სიღრმის არეებს; ნაპირის არე წარმოადგენს ფერდობების ჩამორეცხვის ზონას, სიღრმის არე კი ფერდობებიდან ჩამორეცხილი ნატანის დალექვის ზონას.

ნაპირის არე შედგება სამი ზონისაგან: ნაპირი, სანაპირო და ნაპირისპირა, ანუ ლიტოლარული ზონა.

ნაპირი — ხმელეთის ის ზოლია, რომლითაც შემოსაზღვრულია ტბის სარკის ზედაპირი.

სანაპირო წარმოადგენს ზეირთცემის ზონას, რომელიც ტალღების ზემოქმედებით მუდმივად განიცდის გამორეცხვას; ამ ზონის იმ ნაწილს, რომელიც უშუალოდ ნაპირს ეკვრის და იფარება წყლით მხოლოდ მძაფრი ტალღების დროს, მშრალ სანაპიროს უწოდებენ, ზონის იმ ნაწილს კი, რომელიც წყლით პერიოდულად, დონეების აწვევის დროს იფარება, სანაპიროს შეტბორილ ნაწილს უწოდებენ; დაბოლოს, სანაპირო ზონის ის ნაწილი, რომელიც მუდამ წყლითაა დაფარული, წყალქვეშა ნაწილის სახელწოდებითაა ცნობილი.

ნაპირისპირა, ანუ ლიტორალური ზონა, რომელიც წარმოადგენს წყალქვეშა ტერასას, ვრცელდება ტბის სიღრმისაკენ დაახლოებით რამდენიმე მეტრით; ზონის ეს ნაწილი წარმოიქმნება ფერდობების შეზადგენელი ძირითადი ქანების ჩამორეცხვისა და აგრეთვე ტალღების მიერ ტბაში შემოტანილი გაფხვიერებული ნატანის დალექვით.

საერთოდ, თავისი არსებობის მანძილზე ყოველი ტბა უნდა კლებულობდეს როგორც სიღრმეში, ასევე ზედაპირის ფართობში, რადგან მათ ფსკერზე ტალღების ზეგავლენის გამო მუდამ ხდება სხვადასხვა მყარი ნატანის დალექვა და ყოველივე ამის შედეგად ცალკეული კუნ-

ძულების გაჩენა- ამ მხრივ ტბათა განვითარების შემდეგ სტადიებს განსხვავებენ:

ახალგაზრდობის სტადია, როდესაც ქვაბულის რელიეფი პრაქტიკულად უცვლელი რჩება;

სიმწიფის სტადია, როდესაც ტბის ირგვლივ ჩნდება სანაპირო მეჩჩებები, ხოლო მდინარეთა შესართავებში—ნალექი დელტები;

სიბერის სტადია, როდესაც ტბაში დიდი რაოდენობის ალუვიალური ნატანია ჩასული და მისი ფსკერი მოსწორებულ ქვაბულს წარმოადგენს; ქვაბულის ირგვლივ მდებარეობს დელტების ფერდობები და სანაპირო მეჩჩების დანალექები;

გაქრობის სტადია, როდესაც ტბა სიღრმეში იმდენად იკლებს, რომ მისი ცენტრალური ნაწილის ფსკერი თითქმის სანაპირო მეჩჩების ზედაპირს უთანასწორდება და ამ შემთხვევაში დელტის ფერდობები უკვე აღარ არსებობს. ამ პერიოდში ტბა ჯერ გადაიქცევა მცირე ზომის ტბორად სანაპირო ზოლში განვითარებული მცენარეულობით, ხოლო გარკვეული პერიოდის შემდეგ კი ქაობად.

ასეთივე მიდგომით, წყლის შემოსავლისა და გასავლის მხედველობაში მიღებით, განასხვავებენ შემდეგი კატეგორიის ტბებს:

ა) გაუდინარი, ყრუ ტბები;

ბ) გამდინარი ტბები;

გ) მდინარეული ტბები, რომელთაც ახასიათებთ ერთი და იმავე სიდიდის შემონადენი და გამონადენი;

დ) შესართავისპირა ტბები, რომლებშიაც ადგილი აქვს მუდმივ შემოდინებას, გადინება კი გამორიცხულია.

2. ტბის ძირითადი მორფომეტრიული მახასიათებლები. ტბის მორფოქეტრიულ მახასიათებლებს ეკუთვნის: ტბის ფართობი, სიგრძე, სიგანე, დიდი პატარა ღერძები, სანაპირო ხაზის კლასიკულობის ხარისხი, წყლის მოცულობა ტბაში, საშუალო და მაქსიმალური სიღრმეები, ტბის ფერდობების დახრილობა და ა. შ.

ტბის ფართობი (a^2) არის მისი წყლის ანუ სარკის ზედაპირის (კუნძულების გამოკლებით) ფართობი;

ტბის სიგრძე (L_a)—მანძილი (წყლის ზედაპირზე) ნაპირების ორ უშორეს წერტილს შორის.

ტბის სიგანე (B_a). განასხვავებენ მაქსიმალურ ($B_{a,კს}$) სიგანეს, რომელიც განისაზღვრება, როგორც მანძილი, ნაპირების ორ უშორეს წერტილს შორის, გაზომილს მისი სიგრძის პერპენდიკულარულ მი-

მართულებაზე, და საშუალო სიგანეს— $B_{საშ} = \frac{Q}{L}$.

ტბის დიდი ღერძი წარმოადგენს ნაპირებზე აღებულ ორ

უშორეს წერტილს შორის გატარებულ სწორ ხაზს, ხოლო პატარა ღერძი კი—დიდი ღერძის მართობულ სწორ ხაზს;

ტბის სანაპირო ხაზის კლაკნილობის ხარისხი m გამოისახება სანაპირო ხაზის კლაკნილობის კოეფიციენტით:

$$m = \frac{D}{D_1} = \frac{D}{2\sqrt{\pi a}}, \quad (6.1)$$

სადაც D —სანაპირო ხაზის სიგრძეა, D_1 კი ისეთი წრეხაზის სიგრძეა, რომლის ფართობი ტბის ზედაპირის ფართობის ტოლია.

წყლის მოცულობას ტბაში (V_{Σ}) ანგარიშობენ ტბის გეგმაზე იზობათების მიხედვით, ე. წ. პრიზმების წესით. ამ წესის თანახმად, ტბის მოცულობა პორიზონტალური სიბრტყეებით დაიყოფა რამდენიმე ფენად, რომელთაგან თვითეული მათგანი შეიძლება განხილულ იქნეს როგორც პრიზმა. თუ აღვნიშნავთ ცალკეული იზობათებით შემოსაზღვრულ ფართობებს $\omega_0, \omega_1, \omega_2, \omega_3, \dots, \omega_n$ -ით, ხოლო ორ მეზობელ იზობათს შორის მანძილს h -ით, მაშინ ტბაში წყლის მოცულობის გამოსათვლელი ფორმულა შეიძლება ასეთი სახით გამოისახოს:

$$V = \frac{\omega_0 + \omega_1}{2} h + \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} h + \frac{\omega_2 + \omega_3}{3} h + \dots + \frac{\omega_{n-1} + \omega_n}{2} h = \Delta V = \frac{h}{2} (\omega_0 + \omega_1 + \omega_2 + \omega_3 + \dots + \omega_n) + \Delta V, \quad (6.2)$$

სადაც ΔV —წყლის ის მოცულობაა (m^3 -ში), რომელიც მოთავსებულია ყველაზე ღრმად მოთავსებულ იზობათის ფართობსა და ტბის ფსკერზე მაქსიმალური სიღრმის კვეთში აღებულ წერტილს (ნიშნულს) შორის; ეს სიდიდე მიახლოებით შეიძლება გამოთვლილ იქნეს ასეთი ფორმულით:

$$\Delta V = \frac{\omega_n (h_{\text{მაქს}} - h_n)}{3}, \quad (6.3)$$

სადაც $h_{\text{მაქს}}$ —ტბის მაქსიმალური სიღრმეა (მეტრობით), h_n —ყველაზე ღრმად მოთავსებული იზობათის შესაბამისი წყლის სიღრმე (მეტრობით), ხოლო ω_n —მისი ფართობი (m^2 -ში);

ტბის საშუალო სიღრმე

$$h_{\text{საშ}} = \frac{V}{\omega}; \quad (6.4)$$

ტბის ფერდობების დახრილობა

$$\text{tg } \alpha = \frac{h_{\text{მაქს}}}{r}, \quad (6.5)$$

სადაც r საშუალო მანძილია წყლის ზედაპირის ცენტრალურ ნაწილსა და პერიფერიას შორის.

32-ე ცხრილში მოყვანილია დედამიწის ზოგიერთი უდიდესი ტბების ძირითადი მაჩვენებლები.

ცხრილი 32

ტ ბ ა	ქვეყნის რომელ ნაწილშია მოთავსებული	მდებარეობა ზღვის დონიდან (მ)	ფართობი (კმ ²)	მაქსიმალური სიღრმე (მ)
კასპიის	ახია	-26	433700	1098
არალის	ახია	50	66500	68
მიჩიგანის	ჩრდ. ამერიკა	179	58000	263
ბაიკალის	ახია	453	31500	1620
ლადოგის	ევროპა	4,6	18400	225
სევანის	სომხეთის სსრ	1914	1416	99

3. წყლის ბალანსი და დონეთა რეჟიმი. ტბაში ჩადინებული და მისგან გადინებული წყლის რაოდენობა დროის რომელიმე გარკვეული პერიოდისათვის შეიძლება გამოსახულ იქნეს წყლის ბალანსის განტოლებით, რომელიც განსახილველი შემთხვევისათვის ასეთ სახეს ღებულობს:

$$X + K + Q + a_1 = Z + Y + a_2 + M \pm \Delta V, \quad (6.6)$$

სადაც X არის ატმოსფერული ნალექები;

K — კონდენსაცია;

Q — მდინარეთა წყლის შემონადენი ტბაში;

a — მიწისქვეშა წყლების მოდინება;

Z — აორთქლება;

F — მდინარეთა მიერ ტბიდან გადინებული წყლის რაოდენობა;

a_2 — მიწისქვეშა ფილტრაცია;

M — ტბის წყლის მოხმარება სხვადასხვა წყალსამეურნეო მიზნებისათვის;

$\pm \Delta V$ — ტბაში წყლის მოცულობის ცვალებადობა, რომელიც დამოკიდებულია წყლის ბალანსის განტოლების ჩამოდინებული და გადინებული წყლის რაოდენობის თანაფარდობაზე; თუ ტბაში ჩამონადენი მეტია გადინებაზე, მაშინ ΔV -ს დადებითი ნიშანი აქვს, ხოლო პირიქით შემთხვევაში კი უარყოფითი.

წყალგაუმდინარი ტბებისათვის $Y = 0$, წყლიანობის მხრივ საშუა-

ლო წლისათვის (მრავალწლიანი პერიოდის განაილვის შემთხვევაში) შეიძლება მივიღოთ $a_1 = a_2$ და $\Delta V = 0$. ასეთ შემთხვევაში წყლის ბალანსის განტოლება შემდეგნაირად გადაიწერება:

$$X + K + Q = Z + M. \quad (6.7)$$

ამ განტოლებებში შემავალი ყველა წევრი ერთსა და იმავე ზომებში უნდა იქნენ გამოსახული (m^3 -ში).

დონეთა რეეიმის ცვალებადობა ტბაში ძირითადად გამოწვეულია მისი წყლის ბალანსის ჩამოდინებული და გადინებული ნაწილების ცვალებადობით. დონეთა ცვალებადობა ტბაში გამოწვეულია აგრეთვე ქარის მოქმედებით.

წლის განმავლობაში ტბების დონეთა რყევადობის ამპლიტუდა ფართო საზღვრებში იცვლება (რამდენიმე სანტიმეტრიდან 2-5 მეტრამდე და, ზოგჯერ მეტამდე). ის უმთავრესად დამოკიდებულია ტბის მორფომეტრიულ მახასიათებლებზე და აგრეთვე მისი სარკის ზედაპირის ფართობისა და აუზის ფართობის ურთიერთ ფარდობაზე.

4. გაყინვის მოვლენები. ტბებზე გაყინვის მოვლენები გამოიხატება მისი ზედაპირის ყინულით დაფარვასა და ყინულისაგან განთავისუფლებაში და ა. შ.

ტბის ზედაპირზე ყინულოვანი საფარის წარმოქმნა ხდება მაშინ, როდესაც სითბური ბალანსის დახარჯული ნაწილი გადააპარბებს შემოსავალ ნაწილს.

ტბის გაყინულობის პერიოდის ხანგრძლიობა დამოკიდებულია ტბაში დაგროვილ სითბოსა, მის ზედაპირზე მოქმედი ქარის სიძლიერესა და ხანგრძლიობაზე. მაგალითად, ბაიკალის ტბაზე გაყინულობის დაწყებიდან მისი მთლიანი გაყინვის დრო 35-37 დღეს შეადგენს.

ყინულოვანი ფენის სისქე ტბებში, ჩვეულებრივ, მეტია, ვიდრე მდინარეებში. საბჭოთა კავშირის ჩრდილოეთი მხარის ტბებში ყინულოვანი საფარის სისქე 150-200 სმ-მდე აღწევს.

ტბების ყინულისაგან განთავისუფლებას წინ უსწრებს ყინულის საფარზე არსებული თოვლის დნობა და შემდეგ თვით ყინულის საფარის დნობა.

§ 46. დინამიკური პროცესები ვბაბში

ტბებზე მოქმედ დინამიკურ პროცესებს ეკუთვნის წყლის მასის დროებითი და მუდმივი მოძრაობა ტალღების, სეიშებისა და დინებების სახით.

1. ტალღები ტბის ზედაპირზე ჩნდება ქარის გავლენით, რომელთა ზომები დამოკიდებულია ქარის მოქმედების სიძლიერესა, მიმართულებასა, ხანგრძლიობასა და აგრეთვე თვით ტბის სიღრმესა და სარკის ზედაპირის ფართობზე.

ჰიდროლოგიაში განასხვავებენ ტალღის შემდეგ ელემენტებს (ნახ. 71):

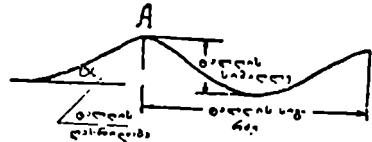
ა) ტალღის სიმაღლე (h_a) არის მანძილი ვერტიკალური მიმართულებით ტალღის უმაღლეს და უდაბლეს წერტილებს შორის;

ბ) ტალღის სიგრძე (L_a)—მანძილი ჰორიზონტალური მიმართულებით ორი მეზობელი ტალღის ზღურბლებს შორის;

გ) ტალღის პერიოდი (τ წმ)—დრო, რომელიც ჰერეღება ტალღას მისი სიგრძის ტოლი მანძილის გავლისათვის;

დ) ტალღის დახრილობა k —ტალღის სიმაღლის შეფარდება მისი სიგრძის ნახევართან;

ე) ტალღის მოძრაობის სიჩქარე (v მ/წმ)—მანძილი, რომელსაც გაივლის ტალღის ამალღებული ან დადაბლებული ნაწილი დროის ერთეულში.



ნახ. 71. ტალღების სქემა.

ტალღის ძირითად ელემენტებს შორის არსებობს ასეთი კავშირი:

$$L = \tau v, \quad (6.8)$$

$$k = \frac{h}{2L}, \quad (6.9)$$

$$\tau = \sqrt{\frac{2\pi L}{g}} = 0,8\sqrt{L}, \quad (6.10)$$

$$v = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}} = 1,25\sqrt{L}. \quad (6.11)$$

ტალღების სიმაღლე სხვადასხვაა. მისი სიდიდე პატარა ტბებში 0,5 მეტრს არ აღემატება, დიდ ტბებში კი ზოგჯერ 5-7 მეტრამდე აღწევს.

ტალღები შეიძლება წარმოიქმნას როგორც ქარის მოქმედებით, ასევე ტექტონიკური და ვულკანური პროცესების შედეგად გამოწვეული მიწისქვეშა ბიძგებით.

2. სეიშები. ტბებზე წყლის ზედაპირის რიტმულ რყევადობას სეიშები ეწოდება. ასეთი მოვლენები შეიძლება ატმოსფერული წნევის მკვეთრი შეცვლით ტბის ცალკეულ ნაწილში, ძლიერი თავსხმებით და ქარის სიჩქარის მკვეთრი ცვლევადობით. სეიშებისებური რყევადობის ამპლიტუდა სხვადასხვა ტბებისათვის (ზოგჯერ ერთდროულად ერთსა და იმავე ტბაზე) სხვადასხვაა, ასე მაგალითად, ბაიკალის ტბაზე სეიშების სი-

მალე 5-14 სმ-მდე აღწევს, კასპიისა და არალის ზღვებზე—1 მეტრამდე, სევანის ტბაზე—30 სმ, ლემანის ტბაზე (შვეიცარია) რეგისტრირებულია 1,9 მეტრის სიმაღლის სეიში.

სეიშების შესწავლას განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ტბაში წყლის დონეების და, შესაბამისად, ტბის მოცულობის დასადგენად.

3. დ ი ნ ე ბ ე ბ ი. ტბებში დინებების შენდევ სახეს ასხვავებენ: ა) ქარით გამოწვეული დინებები; ბ) მდინარეული დინებები, გ) სეიშური დინებები.

ქარით გამოწვეული დინებები დამოკიდებულია ქარის მოქმედების სიჩქარესა, მიმართულებასა და ხანგრძლიობაზე. იმისდა მიხედვით, თუ საითკენაა მიმართული ქარი, ნაპირთან წყლის დაგროვების შესაბამისად დონის აწევას აქვს ადგილი, ხოლო მის საწინააღმდეგო ნაპირზე კი, პირიქით, დონის დაწევას.

მდინარეულ დინებებს ადგილი აქვს გამდინარე ტბებში, სადაც მდინარის შესართავთან ტბის დონე ნაწილობრივ ამალღებულია, ხოლო ტბიდან გამომდინარე მდინარის სათავესთან, პირიქით, დონე დაწეულია.

სეიშებით გამოწვეული წყლის რყევითი მოძრაობის დროს წყლის დონე ტბაში არაპერიოდიკულია, რის შედეგადაც ხდება წყლის ცალკეული მასების გადაადგილება.

§ 47. ჭ ა ო ბ ე ბ ე ბ ი

1. ჭ ა ო ბ ე ბ ი ს წ ა რ მ ო მ ქ ნ ა და მ ა თ ი კ ლ ა ს ი ფ ი კ ა ც ი ა. მიწის ზედაპირის იმ უბანს, რომელიც ხასიათდება ნიადაგის ზედა ფენების ზედმეტად დატენიანებით და ტორფის წარმომქმნელი პროცესებისა და ქაობისათვის დამახასიათებელი მცენარეული საფარის არსებობით, ჭაობს უწოდებენ.

ჭაობები, როგორც აღვნიშნეთ, შეიძლება გაჩნდეს ტბების ადგილას, როდესაც ეს უქანასკნელი დროთა განმავლობაში აივსება ნალექით და მათზე აღმოცენდება სხვადასხვა სახის წყალმცენარეები. გარდა აღნიშნული მიზეზებისა, დადაბლებულ ადგილებში ჭაობები შეიძლება კიდევ წარმოიშვას: ატმოსფერული ნალექების გამო ნიადაგის კარბად დატენიანების შედეგად, მიწისქვეშა წყლების დონეების მაღლა მდებარეობის ადგილებში, მდინარეების შეგუბებით სხვადასხვა წყალსამეურნეო მოთხოვნილებებისათვის და ა. შ.

მცენარეულობის ხასიათისა და საზრდოობის მიხედვით ჭაობებს ჰყოფენ სამ მთავარ ჯგუფად: დაბალი (ბალახიანი), გარდამავალი და ზემო (ხავსიანი).

პირველი ჯგუფის ჭაობებისათვის დამახასიათებელია მუდმივი ან პერიოდული დატორება მდინარეთა წყლით, რაც, თავის მხრივ, ხელს უწყობს ტორფის მასალის გამდიდრებას მცენარეული და მინერალური ლამით და აგრეთვე წყალში ადვილად ხსნადი ნივთიერებებით. ასეთი

სახის ქაობები, ჩვეულებრივ, ფართოდაა გავრცელებული იმ მდინარეთა ხეობებში, რომელნიც მცირე ქანობით ხასიათდებიან.

მეორე ჯგუფის ქაობებისათვის დანახასიათებელია ბალახოვანი მცენარეულობის გაძვეება და მათ ადგილზე არყისა და ფიქვის ხეების აღმოცენება, რომელნიც საზრდოობენ ზედმეტად დატენიანებული ნიადაგის წყლებით.

მესამე ჯგუფის ქაობებს ეკუთვნის ისეთი ქაობები, რომელნიც ხასიათდებიან ტორფის სქელი ფენებით და საზრდოობენ მხოლოდ და მხოლოდ ატმოსფერული ნალექებით.

უნდა აღინიშნოს, რომ ქაობები გარეგნული მოყვანილობის მხრივ სხვადასხვა ფორმისაა. ასე, მაგალითად, ბალახოვან ქაობებს, ჩვეულებრივ, ახასიათებს მცირე გასწვრივი ქანობა (0,0002-0,0005) და ამავე დროს მასზე ნაკლები განივი (ნაპიოებიდან შუაგულისაკენ) ქანობა: გარდამავალი ჯგუფის ქაობებს უფრო დიდი ქანობი აქვს (0,0005-0,005), ვიდრე ბალახოვან ქაობებს, ხოლო ხავსიან ქაობებს კი უმეტესწილად მეტად თუ ნაკლებად ამოზნექილი ფორმა აქვს საკმაოდ დიდი ქანობით (0,05-მდე) მისი ცენტრალური ნაწილიდან ნაპირებისაკენ.

2. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე არსებული ქაობები და მათი გამოყენება სახალხო მეურნეობაში. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ფარგლებში არსებული ქაობების ფართობი დაახლოებით 2100000 კმ² შეადგენს, რომელთაგან ტერიტორიის აზიურ ნაწილზე მოდის 1500000 კმ², ხოლო ევროპულ ნაწილზე კი — 600000 კმ².

საბჭოთა კავშირის აზიურ ნაწილში ყველაზე მეტი დაქაობებული ადგილები დასავლეთ ციმბირშია (70%-მდე), სადაც თითქმის ყველა ტიპის ქაობები გვხვდება; ტაიგაში არის საბჭოთა კავშირის ტორფიანი ქაობების 80%-მდე. უდიდესი დაქაობებით ხასიათდება აგრეთვე შორეული აღმოსავლეთის ტყიანი ადგილების უმეტესობა, კამჩატკა და ა. შ.

საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის ფარგლებში ყველაზე მეტი რაოდენობის ქაობებია იმ რაიონებში, სადაც დიდი რაოდენობის ნალექები მოდის (ჩრდილო-დასავლეთი და ჩრდილოეთი მხარე, ტუნდრების ზონა და ა. შ.).

სსრ კავშირის სამხრეთ რაიონებში დაქაობებული ადგილები შედარებით მცირეა, უდაბნოებსა და ნახევრად უდაბნოებში კი იშვიათად გვხვდება და ისიც მხოლოდ დიდი მდინარეების ნოლა კალაპოტებში.

საბჭოთა კავშირში ფართო მასშტაბით მიმდინარეობს ქაობების დაშრობისა და ათვისების სამუშაოები (რსფსრ, ბალტიისპირეთის რესპუბლიკებში, ამიერკავკასიაში და სხვ.).

დაშრობილ ქაობებს უმთავრესად იყენებენ სასოფლო-სამეურნეო მიზნებისათვის; ასე, მაგალითად, კოლხეთის დაშრობილ მიწებზე მოჰყავთ ციტრუსები და სხვა სუბტროპიკული კულტურები. ქაობებში არ-

სებულ ტორფს კი ფართოდ იყენებენ აზოტოვან სასუქებად სოფლის მეურნეობაში, სათბობ ნედლეულად თბოელექტროსადგურებში, სხვადასხვა სახის საიზოლაციო მასალად მრეწველობაში, ქალაქის დასამზადებლად და ა. შ.

§ 48. მყინვარები

ხმელეთზე ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში დაგროვილი ყინულის მასას (როდესაც თოვლის სახით მოსული ატმოსფერული ნალექები სკარბობს ყინულის დნობის შედეგად მიღებული წყლის ჩამონადენს) მყინვარებს უწოდებენ. მყინვარები საგრძნობლად დიდ გავლენას ახდენს რაიონის კლიმატზე და მდინარეთა ჩამონადენზე.

მყინვარების ძირითად მკვებავ წყაროს წარმოადგენს თოვლის სახით მოსული მყარი ნალექები, რომელთა დაგროვება ხდება ე. წ. თოვლის ხაზის ზემოთ. *

ყოველ მყინვარში განასხვავებენ ორ დამახასიათებელ უბანს: მყინვარების მკვებავ უბანს, სადაც ხდება თოვლის დაგროვება, და დნობის უბანს (მყინვარის ბოლო).

მყინვარები მეტად ნელა, ბლანტი სითხეების მაგვარად, მოძრაობს. მათი მოძრაობა წააგავს მდინარეში წყლის მოძრაობას, რის გამოც მათ ხშირად მყინვარულ მდინარეს უწოდებენ.

მყინვარების მოძრაობის სიჩქარე უმთავრესად დამოკიდებულია კალაპოტის ქანობსა, მყინვარის მასასა და აგრეთვე ჰაერის ტემპერატურაზე. ერთი და იმავე გრძივი ქანობის დროს დიდი ზომის მყინვარი სწრაფად მოძრაობს, ვიდრე მცირე ზომისა, ამასთანავე, ისინი ზაფხულის პერიოდში უფრო სწრაფი ძრაობით ხასიათდებიან, ვიდრე ზამთრის პერიოდში, ხოლო ღამის საათებში კი—ნელი მოძრაობით, ვიდრე დღის საათებში.

საერთოდ, მყინვარების მოძრაობის სიჩქარე ფართო საზღვრებში იცვლება, ასე, მაგალითად, კავკასიის მყინვარები მოძრაობს 10-130 მ/წელიწადში, პამირისა და ჰიმალაისა კი 1200-1500 მ/წელიწადში; მოძრაობის ყველაზე დიდი სიჩქარით—10÷40 მ/დღე-ღამეში—ხასიათდება გრენლანდიის მყინვარები.

მოძრაობის დროს მყინვარები დიდ სამუშაოს აწარმოებს მიწის ზედაპირის გარდასაქმნელად. ისინი მონაწილეობენ მყინვარების განსაკუთრებული ფორმისა და თავისებური მთის ჯიშების (კაქრიანი თიხნარების) წარმოქმნაში. მთის ფერდობებზე ჩამოდინების დროს მყინვარი,

* ზღვის დონიდან რაღაც გარკვეულ სიმაღლეზე მოთავსებულია ისეთი ზონა, რომლისთვისაც წლის განმავლობაში მოსული თოვლის რაოდენობა ტოლია მისი დანაკარგებისა აორთქლებისა და დნობაზე. ამ ზონას ჰიდროლოგიაში სთვლიან თოვლის განაწილების კვედა საზღვრად და უწოდებენ თოვლის ხაზს.

მასში ჩაყინული ქვების დახმარებით, აწარმოებს მყინვარულ ეროზიას. მყინვარის ზედაპირსა და მის სიღრმეზე მოხვედრილი მთის ქანების დაშლის პროდუქტების ერთობლიობას მორენას უწოდებენ. მორენებს, რომლებიც ყინულთან ერთად მოძრაობენ, მოძრავი მორენები ეწოდება, ხოლო ისეთები კი, რომლებმაც შეწყვიტეს მოძრაობა, დანალექი მორენის სახელწოდებით არიან ცნობილი.

თავიანთი ფორმის, წარმოშობისა და განვითარების მიხედვით თანამედროვე მყინვარულ საფარს ჰყოფენ ორ ძირითად კატეგორიად: კონტინენტური და მთის მყინვარები.

კონტინენტური მყინვარები უდიდეს როლს თამაშობს მიწის ზედაპირის ლანდშაფტის ფორმირებაში. ისინი ყინულის მძლავრი საფარით ფარავენ ანტარქტიდას, გრენლანდიას და აგრეთვე ჩრდილო ამერიკის, ევროპისა და აზიის ზოგიერთ პოლარულ კუნძულებს. მყინვარული საფარის სისქე მეტისმეტად დიდი ზომისაა. მაგალითად, ანტარქტიდაში ის 4000 მეტრს შეადგენს, გრენლანდიაში კი 1700 მეტრს. მყინვარულ საფარზე თოვლის დაგროვება ხდება მის ცენტრალურ ნაწილში, ხოლო დნობა (ხარჯვა) კი პერიფერიაზე.

მთის მყინვარები კონტინენტური მყინვარებისაგან განსხვავებით შედარებით მცირე ზომისაა. მათი ფორმა დამოკიდებულია ადგილმდებარეობის რელიეფზე, ხოლო მოძრაობა კი მყინვარული კალაპოტის ქანობზე.

ჰიდროლოგიაში მყინვარების შემდეგ ტიპებს განასხვავებენ: მთის ფერდობების მყინვარები, ხეობისეული მყინვარები, მთის მწვერვალების მყინვარები და მყინვარისეული კომპლექსი.

მთის მყინვარების აქ ჩამოთვლილი ტიპებიდან მდინარეთა კვებასა და რეჟიმზე ყველაზე დიდ გავლენას ხეობისეული მყინვარები ახდენს.

მდინარის ჩამონადენის რეგულირება

§ 49. ჩამონადენის რეგულირების ამოყენების და ძირითადი სახეები რეგულირების პერიოდის ხანგრძლივობის მიხედვით

მდინარეთა ჩამონადენის ბუნებრივი განაწილება წლის განმავლობაში, ჩვეულებრივ, დიდი უთანაბრობით ხასიათდება. გაზაფხულის წყალდიდობის პერიოდში მკვეთრად მატულობს მდინარის ხარჯები, წყალმცირობის პერიოდში კი ისინი მნიშვნელოვნად მცირდებიან. არათანაბარია მდინარეთა ჩამონადენის განაწილება ცალკეული წლების მიხედვითაც: უხეწყლიანი წლების ჩამონადენის მოცულობა რამდენიმეჯერ აღემატება მცირეწყლიანი წლების ჩამონადენს.

იმის გამო, რომ მდინარის ჩამონადენის ასეთი უთანაბრობა არახელსაყრელია წყალსამეურნეო დაგეგმარების რიგი ამოცანის გადასაწყვეტად (კომუნალური და სამრეწველო წყალმომარაგება, სასოფლო-სამეურნეო მიწების მორწყვა, სანაოსნო გზების გაუმჯობესება, ჰესების სიმძლავრის გადიდება და ა. შ.), საჭირო ხდება სხვადასხვა ხელოვნურ ღონისძიებათა გატარება ჩამონადენის გადასანაწილებლად დროის მიხედვით.

მდინარის ჩამონადენის გადანაწილება დროის მიხედვით წყალმომხმარებელთა მოთხოვნილებების შესაბამისად წარმოადგენს ჩამონადენის რეგულირების ძირითად ამოცანას.

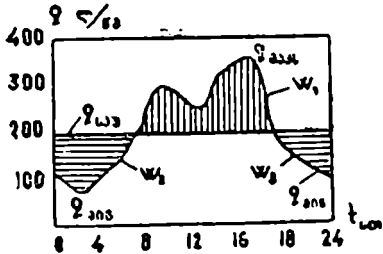
ჩამონადენის რეგულირება, ჩვეულებრივ, ხდება წყალსაცავების ან ბუნებრივი წყალსატევების საშუალებით, სადაც გროვდება წყალდიდობისა და წყალუხვობის დროს მოსული ჰარბი წყალი. ამგვარად შექმნილი წყლის მარაგი ინარჩუნება წყალმცირობის პერიოდში, როდესაც მდინარის ბუნებრივ ხარჯებს არ შეუძლია დააკმაყოფილოს მომხმარებელთა მოთხოვნილება. მცირე მოცულობის წყლის რეგულირებისათვის იყენებენ აგრეთვე დახურულ რეზერვუარებს და ღია ტიპის აუზებს.

ჩამონადენის რეგულირების პერიოდის ხანგრძლივობის მიხედვით არჩევენ რეგულირების შემდეგ ოთხ ძირითად სახეს: დღელამურს, კვირეულს, წლიურს (სეზონურს) და მრავალწლიურს.

1. ჩამონადენის დღელამური რეგულირება ხორციელდება

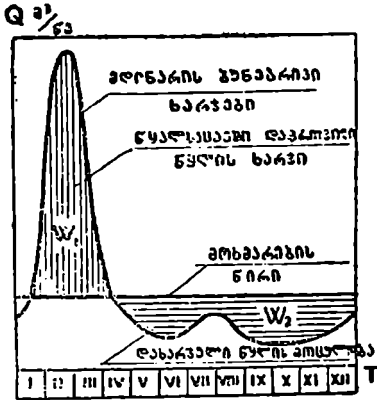
დღე-ღამის საათებში წყლის არათანაბარი მოხმარების შემთხვევაში. 72-ე ნახაზზე მოცემულია დღელამური რეგულირების გრაფიკი წყალმომარაგების საჭიროებისათვის. როგორც გრაფიკიდან ჩანს, აქ ადგილი აქვს წყლის არათანაბარი მოხმარების $q_{\text{კვ}}$ მაქსიმუმსა და $q_{\text{ინ}}$ მინიმუმს დღე-ღამის დასაწყისსა და დასასრულს.

საშუალო ხარჯით ($q_{\text{სა}}$) მაქსიმალური მოთხოვნილების ($q_{\text{კვ}}$) დაკმაყოფილება აღნიშნულ საათებში შესაძლებელი გახდება, თუ წყალსაცავში დეაგროვებთ დღე-ღამის დასაწყისსა და დასასრულისათვის ჭარბ W_2 და W_3 მოცულობებს. აღნიშნული მოცულობების ხარჯზე მოხდება დანაკლისი W_1 მოცულობის გადაფარვა გაზრდილი მოთხოვნილების პერიოდში. უმეტეს შემთხვევაში დღელამური რეგულირება წყალმომარაგების საჭიროებისათვის ხორციელდება ხელოვნური მიწისზედა ან მიწისქვეშა რეზერვუარის საშუალებით.



ნ.ხ. 72. დღელამური რეგულირების გრაფიკი.

2. კვირეული რეგულირება მიზანშეწონილია დასვენების საერთო დღეების შემთხვევაში, როდესაც წარმოება-დაწესებულებების უმეტესი ნაწილი არ მუშაობს და ამის გამო წყლისა და ენერჯის მოხმარება მცირდება. ასეთ დღეებში წყალსაცავებში დაგროვილი ჭარბი წყალი თანდათანობით იხარჯება კვირის სამუშაო დღეების განმავლობაში.



ნახ. 73. ჩამონადენის წლიური რეგულირების სქემა.

3. წლიური (სეზონური) რეგულირება ითვალისწინებს ჩამონადენის გადანაწილებას ერთი საანგარიშო წლის განმავლობაში. ამ შემთხვევაში გაზაფხულის წყალდიდობის დროს წყალსაცავში დაგროვილი ჭარბი წყალი თანდათანობით იხარჯება წელიწადის წყალმცირე პერიოდში (ნახ. 73). როგორც ამ

ნახაზიდან ჩანს, წლიური რეგულირება შესაძლებელი გახდება, თუ $W_1 \geq W_2$, სადაც W_1 და W_2 , შესაბამისად, მოხმარების წილის ზემოთ და ქვემოთ მდებარე მოცულობებია.

წყალსაცავის მოცულობა, რომელიც საჭიროა წლიური რეგულირების განსახორციელებლად, საგრძნობლად აქარბებს დღელამური და კვირეული რეგულირებისათვის საჭირო მოცულობებს.

4. მრავალწლიური რეგულირება მიზნად ისახავს მცირეწყლიანი წლების ჩამონადენის შევსებას უხვწყლიანი წლების ხარჯზე. ასეთი სახის რეგულირება საჭიროებს დიდი მოცულობის წყალსაცავებს.

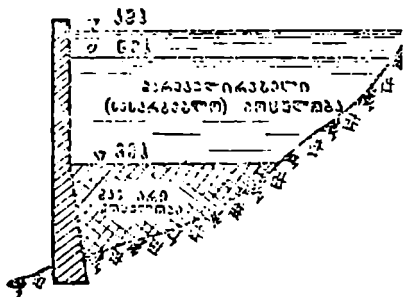
მრავალწლიური რეგულირების წყალსაცავებს, ჩვეულებრივ, შეუძლია შეასრულოს ჩამონადენის როგორც წლიური, ისე კვირეული და დღელამური რეგულირება.

§ 50. ბანგაბიშუბის ძირითადი ელემენტების განსაზღვრა

ჩამონადენის რეგულირებისათვის შექმნილი წყალსაცავები არსებით გავლენას ახდენს მდინარეთა ბუნებრივ რეჟიმზე. ჩამონადენის გადანაწილებასთან ერთად იქმნება წყლის ზედაპირიდან აორთქლების გაზრდისა და მყარი ნატანის დალექვის ხელსაყრელი პირობები. ამასთან, წყალსაცავში მოქცეული წყლის გარკვეული ნაწილი ამა თუ იმ რაოდენობით ყოველთვის იხარჯება ფილტრაციაზე წყალსაცავის ფსკერიდან და გვერდებიდან.

წყლის აღნიშნული დანაკარგების (აორთქლებასა და ფილტრაციაზე) განსაზღვრისათვის საჭიროა გავითვალისწინოთ წყალსაცავის შესაბამისი მახასიათებლები, რომლებიც მიიღებიან წყალსაცავის ასაგებად მოხერხებული ადგილის შერჩევის შემდეგ. ადგილის შერჩევას წინ უსწრებს სპეციალური კვლევა-ძიების ჩატარება რაიონის ჰიდროგეოლოგიური, ტოპოგრაფიული, გეოლოგიური და სამშენებლო პირობების შესწავლის მიზნით.

ყოველივე ეს მხედველობაში უნდა იქნეს მიღებული წყალსამეურნეო გაანგარიშებთანა ჩატარებისას, რომლის საბოლოო მიზანს წარმოადგენს: 1) წყალსაცავის დამახასიათებელი დონეების დანიშვნა, რომლებიც განსაზღვრავენ კაშხლის ძირითად ზონებს; 2) წყალსაცავის მუშაობის რეჟიმის დადგენა.



ნახ. 74. წყალსაცავის ძირითადი ელემენტები.

ჩამონადენის რეგულირებისათვის აგებულ წყალსაცავებში უმეტეს შემთხვევაში გამოუყენებელი რჩება წყლის გარკვეული მოცულობა

(ნახ. 74), რომელსაც „მკედარ“ მოცულობას უწოდებენ. მკედარი მოცულობის დონე (მმდ) ინიშნება სხვადასხვა მოსაზრებების საფუძველზე. ჩვეულებრივ, მკედარი მოცულობა მთელი წყალსაცავის ტევადობის 10-60%-ს შეადგენს. მკედარი მოცულობის ზევით მდებარეობს წყლის ის მარეგულირებელი (მუშა) მოცულობა, რომლის ხარჯზეც უზრუნველყოფილი უნდა იქნეს როგორც სასარგებლო მოხმარება, ისე დანაკარგები აორთქლებასა და ფილტრაციაზე. სასარგებლო მოცულობის შესაბამის ზედაპირს უწოდებენ ნორმალური შეტბორვის დონეს (ნშდ), რომლის ნიშნულზეც ეწყობა წყალსაშვის ზღურბლი წყალსაშვიან კაშხლებში. საანგარიშო მაქსიმალური (კატასტროფული) ხარჯების გატარებისას წყალსაცავში წყლის უმაღლეს დონეს, რომელიც მნიშვნელოვნად აღემატება ნშდ-ს, კატასტროფული შეტბორვის დონე (კშდ) ეწოდება.

კაშხალის ქიმის ნიშნული ინიშნება კშდ-ის ზევით, წყალსაცავში ტალღის სიმაღლის გათვალისწინებით.

წყალსამეურნეო გაანგარიშებათა ძირითად ელემენტებს წარმოადგენენ:

1. საანგარიშო შემონადენი;
2. სასარგებლო მოხმარება;
3. წყალსაცავის მახასიათებლები;
4. დანაკარგები აორთქლებაზე;
5. დანაკარგები ფილტრაციაზე;
6. დანაკარგები ყინულწარმოქმნაზე;
7. დაღამვის მახასიათებლები.

1. საანგარიშო შემონადენისა და მოხმარების განსაზღვრა. საანგარიშო შემონადენის შერჩევა დამოკიდებულია ჩამონადენის რეგულირების სახეზე.

როგორც ზემოთ აღენიშნეთ, დღეღამური რეგულირების დროს ხდება იმ საშუალო დღეღამური ხარჯის გადანაწილება, რომლის მიღება წყალმიმღები წყაროდან ყოველთვის შესაძლებელია. წყლის ნაკლებობის შემთხვევაში მოხმარება არ შეიძლება უზრუნველყოფილ იქნას მხოლოდ დღეღამური რეგულირების საშუალებით.

კვირეული რეგულირების დროს ადგილი აქვს დღეღამური რეგულირების ანალოგიურ მოვლენას.

წლიური (სეზონური) რეგულირების შემთხვევაში ისევე, როგორც მრავალწლიური რეგულირებისას, გაანგარიშებას საფუძველად უნდა დაედოს წყალსაცავის მუშაობის გარკვეული საანგარიშო უზრუნველყოფა. ეს საანგარიშო უზრუნველყოფა განისაზღვრება იმ მოსაზრების საფუძველზე, თუ რამდენად შესაძლებელია რეგულირების სისტემის უწყვეტი მუშაობა. სხვადასხვა სახის წყალსამეურნეო ამოცა-

ნებისათვის უზრუნველყოფის ხარისხი მიიღება 75-99%-ის ფარგლებში და დამოკიდებულია რეგულირების მიზნის კონკრეტულ ხასიაზზე. ასე, მაგალითად, სამრეწველო საწარმოთა წყალმომარაგებისათვის უზრუნველყოფა აიღება 95-97%, დესახლებული პუნქტების წყალმომარაგებისათვის — 90-95%. ჰიდროელსადგურების წყალსაცავებისათვის — 75% და ა. შ.

დაკვირვებათა მრავალწლიური მონაცემების არსებობის შემთხვევაში (35-50 წელი) წლიური რეგულირების საანგარიშო გრაფიკად აიღება სტატისტიკური უზრუნველყოფით გამოთვლილი იმ წლის ჰიდროგრაფი, რომელიც უპასუხებს დაგეგმილ უზრუნველყოფას; მრავალწლიური რეგულირების დროს კი გაანგარიშება ხდება დაგეგმილი უზრუნველყოფის ყველაზე უფრო არახელსაყრელი (გვალვისანი) წლების მიხედვით.

მოკლევადიანი დაკვირვებების შემთხვევაში (10-12 წელი) სტატისტიკური უზრუნველყოფა სრულად ვერ ასახავს რეალურ მდგომარეობას, რის გამოც მოცემული უზრუნველყოფის წლიური ჩამონადენის განსაზღვრა უფრო მოსახერხებელია მდინარეთა ანალოგიის მეთოდით.

დაკვირვებათა მონაცემების სრულიად ან თითქმის სრულიად (10-12 წელზე ნაკლები) უქონლობის შემთხვევაში საანგარიშო წლების შერჩევა შეიძლება მოხდეს მხოლოდ თეორიული სქემების საფუძველზე. ამასთან, სეზონური რეგულირებისას წლიური ჩამონადენი მოცემული უზრუნველყოფით განისაზღვრება მიახლოებით, სხვადასხვა ემპირიული ფორმულების საშუალებით. მრავალწლიური რეგულირების შემთხვევაში კი — გაანგარიშებები შეიძლება ჩატარდეს წლიური მოდული კოეფიციენტების ქრონოლოგიური რიგის თეორიულად დადგენით რომელიმე მეზობელი შესწავლილი აუზის ანალოგიის საფუძველზე. თუ ეს უკანასკნელი არ ხერხდება, მაშინ საჭირო ხდება სხვადასხვა სახის სტატისტიკური ხერხების გამოყენება, რომლებიც ალბათობათა თეორიას ეყრდნობიან.

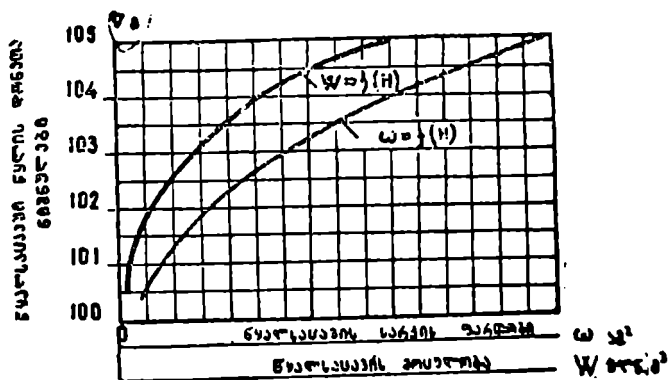
წყალსაცავიდან წყლის ჯამური მოხმარება შედგება:

1. სასარგებლო მოხმარებისაგან R ;
2. აორთქლებაზე დანაკარგისაგან V ;
3. ფილტრაციაზე დანაკარგისაგან $Ф$.

ყველა შემთხვევაში მოხმარება მოცემული უნდა იყოს იმ პერიოდისათვის, რომელიც მიღებულია საანგარიშოდ.

2. წყალსაცავის ძირითადი მახასიათებლები (ფართობებისა და მოცულობების მრუდები). წყალსაცავის ძირითად მახასიათებლებს წარმოადგენს წყალსაცავის სარკის ფართობებისა (ზედაპირების) და მოცულობების დონეებთან. ურთიერთდამოკიდებულების მრუდები $W = f(H)$ და $W = f(H)$ (ნახ. 75).

წყალსაცავის ფართობებისა და მოცულობების გამოსათვლელად საჭიროა ტოპოგრაფიული მონაცემები. პორიზონტალებში მოცემული ადგილმდებარეობის გეგმაზე პლანიმეტრის საშუალებით განსაზღვრავენ



ნახ. 75. წყალსაცავის სარკის ზედაპირისა და მოცულობის მონაცემები $w = f(H)$ და $W = J(H)$.

პორიზონტალებითა და კაშხლის ღერძით შემოსაზღვრულ ფართობებს. მიღებული ფართობების w_i მნიშვნელობების მიხედვით აგებენ წყალსაცავის სარკის ზედაპირის მრუდს; ამასთან, ორდინატთა ღერძზე დაიტანება პორიზონტალების ნიშნულები, ხოლო აბსცისათა ღერძზე — შესაბამისი ფართობები. მიღებულ წერტილებზე გატარებული მრუდი წარმოადგენს საძიებელ $w = f(H)$ მრუდს.

წყალსაცავის მოცულობის მრუდი აიგება შემდეგი თანამიმდევრობით: გამოითვლება ორ მეზობელ პორიზონტალს შორის მოთავსებული ცალკეული შრეების მოცულობები შემდეგი ფორმულით:

$$\Delta W_i = \frac{w_i + w_{i+1}}{2} \Delta H, \quad (7.1)$$

სადაც w_i და w_{i+1} წყალსაცავის სარკის ზედაპირის ფართობებია, შესაბამისად, H_i და H_{i+1} დონეებზე;
 ΔH — შრის სისქე H_i და H_{i+1} დონეებს შორის.

წყალსაცავის მთელი მოცულობა

$$W = \sum \Delta W_i. \quad (7.2)$$

აღნიშნული გამოთვლები მოსახერხებელია ვაწარმოოთ ცხრილის სახით (ცხრ. 33).

დონეთა ნიშ- ნულები წყალსაცავში, H (მ)	წყლის სარკის ფართო- ბები, ω_i (კმ ²)	წყლის სარ- კის საშუალო ფართობები, $\omega_{საშ}$ (კმ ²)	ზრის სისქე, $\Delta H =$ $= H_{i+1} - H_i$ (მ)	ზრის მო- ცულობა, ΔW (მლნ მ ³)	წყალსაცავის მო- ცულობა, W (მლნ მ ³)
H_1	ω_1	$\omega_{1საშ}$	ΔH_1	ΔW_1	$W_1 = \Delta W_1$
H_2	ω_2	$\omega_{2საშ}$	ΔH_2	ΔW_2	$W_2 = \Delta W_1 + \Delta W_2$
H_3	ω_3	$\omega_{3საშ}$	ΔH_3	ΔW_3	$W_3 = \Delta W_1 + \Delta W_2 + \Delta W_3$
H_4	ω_4				
და ა. შ.					და ა. შ.

მიღებული მრუდების საშუალებით შესაძლებელი ხდება მთელი რიგი წყალსამეურნეო ამოცანის გადაწყვეტა.

აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ წყალსაცავის ეკონომიური გაანგარიშებისას ვარიანტთა შედარების დროს აგებენ სხვადასხვა სახის დამხმარე მრუდებს; ასეთებია: ნაგებობის ღირებულების $p = f(H)$, წყალსაცავის ხვედრითი ღირებულების — $\frac{p}{W} = f(H)$, წყალსაცავის სასარგებლო მო-

ცულობისა (W_i) და კაშხალის მოცულობის ($W_{კაშ}$) ფარდობის — $\frac{W_i}{W_{კაშ}} = f(H)$ მრუდები და სხვ.

გაანგარიშების პროცესში გამოიყენება აგრეთვე წყალსაცავის ტევადობისა და მუშაობის რეჟიმის ამსახველი შემდეგი მახასიათებლები:

1. დარეგულირების კოეფიციენტი

$$\alpha = \frac{U}{Q_0}; \quad (7.3)$$

2. გამოყენების კოეფიციენტი

$$\eta = \frac{R}{Q_0}; \quad (7.4)$$

3. ტევადობის კოეფიციენტი

$$\beta = \frac{W}{Q_0}; \quad (7.5)$$

4. დანაკარგების კოეფიციენტი

$$\varphi = \frac{U}{R}. \quad (7.6)$$

მიღებულ დამოკიდებულებებში Q_0 არის მდინარის ჩამონადენის ნორმა, მლნ მ³ წელიწადში;

R —წყალსაცავის სასარგებლო წყალგაცემა, მლნ მ³ წელიწადში;

$U = R + V + \Phi$ —წყლის გასაელის საერთო რაოდენობა, მლნ მ³ წელიწადში;

V —დანაკარგი აორთქლებაზე, მლნ მ³ წელიწადში;

Φ —დანაკარგი ფილტრაციაზე, მლნ მ³ წელიწადში;

W —წყალსაცავში დაგროვილი წყლის მოცულობა, მლნ მ³ წელიწადში.

α კოეფიციენტის სიდიდე მრავალწლიური რეგულირების შემთხვევაში მერყეობს 0,6-0,8 ფარგლებში და ყოველთვის მეტია τ -ზე. რაც შეეხება β კოეფიციენტს, ის შეიძლება მეტი იყოს α კოეფიციენტის მნიშვნელობაზე.

ამგვარად, უმეტეს შემთხვევაში გვაქვს შემდეგი თანაფარდობა:

$$\eta < \alpha < \beta.$$

3. დანაკარგები აორთქლებაზე. წყალსაცავის დაგეგმარებისას ჩვენ გვიანტერესებს არა უშუალოდ წყალგაცემა მისი ზედაპირიდან, არამედ ის ცვლილება, რომელიც შეაქვს წყალსაცავის შექმნას წყალშემქრების წყლის ბალანსში. საკითხებისადმი ასეთი მიდგომა გამოწვეულია იმით, რომ გამოყენებული მდინარის ჩამონადენი, ჩვეულებრივ, ფასდება წყალსაცავის მოწყობამდე ჩატარებულ ჰიდროლოგიურ დაკვირვებათა მასალების საფუძველზე, ხოლო წყალსაცავის აკვატორია კი შედის წყალშემქრების შემადგენლობაში. ამის გამო წყლის დანაკარგი წყალსაცავიდან აორთქლებაზე მიღებულია როგორც აორთქლებათა სხვაობა წყალსაცავის ზედაპირიდან და ხმელეთის იმ ზედაპირიდან, რომელიც იფარება წყლით წყალსაცავის შექმნის შემდეგ.

წყლის ბალანსის განტოლებას წყალსაცავის მოწყობამდე აქვს ასეთი სახე:

$$Y = X_2 - Z_2, \quad (7.7)$$

სადაც Y არის საშუალო წლიური ჩამონადენის სიდიდე, მმ;

X_2 —მოსული ნალექების საშუალო წლიური რაოდენობა, მმ;

Z_2 —ხმელეთიდან აორთქლების საშუალო წლიური სიდიდე, მმ.

რაც შეეხება წყლის ბალანსის განტოლებას იმავე ფართობისათვის წყალსაცავის მოწყობის შემდეგ, ის შეიძლება ასეთნაირად გამოვსახოთ:

$$Y' = X_2 - Z_1', \quad (7.8)$$

სადაც Y' ჩამონადენის საშუალო წლიური სიდიდეა ახალი პირობების გათვალისწინებით;

Z'_2 — წყლის ზედაპირიდან აორთქლების საშუალო წლიური სი-
დიდე, მმ.

(7.7) და (7.8) განტოლებათა სხვაობა გვაძლევს საანგარიშო აორ-
თქლების მნიშვნელობას:

$$E_{საანგ} = Z'_2 - Z_2. \quad (7.9)$$

ხმელეთიდან და წყლის ზედაპირიდან აორთქლების სიდიდის გან-
საზღვრის მეთოდები განხილულია ზევით (თავი II, § 7.).

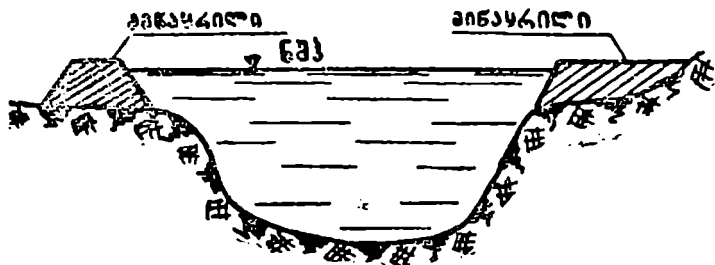
წყალსაცავიდან ჩამონადენის დანაკარგი აორთქლებაზე წლის გან-
მავლობაში გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$W_{აორთ} = E_{საანგ} \cdot A_{საა}, \quad (7.10)$$

სადაც $A_{საა}$ წყალსაცავის ზედაპირის საშუალო ფართობია აორთქლე-
ბის პერიოდისათვის, მ².

აორთქლების წლიური Z_2 და Z_2^1 სიდიდეები, ჩვეულებრივ, მათი
საშუალო მრავალწლიური მნიშვნელობების ტოლად მიიღება. გამონაკ-
ლის წარმოადგენს სსრ კავშირის ტერიტორიის სამხრეთ რაიონებში
მდებარე დიდი სარკის ზედაპირის წყალსაცავები, რომლებისთვისაც
 Z_2 და Z_2^1 სიდიდეები მათ საშუალო მრავალწლიურ მნიშვნელობებთან
შედარებით გვაღვიანი წლებისათვის რამდენადმე გაზრდილია, ხოლო
წვიმიანი წლებისათვის — შემცირებული.

წყალსაცავიდან აორთქლებაზე დანაკარგების შესამცირებლად მი-
პართავენ სხვადასხვა ხელოვნურ ღონისძიებას. კერძოდ, მის ირგვლივ
აწყობენ 20-30 მ სიგანის ქარსაცაე ზოლებს, რაც რამდენადმე ამცირებს



ნახ. 76. წყალსაცავის მცირეწლიან უბნებზე მიწაყრილების
მოწყობის სქემა.

ქარის სიჩქარეს და მასთან აორთქლებასაც წყლის ზედაპირიდან. დანა-
კარგები აორთქლებაზე შეიძლება შემცირდეს წყალსაცავის მცირე-
წყლიან უბნებზე (სიღრმით 2,0-1,5 მ-ზე ნაკლები) მიწაყრილების მოწყ-
ობის გზითაც, მისი სარკის ზედაპირის შემცირების მიზნით (ნახ. 76).

4. ფილტრაციაზე წყლის დანაკარგების განსაზღვრა. ფილტრა-

ციაზე დანაკარგებმა გარკვეულ პირობებში შეიძლება ისეთ სიდიდეს მიაღწიოს, რომ წყალსაცავის მოწყობა მოცემულ ადგილზე არამიზან-შეწონილი აღმოჩნდეს.

საერთოდ, წყალსაცავიდან ფილტრაცია შეიძლება:

1) კაშხლის ტანში, თუ ეს უკანასკნელი წყალგამტარი ქანებისაგანაა აგებული (მიწის კაშხლები);

2) კაშხლის ქვეშ და მისი გვერდებიდან; ასეთი სახის დანაკარგებმა ზოგჯერ შეიძლება მნიშვნელოვან სიდიდეს მიაღწიოს;

3) წყალსაცავის ფსკერიდან და გვერდებიდან, წყალგამტარი ფენების მიმართულებით. ამ შემთხვევაში დანაკარგები შეიძლება განსაკუთრებით დიდი იყოს;

წყალსაცავიდან ფილტრაციაზე დანაკარგი დამოკიდებულია დაწნევის სიდიდესა, კაშხლის ტანის შემადგენელი გრუნტის მექანიკურ თვისებებსა და იმ ქანების მახასიათებლებზე, რომელნიც განლაგებული არიან წყალსაცავის ფსკერსა და ნაპირებზე და სხვ. წყალსაცავის მოწყობისათვის განსაკუთრებით არახელსაყრელ პირობებს ქმნის ადვილად წყალგამტარი ფხვიერი გრუნტები და დანაპირალეული ქანები. სრულიად დაუშვებელია წყალსაცავის მოწყობა კარსტულ ქანებზე.

წყალსაცავის დაგეგმარების პრაქტიკაში, ჩვეულებრივ, იფარგლებიან ფილტრაციაზე დანაკარგების მიახლოებითი გაანგარიშებებით. ასეთი შემთხვევისათვის პოტაპოვი რეკომენდაციას იძლევა ფილტრაციაზე დანაკარგი მიღებულ იქნეს შემდეგ სახეობებში;

1) კარგი ჰიდროგეოლოგიური პირობებისათვის (წყალგამტარი გრუნტები) — წყალსაცავის მოცულობის 6-დან 12%-მდე;

2) საშუალო ჰიდროგეოლოგიური პირობებისათვის — წყალსაცავის მოცულობის 12-დან 24%-მდე.

3) ცუდი (ძძივე) პირობებისათვის (წყალგამტარი გრუნტები) — 24-დან 36%-მდე.

თუ ფილტრაციაზე დანაკარგი წყალსაცავის მოცულობის 30-40%-ს აღემატება, მაშინ ნაგებობა არარაციონალური ხდება.

ფილტრაციაზე წყლის დანაკარგის მიახლოებითი გაანგარიშება შეიძლება ასეთი თანამიმდევრობით იქნეს ჩატარებული:

როგორც ცნობილია, წვრილმარცვლოვან გრუნტებში ფილტრაციის ძირითადი კანონი (დარსის კანონი) ასეთი ფორმულით გამოისახება:

$$q = \omega' K J = \omega K \frac{H}{L}, \quad (7.11)$$

სადაც q არის წყლის ხარჯი, მ³ დღე-ღამეში;

ω — ფილტრაციული ნაკადის განიკვეთის ფართობი, მ²-ობით;

J —ნაკადის პიეზომეტრული ქანობი;
 H —ორ წერტილში დაწნევათა სხვაობა, მ-ობით;
 L —ფილტრაციის გზის სიგრძე ამ წერტილებს შორის, მ-ობით;
 K —მოცემული გრუნტის ფილტრაციის კოეფიციენტი, მ² დღე-
 ღამეში.

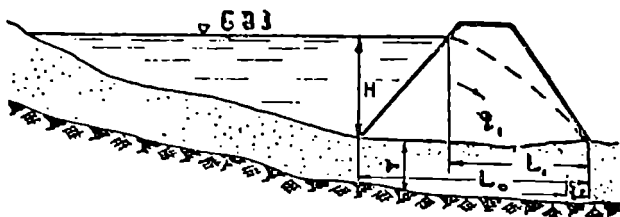
წყლის ფილტრაციაზე დანაკარგი კაშხლის ტანში მიახლოებით ასეთი ფორმულით გამოითვლება:

$$Q = KB \frac{H^2}{2(L_1 + 0,5H)}, \quad (7.12)$$

სადაც H არის დაწნევა კაშხალთან;

B —კაშხლის სიგანე;

L_1 —მანძილი კაშხლის სადაწნეო წახნაგის ნორმალური შეტბორვის ჰორიზონტიდან ქვედა წახნაგის ბოლომდე (ნახ. 77).



ნახ. 77. კაშხლის ტანში და კაშხლის ქვეშ გამავალი ფილტრაციული ხარჯის საანგარიშო სქემა.

თუ კაშხალი T სიმძლავრის (სისქის) წყალგამტარ გრუნტზე მდებარეობს, მაშინ ადგილი ექნება ფილტრაციას კაშხლის ქვეშ და ასეთ შემთხვევაში ფილტრაციული ხარჯი შეიძლება შემდეგი დამოკიდებულებით განისაზღვროს:

$$Q = K_1 BT \frac{H}{L_0}, \quad (7.13)$$

სადაც K_1 არის კაშხლის ქვეშ მოთავსებული გრუნტის ფილტრაციის კოეფიციენტი;

L_0 —კაშხლის ფუძის სიგანე.

კაშხლის ქვეშ და გვერდებიდან ჯამური ფილტრაციული ხარჯის გამოსათვლელად შეიძლება ვისარგებლოთ ნიფონტივის ფორმულით:

$$Q = K\omega \frac{L}{H}, \quad (7.14)$$

სადაც ω არის წყალსაცავის სარკის ფართობი;

L—მანძილი სარკის ფართობის სიმძიმის ცენტრიდან კაშხლის ქვედა კიდემდე.

უნდა აღინიშნოს, რომ ეს ფორმულა ფილტრაციული ხარჯების რამდენადმე გადაჭარბებულ მნიშვნელობებს იძლევა და გამოიყენება მხოლოდ წინასწარი გაანგარიშების ჩატარებისას.

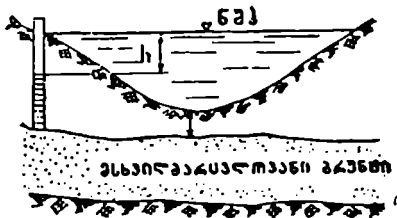
რაც შეეხება ფილტრაციაზე დანაკარგს წყალსაცავის ფსკერიდან, ის მიახლოებით გამოითვლება ასეთი ფორმულით:

$$Q = K\omega \frac{h}{d}, \quad (7.15)$$

სადაც h არის სხვაობა წყალსაცავში საპროექტო დონისა და მსხვილ-მარცვლოვან გრუნტში პოეზომეტრული დაწნევის ნიშნულებს შორის (ნახ. 78);

K —წყალსაცავის ფსკერის ფილტრაციის კოეფიციენტი.

ფილტრაციაზე წყლის დანაკარგები შეიძლება შემცირდეს სხვადასხვა ღონისძიებით; კერძოდ, წყალსაცავის მცირე ზომების შემთხვევაში—მიღი ფსკერის თიხის ფენით დაფარვით, დანაპირალეული ქანების ცემენტაციით, ხელოვნური კოლმატაჟით და სხვ.



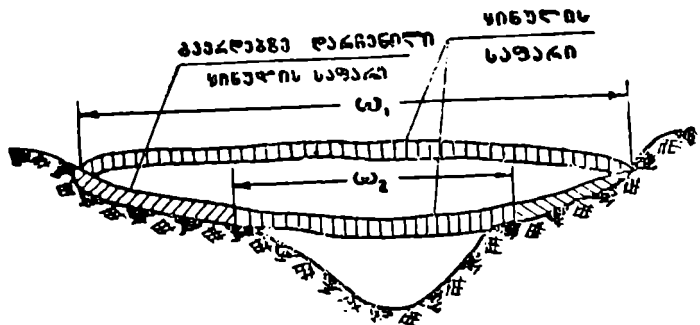
აღსანიშნავია, რომ ფილტრაციაზე წყლის დანაკარგი მაქსიმუმს აღწევს წყალსაცავის არსებობის პირველ წლებში. შემდეგში ეს დანაკარგები შეიძლება მნიშვნელოვნად შემცირდეს წყალსაცავში შეწონილი ნატანის დალექვის გამო.

ნახ. 78. წყალსაცავის ფსკერიდან ფილტრაციაზე დანაკარგის სა.ნგარიშო სქემა.

5. წყლის დანაკარგები ყინულწარმოქმნაზე. წყალსამეურნეო გაანგარიშებათა ჩატარებისას ზოგჯერ საჭირო ხდება წყალსაცავის ზედაპირზე ყინულის წარმოქმნაზე დანაკარგის განსაზღვრა. ასეთი სახის დანაკარგს ადგილი აქვს ზამთრის პერიოდში, წყალსაცავის დამუშავების დროს, როდესაც წყლის სარკის ზედაპირი მცირდება და წყალსაცავის გვერდებზე დარჩენილი ყინულსაფარის ნაწილი გაზაფხულამდე გამოუყენებელი რჩება (ნახ. 79).

ყინული, რომელიც წყლის ზედაპირზე მდებარეობს, არ წარმოადგენს დანაკარგს, რადგანაც იგი კომპენსირდება მის მიერ წყალსაცავის მკვდარი მოცულობიდან გამოდევნილი წყლის ექვივალენტური მოცულობით.

ზამთრის პერიოდისათვის ყინულწარმოქმნაზე წყლის დანაკარგის საერთო მოცულობა განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით:



ნახ. 79. ყინულწარმოქმნაზე წყლის დანაკარგის საანგარიშო სქემა.

$$W_{\text{ყინ}} = \gamma K h_{\text{ყინ}} (a_1 - a_2), \quad (7.16)$$

სადაც a_1 და a_2 არის წყალსაცავის სარკის ფართობები საანგარიშო პერიოდის დასაწყისისა და დასასრულისათვის;

γ —ყინულის კუთრი წონა, $\gamma = 0,9$;

K —ყინულის საფარის სისქის თანდათანობით მატების კოეფიციენტი.

$h_{\text{ყინ}}$ —ყინულის საშუალო სისქე საანგარიშო პერიოდისათვის.

6. დალამვის გაანგარიშება. მდინარის მიერ მოტანილი ფსკერული ნატანი და შეწონილი ნატანის უმეტესი ნაწილი ილექება წყალსაცავის ფსკერზე მასში დინების სიჩქარის შემცირების გამო. ამასთან, ნატანის შედარებით მსხვილი ფრაქციები ილექება წყალსაცავის ზედა ნაწილში, ხოლო უფრო წვრილი კი ნაწილდება წყალსაცავის ფსკერის მთელ ზედაპირზე.

წყალსაცავის დალამვის სავარაუდო ზომებისა და ვადის დადგენას არსებითი მნიშვნელობა აქვს მისი ნორმალური მუშაობისათვის. განახლებებენ დალამვის ანგარიშის ორ ძირითად შემთხვევას:

1. როდესაც არსებობს ნაკადის მყარ ნატანზე უშუალო დაკვირვებები და 2) როდესაც ეს მონაცემები, არ არსებობს. პირველ შემთხვევაში დაკვირვებათა მონაცემები, ჩვეულებრივ, მოცემულია საშუალო წლიური სიმღვრივის (ρ) სახით, გ/მ³-ობით. ნატანის მოცულობა წყალ-

საცავის ექსპლუატაციის მთელი პერიოდისათვის გამოისახება ფორმულით:

$$W_{\text{საგ}} = \frac{\rho Q_0 T}{1000\gamma} \text{ მ}, \quad (7.17)$$

სადაც Q_0 არის წლიური ჩამონადენის ნორმა, მ³:

T —წყალსაცავის ექსპლუატაციის სავარაუდო ვადა, წლოვით;

γ —ნატანის მოცულობითი წონა, კგ/მ³;

m —შემასწორებელი კოეფიციენტი.

უშუალო დაკვირვებათა მონაცემების არარსებობის შემთხვევაში ნატანის ხარჯს განსაზღვრავენ: 1) მეზობლად მდებარე, ამ მხრივ შესწავლილი მდინარეებისა და წყალსაცავების ანალოგიის საფუძველზე, 2) მიახლოებით, გარკვეული საშუალო ნორმების მიხედვით და 3) ემპირიული ფორმულების საშუალებით.

თუ მოცემული წყალსაცავის გვერდით ანალოგიურ პირობებში იმყოფება ადრე აგებული წყალსაცავები, მაშინ ნატანის სავარაუდო წლიური ჩამონადენი შეიძლება ასე განისაზღვროს: შესაბამისი გამოკვლევების საფუძველზე აღგენენ წყალსაცავში დალექილი ნატანის საერთო მოცულობას $W'_{\text{საგ}}$, მათი არსებობის წლების რიცხვს T_0 და ჩამონადენის წლიურ ნორმას Q'_0 . მაშინ ნატანის პროცენტული რაოდენობა მოცულობის მიხედვით განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით:

$$P_0 = \frac{W'_{\text{საგ}}}{T_0 Q'_0} 100, \quad (7.18)$$

საიდანაც ძნელი არ არის მოცემული წყალსაცავის დალამვის მოცულობის განსაზღვრა მისი მუშაობის მთელი პერიოდისათვის:

$$W_{\text{საგ}} = \frac{P_0 Q_0 T}{100}. \quad (7.19)$$

წყალსაცავის დალამვის მიახლოებითი ნორმები (პროცენტობით წლიური ჩამონადენის ნორმის მოცულობიდან) შეიძლება გამოყენებულ იქნეს მხოლოდ გაიონაკლის შემთხვევაში და აიღება: საშუალო პირობებისათვის—0,1%, ცუდი პირობებისათვის—0,2%.

როგორც აღვნიშნეთ, უშუალო დაკვირვებათა არარსებობის შემთხვევაში ნატანის ხარჯის საანგარიშოდ, გარდა ანალოგიისა და მიახლოებითი საშუალო ნორმების მეთოდისა, გამოიყენება აგრეთვე ემპირიული ფორმულებიც. წყალსაცავის დალამვის მოცულობის საანგარიშო ფორმულას (ვაკის მდინარეების პირობებში) მისი ექსპლუატა-

ციის T პერიოდისათვის მიალკოვსკი და დროზდი იძლევიან შემდეგ სახით:

$$W_r = \frac{3156 J M_0 F T a b c}{\gamma} [1 - \varphi(1 - \alpha)], \quad (7.20)$$

სადაც W_r არის დაღამის მოცულობა 1 წელიწადში, მ³;

M_0 —წლიური ჩამონადენის ნორმა 1 კმ²-დან, ლ/წმ;

F —მდინარის აუზის ფართობი, კმ²;

a, b და c —შესაბამისად, სიბრტყითი ჩამორეცხვის, სიღრმითი ეროზიისა და ზედა დარეგულირების კოეფიციენტები;

γ —ნატანის საანგარიშო მოცულობითი წონა, ტ/მ³;

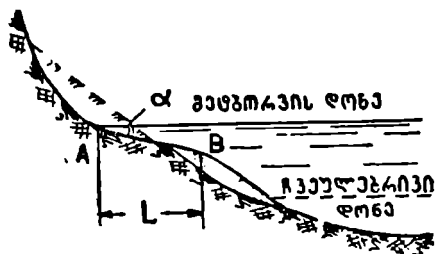
φ —ნატანის სიმსხოს კოეფიციენტი, რომელიც ითვალისწინებს ნატანის მექანიკურ შემაღვენლობას;

α —ჩამონადენის დარეგულირების კოეფიციენტი.

წყალსაცავში, გარდა მდინარეების მიერ შეზღუდული ნატანისა, ილექება აგრეთვე ღელვის შედეგად წყალსაცავის ნაპირების ნგრევის „გადამუშავების“ პროდუქტებიც. ნაპირების ჩამონგრევის შედეგად წყალსაცავში დალექილი ნატანის რაოდენობის გამოსათვლელად საჭიროა ვიცოდეთ ქარის ზემოქმედებით წარმოქმნილი ტალღის სიმაღლე

და ნაპირების დეტალური გეოლოგიური მახასიათებლები.

ჩამონგრევის ზონის (ლიტოლარული ზონის) საერთო L სიგანე (ნახ. 80) დამოკიდებულია წყალსაცავში დონეების რყევის ამპლიტუდაზე (H), ტალღის შეგორების სიმაღლეზე ($h_{აა}$), დახრის კუთხესა (α) და ტალღის სიმაღლეზე (h). პოლიაკოვის ფორმულით



ნახ. 80. წყალსაცავის ნაპირების „გადამუშავების“ სქემა შკტბორვის შემთხვევაში.

$$L = \frac{H + 2h + h_{აა}}{\operatorname{tg} \alpha}. \quad (7.21)$$

ციცაბო ნაპირებისათვის ($15^\circ - 45^\circ$) ტალღის შეგორების სიმაღლე შეიძლება განსაზღვრულ იქნეს ჯუნკოვსკის ფორმულით:

$$h_{აა} = 3.2 k h \operatorname{tg} \alpha, \quad (7.22)$$

სადაც k —ნაპირის პირობითი ხორკლიანობაა. ლამნარევი ქვიშოვან-გრუნტებისათვის $k = 1,0$; ქვანაყარისათვის $k = 0.7$.

დამრეცი ნაპირების შემთხვევაში გამოიყენება შემდეგი ფორ-
მულა:

$$h_{\text{ავ}} = 0.565 \frac{1}{\sqrt{\pi}} h \lg \alpha, \quad (7.23)$$

სადაც π არის ნაპირის ხორკლიანობის კოეფიციენტი პავლოვსკის მი-
ხედვით.

იმ მდინარეებისათვის, რომლებიც ნატანის დიდი სიუხვით ხასიათ-
დებიან, საჭიროა სპეციალური ღონისძიებების გატარება დალამვის
პროცესის შესამცირებლად. ასეთ ღონისძიებებს მიეკუთვნება:

1. წყალსაცავის მოწყობა მდინარის გვერდით ხეობაში ისე, რომ
მისი საზრდოობა ხდებოდეს მიმყვანი არხით, ხოლო წყალდიდობისა და
წყალუხვობის კარბი წყალი ტარდებოდეს მთავარ მდინარეში;

2. მომვლელი არხის აგება წყალუხვობისა და წყალდიდობის წყლის
ნაწილის გასაშვებად, რომელიც ნატანის დიდი ჩაოდენობით ხასიათ-
დება;

3. აუზის ზედა ნაწილში სპეციალური კაშხლების მოწყობა ნატა-
ნის დასალექად;

4. წყალსაცავის პერიოდული გარეცხვა მასში მოწყობილი სპეცია-
ლური ფსიერული ხვრეტების საშუალებით;

5. წყალსაცავის გასუფთავება ნატანისაგან მექანიკური გზით (მი-
წასაწოვები, მიწახაპიები);

6. სხვადასხვა კონსტრუქციისა და მასალის (ქვის, ბეტონის, რკი-
ნაბეტონის) სანაპირო კედლების მოწყობა წყალსაცავის ნაპირების ერო-
ზიის ლიკვიდაციის მიზნით.

ამა თუ იმ ღონისძიებათა განხორციელების მიზანშეწონილობა, ცხა-
დია, დასაბუთებული უნდა იქნეს შესაბამისი ეკონომიური გაანგარი-
შებით.

§ 51. ჯამური მკურნალობა მათი თვისებები

ჩამონადენის ჯამური, ანუ ინტეგრალური მრუდი წარმოადგენს ჩა-
მონადენის ზრდადი ჯამის გრაფიკულ გამოსახულებას დროის გარკვეუ-
ლი მონაკვეთისათვის (დღე-ღამე, სეზონი, წელიწადი).

ინტეგრალური მრუდის აგება ხდება შემდეგი თანამიმდევრობით:

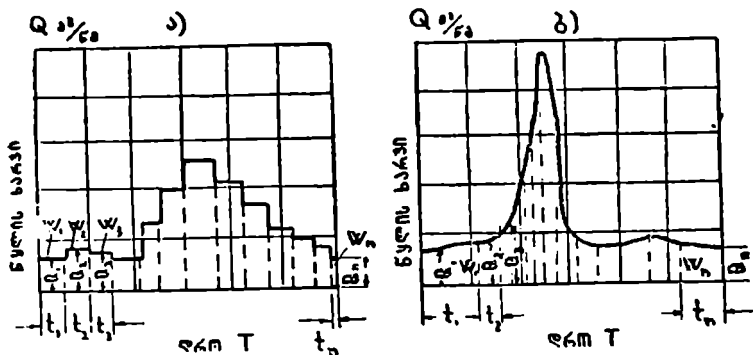
მდინარის მოცემულ ჰიდროგრაფს $Q = f(t)$ დროის მიხედვით ყო-
ფენ ისეთ ინტერვალებად, რომ წყლის ხარჯი აღებული მონაკვეთისათ-
ვის იყოს მუდმივი გრაფიკის საფეხურებიანი ფორძის შემთხვევაში, ან
უმნიშვნელოდ იცვლებოდეს, როდესაც ჰიდროგრაფს აქვს მრუდხაზოვან-
ი ფორმა (ნახ. 81). ამის შემდეგ გამოითვლება წყლის W_n ჩამონადენი
დროის თვითეული ინტერვალისათვის. საფეხურიანი გრაფიკის შემთხვე-

ვაში (ნახ. 81 ა) წყლის ჩამონადენი W_n ნებისმიერი ინტერვალისათვის ტოლია მუდმივი Q_n მ³/წმ ხარჯისა და მისი შემოდინების ხანგრძლიობის t_n დროის ნამრავლისა, ე. ი. $W_n = Q_n t_n$ მ³.

ჩამონადენის მიღებულ მოცულობათა რიცხვი უნდა შეესაბამებოდეს მოცემული ჰიდროგრაფის შემადგენელი უბნების რაოდენობას:

$$W_1 = Q_1 t_1, W_2 = Q_2 t_2, W_3 = Q_3 t_3 \text{ და ა. შ.}$$

ხარჯების მრუდხაზოვანი გრაფიკის შემთხვევაში (ნახ. 81 ბ) მას წინასწარ გარდაქმნიან ტეხილი მოხაზულობის ჰიდროგრაფად.



ნახ. 81. ხარჯების გრაფიკის დაყოფა უბნებად:

- ა) გრაფიკის ს-ფეხურიანი ფორმის შემთხვევაში;
- ბ) გრაფიკის მრუდხაზოვანი ფორმის შემთხვევაში.

ამისათვის მრუდხაზოვანი ჰიდროგრაფის ინტერვალებად დაყოფა ხდება ისეთნაირად, რომ მრუდის თვითეული მონაკვეთი შეიკვალოს სწორი ხაზით. შემდეგ, განიხილავენ რა წყლის ჩამონადენს დროის ცალკეული ინტერვალისათვის როგორც არატოლი გვერდების მქონე ტრაპეციის ფართობს, განსაზღვრავენ ჩამონადენის მნიშვნელობებს:

$$W_1 = \frac{Q_1 + Q_2}{2} t_1, W_2 = \frac{Q_2 + Q_3}{2} t_2, W_3 = \frac{Q_2 + Q_3}{2} t_3 \text{ და ა. შ.}$$

ამის შემდეგ t_1 , $(t_1 + t_2)$, $(t_1 + t_2 + t_3)$ და ა. შ. ინტერვალისათვის გამოითვლება შესაბამისი W_1 , $(W_1 + W_2)$, $(W_1 + W_2 + W_3)$ და ა. შ. მოცულობები, რომელთა ჯამი გვაძლევს ჩამონადენის სრულ W მოცულობას.

გამოთვლილი მოცულობები დაიტანება ორდინატთა ლერძზე, ხოლო დროის შესაბამისი მნიშვნელობები—აბსცისათა ლერძზე. მათი გადაკვეთის წერტილებზე გატარებული მრუდი წარმოადგენს ჯამურ, ანუ ინტეგრალურ მრუდს (ნახ. 82), რომელსაც საფეხურიანი ჰიდროგრა-

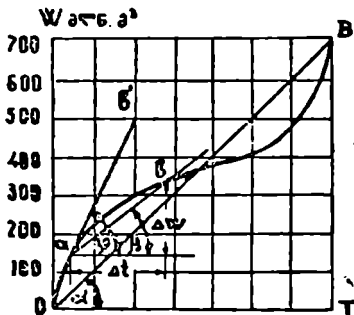
ჟის შემთხვევაში ექნება ტეხილი ხაზის სახე, ხოლო გრაფიკის მრულ-
წირული ფორმის შემთხვევაში — მდოვრე მრუდის სახე:

ჯამურ მრუდს ახასიათებს შემდეგი თვისებები:

1. ინტეგრალური მრუდის ორდინატა ნებისმიერი t მომენტი-
სათვის იძლევა ჯამური ჩამონა-
დენის მნიშვნელობას ამ მომენტი-
ტისათვის.

2. ორი ნებისმერი ორდი-
ნატის სხვაობა წარმოადგენს ჯა-
მურ ჩამონადენს ამ ორდინატთა
შესაბამისი დროის შუალედისათ-
ვის.

3. თუ ინტეგრალური მრუ-
დის სათავესა და ბოლოს სწორი
ხაზით შევავრთებთ (ნახ. 83), მა-
შინ ეს უკანასკნელი დაახასიათ-
ებს მთელი პერიოდისათვის იმ
მუდმივ ხარჯს, რომლის დროსაც
კულობა ისეთივე იქნება, როგორც

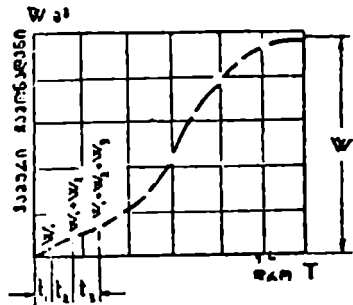


ნახ. 83. ჯამური მრუდის თვისებები.

ღერძთან ახასიათებს საშუალო ხარჯს ($Q'_{სა}$) აღებული წერტილების
შესაბამისი Δt დროის პერიოდისათვის:

$$Q'_{სა} = tg \beta = \frac{\Delta W}{T} \quad (7.25)$$

5. თუ აღებულ a და b წერტილებს შორის (ნახ. 83) მანძილს
უსასრულოდ შევამცირობთ, მაშინ ab სწორი ხაზი გადაიქცევა ab' მხე-
ვად, რომლისთვისაც გვექნება



ნახ. 82. ჩამონადენის ჯამური მრუდი.

ჩამოდენილი წყლის საერთო მო-
ხარჯების არათანაბარი განაწილე-
ბის დროს. ამ მუდმივი ხარჯის
სიდიდე განისაზღვრება შემდეგი
ფორმულით:

$$\frac{BT}{OT} = tg \alpha = Q_{სა}, \quad (7.24)$$

სადაც α არის OB სწორი ხაზით
აბსცისათა ღერძთან
შედგენილი კუთხე.

4. ასევე, მრუდის ნებისმიერი
ორ წერტილზე გატარებული სწო-
რი ხაზის მონაკვეთი (ab) თავისი
დახრის კუთხით (β) აბსცისათა

$$\frac{dW}{dT} = \operatorname{tg} \alpha = Q_a, \quad (7.26)$$

ზადაც Q_a — ხარჯია a წერტილის შესაბამისი დროის მომენტისათვის.

ამგვარად, ინტეგრალური მრუდის რომელიმე წერტილში გატარებული მხების აბსცისათა ლერძთან დახრის კუთხის ტანგენსი იძლევა ხარჯის Q -ის ინტეგრალობას დროის იმ მომენტისათვის, რომელიც ამ წერტილს შეესაბამება. ცხადია, რომ ხარჯის ამ სიდიდეს კუთხის ტანგენსი მოგვეცემს ნხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ გათვალისწინებული იქნება აბსცისათა და ორდინატთა ლერძების მასშტაბები.

§ 52. წყალსამუხრანო მანქანებისა და ჯამური მრუდების საშუალებით

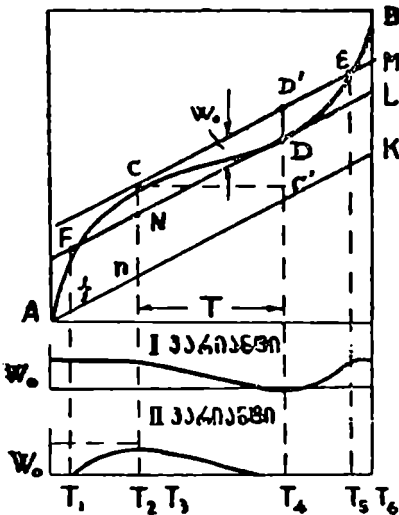
ჯამური (ინტეგრალური) მრუდის ძირითადი თვისებების გამოყენებით შესაძლებელი ხდება წყლის შემონადენისა და მოხმარების საან-

გარიშო გრაფიკების აგება და მათ საფუძველზე წყალსამუხრანო გაანგარიშებათა შესრულება.

არსებობს ჩამონადენის რეგულირების გრაფიკული გაანგარიშების სხვადასხვა ხერხი: მოხმარების ჯამური მრუდის გადაადგილების, სხვაობითი ჯამური მრუდებისა და შემონადენის ჯამური მრუდის გადაადგილების ხერხები.

1. მოხმარების ჯამური მრუდის გადაადგილების ხერხი. ვთქვათ, AB მრუდი (ნ.ბ. 84) არის Q შემონადენის ინტეგრალური მრუდი, ხოლო AK სწორი ხაზი q მოხმარების ჯამური მრუდი. გადავადგილოთ მოხმარების ჯამური მრუდი თავისი თავის პარალელურად ორ ისეთ მდგომარეობაში, რომ იგი ეხებოდეს შემონადენის ჯამურ მრუდს მისი

ΣQ



ნახ. 84. გაანგარიშება ჯამური მრუდის საშუალებით წყალსაცავის ერთტაქტიანი მუშაობის შემთხვევაში.

გარდატეხის C და D წერტილებში. შემონადენის დანაკლისი ($Q - q$), ცხადია, გვექნება სწორედ ამ აღნიშნულ წერტილებს შორის $T_4 - T_3 = T'$ პერიოდის განმავლობაში, რადგანაც ამ წერტილებში გავლებული მხებების მიერ აბსცისათა ლერძთან შედგენილი კუთხეების ტანგენსი ნაკლ-

ზია მოხზარების წრფის კუთხის ტანგენსზე. აღნიშნული დანაკლისის მოცულობა

$$C'D' - DC' = D'D, \quad (7.27)$$

სადაც $C'D'$ არის T დროის განმავლობაში დახარჯული წყლის მოცულობა.

DC' — იმავე პერიოდში შემონადენი წყლის მოცულობა.

როგორც ჩანს, შემონადენის ($Q-q$) დანაკლისის დასაფარავად საჭიროა წყალსაცავს ჰქონდეს მოცულობა:

$$W_0 = DD'. \quad (7.28)$$

გასაგებია, რომ შემონადენისა და მოხზარების ჯამური მრუდების CD და ND უბნებს შორის (ნახ. 84) მოთავსებული ორდინატთა მონაკვეთები გამოსახავს წყალსაცავის თანდათანობითი დაცლის ორდინატების მნიშვნელობებს დანაკლისის საწყისი (T_2) პერიოდიდან მის ბოლომდე (T_1), როცა წყლის მუშა მოცულობა წყალსაცავში ნულის ტოლი ხდება. ამ შემთხვევაში წყალსაცავი უნდა მუშაობდეს ერთი ტაქტით.

წყალსაცავის მუშაობა შეიძლება განხორციელდეს ორი ვარიანტით.

მუშაობის პირველი ვარიანტი ითვალისწინებს მთელი ჰარბი შემონადენის წყალსაცავში დაგროვებას T_1 მომენტიდან T_2 მომენტამდე, როდესაც წყალსაცავი უკვე საგსეა. აქედან T_2 მომენტამდე ადგილი აქვს წყალსაცავიდან წყლის გადაგდებას.

მეორე ვარიანტის მიხედვით T_1 მომენტიდან T_2 მომენტამდე ხდება წყლის გადაგდება, ხოლო წყალსაცავის ავსება წარმოებს დროის $T_1 - T_2$ შუალედში.

ორივე ვარიანტის შემთხვევაში გადაგებული წყლის მოცულობა (S_1 და S_2) ერთმანეთის ტოლია. მართლაც,

$$S_1 = nC + MB = BK;$$

$$S_2 = BL + Ff = BK.$$

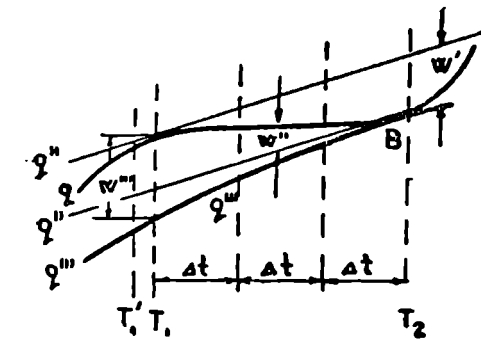
გარდა აქ მოყვანილი უკიდურესი ვარიანტებისა, შესაძლებელია ნებისმიერი შუალედური ვარიანტის განხორციელებაც.

განხილულა მაგალითიდან ჩანს, რომ წყალსაცავის მოცულობა, (დანაკარგების გარეშე) ტოლია იმ უდიდესი ვერტიკალური მონაკვეთისა, რომელიც მოთავსებულია მოხზარების მრუდის პარალელურად გატარებულ ზედა და ქვედა მხებებს შორის.

ამოცანა უფრო რთულდება წყალსაცავის ორტაქტიანი მუშაობის შემთხვევაში, როდესაც მოხმარების მრუდები შემონადენის მრუდს გადაკვეთს უშუალოდ დანაკლისის პერიოდების შემდეგ.

წყალსაცავის რეგულირების გრაფიკული გაანგარიშება შეიძლება ჩატარდეს აგრეთვე წყალსაცავიდან წყლის დანაკარგების მხედველობაში მიღებითაც. არსებობს ასეთი სახის გაანგარიშების ჩატარების რამდენიმე ხერხი, რომელთა არსი შემდეგში მდგომარეობს:

შემონადენისა და მოხმარების მრუდების აგების შემდეგ წყალსაცავის მუშაობის მთელ $T_1 - T_2$ პერიოდს ყოფენ Δt საანგარიშო ინტერ-



ნახ. 85. გაანგარიშება დანაკარგების მხედველობაში მიღებით.

ვალეზად (ნახ. 85), ანგარიშს იწყებენ წყალსაცავის დაცლის მომენტიდან და ინტერვალის შუალედი ნაწილის შესაბამისი წყლის მოცულობის (W''') მიხედვით პოულობენ დანაკარგებას მნიშვნელობას ($V + \Phi$) თვითელი ინტერვალისათვის. ეს მოცულობები აღვილად განისაზღვრება გრაფიკულად როგორც ნაძილები შემონადენისა და მოხმარების q'' მრუდებს შორის. ($V + \Phi$) სიდიდეების მნიშვნელობებს ვაჯამებთ თანამიმდევრობით, დაწყებული T_2 მომენტიდან (გრაფიკულად ან ანალიზურად), და ვაკლებთ მოხმარების მრუდის q'' ორდინატებიდან. ვღებულობთ მოხმარების მრუდის ახალ შესწორებულ q''' მდებარეობას. ეს უკანასკნელი A წერტილისათვის იძლევა წყალსაცავის მოცულობას, რომელშიც შეტანილია წყლის დანაკარგებით გამოწვეული შესწორება.

2. სხვაობითი ჯამური მრუდების ხერხი. ამ ხერხის გამოყენებისას, ისევე როგორც წინა შემთხვევაში, შემონადენისა და მოხმარების ჯამურ მრუდებს აგებენ შეთავსებით ერთ ნახაზზე. შემდეგ განსაზღვრავენ შემონადენისა და მოხმარების მრუდების ორდინატთა სხვაობას, მათი გარდატეხის წერტილებისათვის, რომლებიც დააქვთ კოორდინატთა ბადეზედროის შესაბამისი აბსცისათა ღერძით. ასეთნაირად მიღებულ მრუდს სხვაობით ჯამურ (ინტეგრალურ) მრუდს უწოდებენ. იგი იძლევა ($\Sigma Q - \Sigma q$) სიდიდეთა მნიშვნელობების თანამიმდევრულ ცვლილებას (ნახ. 86).

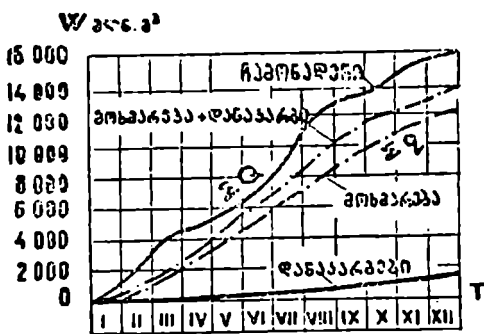
სხვაობით ჯამურ მრუდს გააჩნია შემდეგი ძირითადი თვისებები: როდესაც შემონადენი აღემატება მოხმარებას, ე. ი. $Q > q$, მრუდი ზე-

ვით აღის და ხდება წყალსაცავის ავსება. როცა $Q < q$, სხვაობით. მრუდი ქვევით იწევს და წყალსაცავი იცლება („დამუშავება“). როდესაც $Q = q$, აღნიშნული მრუდი იძლევა გადახრებს.

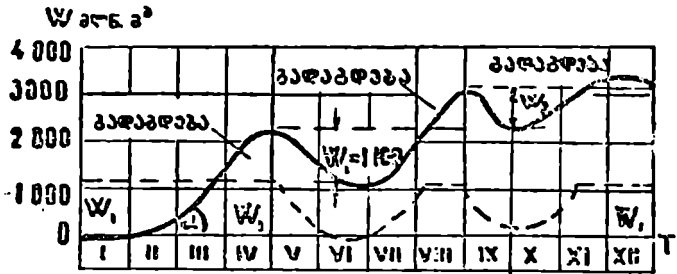
სხვაობითი ჯამური მრუდის თვისებათა საფუძველზე წყალსაცავის საძიებელი მოცულობა განისაზღვრება როგორც ორდინატთა მაქსიმალური სხვაობა მრუდის წინა უმაღლეს წერტილსა და მის მომდევნო უდაბლეს წერტილის

შორის; ეს უკანასკნელი აღებული უნდა იქნეს მრუდის მაქსიმალურ ორდინატამდე, რომელიც აღემატება პირველ უმაღლეს წერტილს. ასე, მაგალითად, 87-ე ნახაზზე $W_1 = 1100$ მლნ. მ³.

თუ კოორდინატთა სისტემის ვერტიკალურ ღერძზე სათავიდან გადავზომავთ მიღებული W_1 მოცულობის მნიშვნელობას, მაშინ ადვილად შევძლებთ წყალსაცავის მუშაობის გრაფიკის დადგენას; W_1 წირის ინტეგრალურ მრუდთან გადაკვეთა მოგვცემს წყლის აირველ გადაგდებას; შემდგომი გადაგდების დასაწყისს მივიღებთ, თუ გავატარებთ პორიზონტალურ



ნახ. 86. სხვაობითი ჯამური მრუდის საშუალებით განჯარიშების სქემა.

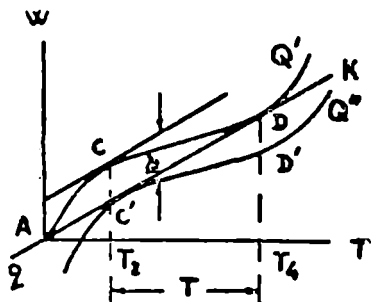


ნახ. 87. სხვაობითი ჯამური მრუდი.

წირს პირველი უმაღლესი წერტილიდან სხვაობითი მრუდის შემდგომ გადაკვეთამდე და ა. შ. 87-ე ნახაზზე გადაგდების პერიოდები დაშტრიხულია.

წყალსაცავის მუშაობის გრაფიკი ამავე ნახაზზე წვეტილი ხაზით არის ნაჩვენები.

8. შემონადენის ჯამური მრუდის გადაადგილების ხერხი. შემონადენის ჯამური მრუდი (ნახ. 88) გადაადგილოთ მის პარალელურად ისე, რომ დანაკლისის კრიტიკული პერიოდის შესაბამისი წერტილებით (C' და D) ის ეხებოდეს მოხმარების უძრავ ჯამურ მრუდს. ეს ხერხი შემოთ აღწერილი პირველი ხერხის სრულ ანალოგიას წარმოადგენს, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ მოხმარების AK მრუდი ადგილზე რჩება, ხოლო გადაადგილებას განიცდის შემონადენის Q მრუდი.



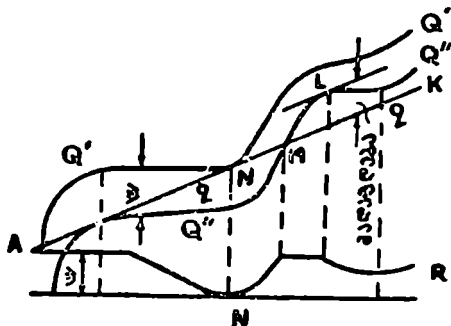
ნახ. 88. საანგარიშო სქემა შემონადენის მრუდის გადაადგილების შემთხვევაში.

შემონადენის ჯამური მრუდის გადაადგილების ხერხი ფრიად ხელსაყრელია იმ შემთხვევაში, როდესაც საკითხი დგას წყალსაცავის მოცემული მოცულობის რაც შეიძლება მიზანშეწონილად გამოყენების შესახებ.

შემონადენის ჯამური მრუდის გადაადგილების ხერხი ფრიად ხელსაყრელია იმ შემთხვევაში, როდესაც საკითხი დგას წყალსაცავის მოცემული მოცულობის რაც შეიძლება მიზანშეწონილად გამოყენების შესახებ.

ასე, მაგალითად, ვთქვათ, მოცემული გვაქვს შემონადენის მრუდი Q' და წყალსაცავის მოცულობა W (ნახ. 89) და საჭიროა განისაზღვროს თანაბარი მოხმარების უდიდესი შესაძლებელი მნიშვნელობა. Q' მრუდიდან W მანძილზე ვატარებთ Q'' შემონადენის მრუდს. მაშინ Q' და Q'' მრუდების მიმართ ვატარებული AK მხები დაახასიათებს თანაბარი მოხმარების საძიებელ მნიშვნელობას. იქ, სადაც AK სწორი ჰკვეთს Q' მრუდს (M წერტილი), ადგილი ექნება წყლის გადაგდებას, რომელიც L მომენტიანედ გაგრძელდება.

89-ე ნახაზზე ნაჩვენებია აგრეთვე წყალსაცავის მუშაობის გრაფიკი. აქვე შევნიშნავთ, რომ ამ გრაფიკის გამოხატვა გაადვილდება, თუ მის აგებას დავიწყებთ წყალსაცავის დაცლის მომენტიდან (N წერტილი).



ნახ. 89. საანგარიშო სქემა წყალსაცავის მოცემული მოცულობის შემთხვევაში.

რძელდება. 89-ე ნახაზზე ნაჩვენებია აგრეთვე წყალსაცავის მუშაობის გრაფიკი. აქვე შევნიშნავთ, რომ ამ გრაფიკის გამოხატვა გაადვილდება, თუ მის აგებას დავიწყებთ წყალსაცავის დაცლის მომენტიდან (N წერტილი).

§ 53. წყალსამეურნეო გაანგარიშების სხილური მეთოდი

1. ცხრილური გაანგარიშებები დანაკარგების მხედველობაში მიუღებლად. წყალსამეურნეო გაანგარიშებათა ჩატარებისას განიხილება ორი ძირითადი შემთხვევა:

1) მოცემულია მოხმარების სიდიდე და საჭიროა განისაზღვროს წყალსაცავის ის მოცულობა, რომელიც აღნიშნულ მოხმარებას დააკმაყოფილებს;

2) წყალსაცავის მოცულობა წინასწარ განისაზღვრება ადგილობრივი პირობებით და საჭიროა შესაძლებელი მოხმარების სიდიდის დადგენა, ორივე შემთხვევაში გაანგარიშებები ტარდება თანდათანობითი მიახლოების გზით.

მოცემული მოხმარების შემთხვევაში თანამიმდევრობით უნდა იქნეს გაანგარიშებული:

ა) წყალსაცავის სასარგებლო მოცულობა (პირველი მიახლოებით დანაკარგების გარეშე), ბ) დაკლის მომენტი, გ) უსარგებლო დანაკარგთა სიღრმე და დ) წყალსაცავის მუშაობის საანგარიშო რეჟიმი.

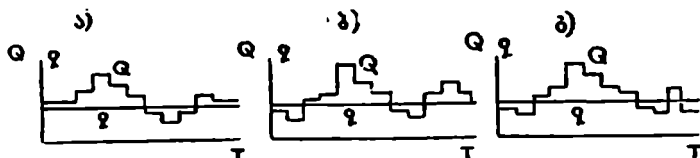
გაანგარიშება მოსახერხებელია ვაწარმოთ 34-ე ცხრილის სახით. ცხრილის მე-4 სვეტი იყვება მოცემული უზრუნველყოფის საანგარიშო წლისათვის წინასწარ დადგენილი მოხმარების სიდიდეთა მნიშვნელობებით, ხოლო მე-5 სვეტი—მოცემული თვიური მოხმარების სიდიდებით. მე 6 და მე-7 სვეტები იძლევა შემონადენისა და მოხმარების თვიურ მოცულობებს მლნ მ³. გაანგარიშება იწყება (ა—გ) სიდიდეთა განსაზღვრით. მე-8 და მე-9 სვეტებში მოცემულია მათი მნიშვნელობები თვითული საანგარიშო ინტერვალისათვის (თვისათვის); ამასთან, ნიშანი „+“ გამოხატავს შემონადენის სიჭარბეს, ხოლო ნიშანი „—“ დანაკლისს. მე-6 და მე-7 სვეტების ჯამების სხვაობა წარმოადგენს შემონადენის სიჭარბეს მოხმარებაზე და ტოლი უნდა იყოს მე-8 და მე-9 სვეტების ჯამების სხვაობისა.

ცხრილში მოყვანილი მონაცემების საფუძველზე შესაძლებელი ხდება წყალსაცავის სასარგებლო მოცულობის განსაზღვრა და მისი დაკლის მომენტის დადგენა. ამასთან, შეიძლება განეასხვაგვოთ წყალსაცავის ერთტაქტიანი, ორტაქტიანი და მრავალტაქტიანი მუშაობის შემთხვევები.

წყალსაცავის ერთტაქტიანი მუშაობის დროს საანგარიშო პერიოდი შედგება ორი ქვეპერიოდისაგან, რომელთაგან ერთი—შემონადენის სიჭარბით ხასიათდება, ხოლო მეორე—დანაკლისით (ნახ. 90).

როგორც ამ ნახაზიდან ჩანს, წყალსაცავის სასარგებლო მოცულობა ტოლია დანაკლისის შესაბამისი მოცულობისა.

წყალსაცავის ორტაქტიანი მუშაობის დროს გვაქვს წყლის სიქარბისა და დანაკლისის ქვეპერიოდების ორ-ორი თანამიმდევრობითი ჯგუფი (ნახ. 90 ბ, გ); აქ ვასხვავებთ ორ შემთხვევას:



ნახ. 90. ა) წყალსაცავის ერთტაქტიანი მუშაობა; ბ) წყალსაცავის ორტაქტიანი მუშაობა (I შემთხვევა); გ) წყალსაცავის ორტაქტიანი მუშაობა (II შემთხვევა).

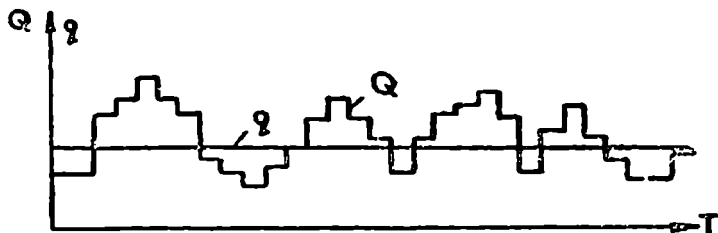
1. წყლის სიქარბე ორივეჯერ მეტია მომდევნო დანაკლისზე (ნახ. 90 ბ);

2. წყლის სიქარბე ერთ-ერთ შემთხვევაში ნაკლებია მომდევნო დანაკლისზე (ნახ. 90 გ).

პირველ შემთხვევაში წყალსაცავის სასარგებლო მოცულობა უდიდესი დანაკლისის ტოლია, ხოლო მეორე შემთხვევაში — საანგარიშო მოცულობა უდრის ორივე დანაკლისის ჯამისა და შუალედური სიქარბის სხვაობას. ამ უკანასკნელ შემთხვევას პასუხობს ოცდამეცამეტე ცხრილში მოყვანილი გაანგარიშების მონაცემები:

$$W_0 = 102,8 + 83,8 - 66,8 = 119,8, \text{ მლნ. მ}^3. \quad (7.29)$$

წყალსაცავის მრავალტაქტიანი მუშაობის დროს (ნახ. 91) სასარგებლო მოცულობის დასადგენად ვპოულობთ $(Q-q)$ სხვაობების თან-



ნახ. 91. წყალსაცავის მრავალტაქტიანი მუშაობა.

მიმდევრულ აღებრულ ჯამს — $\Sigma(Q-q)$. წყალსაცავის საძიებელი მოცულობა ტოლი იქნება $\Sigma(Q-q)$ სიდიდეების უდიდეს და უმცირეს მნიშვნელობათა სხვაობისა; ამასთან, $\Sigma(Q-q)$ ექსტრემალური მნიშვნელობები აღებული უნდა იქნეს იმ სიდიდეთაგან, რომელთაც ადგილი აქვთ $\Sigma(Q-q)$ სიდიდის უდიდესი მნიშვნელობის შემდეგ $\Sigma(Q-q)$ სიდიდეთა

განმეორებითი ზრდის წინ და რომლებიც მიეკუთვნებიან საანგარიშო წლის განმეორებით აღებულ თვეებს. ამ ხერხის საშუალებით, მე-10 სვეტის მონაცემების მიხედვით, სადაც შეჯამება დაწყებულია შემონადენის სიჭარბის მომენტიდან, ე. ი. მარტის თვიდან, და გაგრძელებულია დეკემბრის შემდეგ იანვარ-თებერვლამდე, ვლებულობთ წყალსაცავის მოცულობას, როგორც სხვაობას იმ სიდიდეებს შორის, რომელთაც ადგილი აქვთ იენისისა და თებერვლის თვეების ბოლოს: $444,8 - 325,0 = 119,8$ მლნ მ³. ცხადია, წყალსაცავის დაცლის მომენტი დადგება დანაკლისის საანგარიშო პერიოდის დამლევს, ე. ი. თებერვლის ბოლოს.

წყალსაცავის სასარგებლო მოცულობისა და მისი დაცლის მომენტის განსაზღვრის შემდეგ აგებენ წყალსაცავის მუშაობის გრაფიკს (დანაკარგების მხედველობაში მიუღებლად). აგება შეიძლება განხორციელდეს ორი გზით: წინსვლით ან უკუსვლით,—ორივე შემთხვევაში წყალსაცავის დაცლის მომენტიდან.

წინსვლით გაანგარიშებისას ადგილი აქვს შემდეგ თანათარლობას:

$$W_x = W_{x-1} + (Q - q), \quad (7.30)$$

სადაც W_x არის წყალსაცავის საძიებელი მოცულობა მოცემული საანგარიშო ინტერვალის (თვის) ბოლოსათვის;

W_{x-1} —წყალსაცავის მოცულობა წინა საანგარიშო ინტერვალის (თვის) ბოლოსათვის.

თუ წყალსაცავის სასარგებლო მოცულობას აღვნიშნავთ W_0 -ით, ხოლო წყლის გადაგდებულ მოცულობას C -თი, მაშინ გაანგარიშების დროს დატული უნდა იყოს ასეთი თანათარლობაც:

$$C = W_x - W_0, \quad (7.31)$$

თანაც ისე, რომ

$$W_x \leq W_0.$$

უკუსვლითი გაანგარიშებისას გვაქვს ასეთი დამოკიდებულება:

$$W_{x-1} = W_x - (Q - q). \quad (7.32)$$

წყალსაცავის მუშაობის გრაფიკის აგებისას შეიძლება განხილულ იქნეს შემდეგი ორი უკიდურესი ვარიანტი: პირველი—წყალსაცავი სავსე იყოს რაც შეიძლება ხანგრძლივი დროის განმავლობაში, და მეორე, პირიქით, წყალსაცავი სავსე იყოს რაც შეიძლება ხანმოკლე პერიოდის განმავლობაში.

პირველი ვარიანტის შემთხვევაში ანგარიშის ჩატარება მოხერხებულია წყალსაცავის დაცლის მომემტიდან წინსვლით (იხ. სვეტი 11 და 12, ცხრილი 34).

ასე, მაგალითად, მარტის ბოლოსათვის გვაქვს:

$$W_3 = 0 + 128,8 = 128,8 \text{ მლნ მ}^3;$$

მაგრამ წყალსაცავის სასარგებლო მოცულობა შეადგენს 119,8 მლნ მ³. ს, რის გამოც გადაგდებული წყლის რაოდენობა ტოლი იქნება:

$$128,8 - 119,8 = 9,0 \text{ მლნ მ}^3.$$

შემდეგ, აპრილის, მაისის და ივნისის თვეების ბოლოსათვის აღ- გილი აქვს წყლის გადაგდებას, ხოლო ივლისის დამლევისათვის გვექ- ნება:

$$W_6 = 119,8 - 17,4 = 102,4 \text{ მლნ მ}^3 \quad (7.33)$$

და ასე შემდეგ.

მეორე ვარიანტის მიხედვით ანგარიშის ჩატარება უფრო მოხერხე- ბულია წყალსაცავის დაკლის მო- მენტიდან უკუსვლით (სვეტი 13 და 14, ცხრილი 34). ამ შემ- თხვევაში თებერვლის დამლევ- ისათვის წყალსაცავი იქნება ცა- რიელი.

ასე, მაგალითად, იანვრის ბოლო- სათვის გვექნება:

$$W_{1-1} = 0 + 15,7 = 15,7 \text{ მლნ მ}^3;$$

დეკემბრის ბოლოსათვის:

$$W_{2-1} = 15,7 + 34,6 = 50,3 \text{ მლნ მ}^3;$$

ნოემბრის ბოლოსათვის:

$$W_{3-1} = 50,3 + 33,5 - 83,8 \text{ მლნ მ}^3;$$

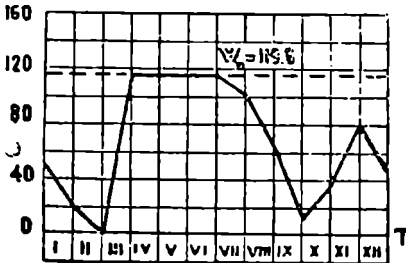
ოქტომბრის ბოლოსათვის:

$$W_{4-1} = 88,8 - 50,3 = 33,5 \text{ მლნ მ}^3.$$

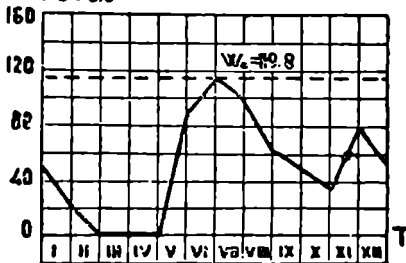
და ა. შ.

წყალსაცავის მუშაობის პირ- ველი ვარიანტის შემთხვევაში შე- საძლებელი ხდება მაღალი დაწ- ნევის ხანგრძლივი დროის გან- მავლობაში შენარჩუნება, რასაც დიდი მნიშვნელობა აქვს ჰიდრო- ენერჯის გამომუშავებისათვის. საშაგიეროდ მეორე ვარიანტის უბი- რატესობას წარმოადგენს დაღეჭილი ნატანისაგან წყალსაცავის გარეც- ხვის შესაძლებლობა.

წყალსაცავი I ვარიანტი



წყალსაცავი II ვარიანტი



ნახ. 92. წყალსაცავის მუშაობის რეჟიმის სხვადასხვა ვარიანტი.

1	2	3	4		5	6		7	8	9	10	I ვარიანტი		II ვარიანტი	
			11	12		W	H					13	14		
														ბ.რჯი (მ ³ წმ)	მომბარევა
1	იანვარი	31	6,5	19,4	17,3	51,9	34,6	—	—	340,70	50,3	—	50,3	—	—
2	თებერვალი	28	12,9	19,4	31,3	47,0	15,7	—	—	325,0	15,7	—	15,7	—	—
3	მარტი	31	66,9	19,4	180,7	51,9	83,8	128,8	—	0	0	—	0	—	—
4	აპრილი	30	97,0	32,3	251,3	83,8	167,5	—	—	128,8	119,8	9,0	0	128,8	—
5	მაისი	31	72,5	32,3	207,4	86,6	120,8	—	—	296,3	119,8	167,5	0	167,5	—
6	ივნისი	30	45,0	32,3	111,5	83,8	27,7	—	—	417,1	119,8	120,8	92,1	28,7	—
7	ივლისი	31	25,8	32,3	69,2	86,6	444,8	—	—	444,8	119,8	27,7	119,8	—	—
8	აგვისტო	31	19,4	32,3	51,8	86,6	—	—	17,4	427,4	102,4	—	—	192,4	—
9	სექტემბერი	30	12,8	32,3	33,2	83,8	—	—	34,8	392,6	67,6	—	—	67,6	—
10	ოქტომბერი	31	25,5	19,4	66,4	51,9	—	—	50,6	342,0	17,0	—	—	17,0	—
11	ნოემბერი	30	38,8	19,4	100,5	50,2	—	—	102,6	358,5	33,5	—	—	33,5	—
12	დეკემბერი	31	6,8	19,4	18,4	51,9	—	—	50,3	408,8	83,8	—	—	83,8	—
									66,8	375,3	50,3	—	—	50,3	—
					1141,0	325,0	816,0	511,6	325,0	186,6	325	325	—	325	—

წყალსაცავის მუშაობის რეჟიმის ორივე ვარიანტი 34-ე ცხრილის მონაცემების საფუძველზე ნაჩვენებია 92-ე ნახაზზე.

2. ცხრილური გაანგარიშებები დანაკარგების მხედველობაში მიღებით. გაანგარიშებას დანაკარგების მხედველობაში მიღებით ისევე აწარმოებენ, როგორც წინა შემთხვევაში. ამასთან, (7,30) და (7.32) დამოკიდებულებები, შესაბამისად, ასეთ სახეს ღებულობენ.

$$W_n = W_{n-1} + (Q - q) - (\Phi + V), \quad (7.34)$$

$$W_{n-1} = W_n - (Q - q) + (\Phi + V). \quad (7.35)$$

გაანგარიშება მიზანშეწონილია ჩატარდეს (7.35) თანაფარდობის მიხედვით, დაწყებული წყალსაცავის დაკლის მომენტიდან იმ ახალი სრული მოცულობის განსაზღვრის მომენტამდე, რომელიც წყლის დანაკლისის პერიოდებში, მკვდარი მოცულობის გარდა, შეიცავს დანაკარგებისაუვის გათვალისწინებულ დამატებითს მოცულობას.

მას შემდეგ, რაც დავადგენთ წყალსაცავის სრულ მოცულობას, ანგარიში შეიძლება ჩავატაროთ სხვადასხვა ხერხის გამოყენებით. განვიხილოთ ერთ-ერთი მათგანი (ცხრილი 35).

34 ე ცხრილის მე-11 სვეტში გამოთვლილ თვიურ მოცულობებს ვუმატებთ მკვდარ მოცულობას, რომელიც ჩვენი მაგალითის შემთხვევაში აღებულია 50,2 მლნ მ³-ის ტოლოდ (ცსრ. 35, სვეტი 5). მე-6 და მე-7 სვეტებიდან, შესაბამისად, ამოვიწერთ წყალსაცავის მახასიათებლებიდან აღებული სარკის ზედაპირის ფართობებისა და საანგარიშო აორთქლების თვიურ სიდიდეებს, შემდეგ თვითეული ინტეგრალისათვის (თვისათვის) მოგძებნით აღნიშნულ სიდიდეთა საშუალო მნიშვნელობებს $W_{სა}$ და $Q_{სა}$ (სვეტი 8 და 9), რომელთა მიხედვითაც მთელი საანგარიშო პერიოდისათვის გამოვითვლით აორთქლებასა და ფილტრაციაზე დანაკარგებს (სვეტები 10, 11 და 12). 35-ე ცხრილში დანაკარგები ფილტრაციაზე მიღებულია წყალსაცავში არსებული წყლის 0,2%-ის ტოლად.

ამის შემდეგ, მე-12, მე-3 და მე-4 სვეტების საფუძველზე ვაწარმოებთ ანგარიშს ჯერ წინსვლით, შემდეგ უკუსვლით. მაგალითად, 35 ე ცხრილის მე-13 და მე-14 სვეტებში გაანგარიშება დაწყებულია თებერვლის დამლევით და შესრულებულია უკუსვლით ივნისის ბოლომდე; ამ მომენტისათვის მიღებულია წყალსაცავში წყლის სრული მოცულობა (208,5 მლნ მ³).

ჩატარებული გაანგარიშებით მიღებული შედეგი არ შეიძლება ჩიითვალოს საბოლოოდ, რადგანაც წყალსაცავის სარკის ზედაპირები და მოცულობა საკმაოდ აღემატება იმ მნიშვნელობებს, რომლებიც მიღებული იყვნენ დანაკარგების გათვალისწინებლად და რომელთა მი-

№	თივები	დანაკარგების მხედველობაში მიუღებლად						აორთქლების შრე (მმ)	W _{საპ}	შაპა (ათა-სი ნა)	დანაკარგები (მლნ მ)				W (მლნ მ)	აღებ-დება (მლნ მ)
		Q-9		(მლნ მ) W		(ათა-სი ნა) Q-9					ლო-ქვე-ბანე	ფილ-ტრა-სიანე	სულ			
		+	3	4	5	6	7							8		
1	იანვარი	—	34,6	—	100,5	25,5	10	83,2	22,6	0,2	1,7	1,9	103,8	—		
2	თებერვალი	—	15,7	—	65,9	19,7	10	58,0	18,4	0,2	1,2	1,4	67,3	—		
3	მარტი	128,8	—	—	50,2	17,0	30	110,1	26,5	0,8	2,2	3,0	176,0	—		
4	აპრილი	167,5	—	—	170,0	35,9	90	170,0	35,9	3,2	3,4	6,6	208,5	—		
5	მაისი	120,8	—	—	170,0	35,9	170	170,0	35,9	6,1	3,4	9,5	208,5	128,4		
6	ივნისი	27,7	—	—	—	—	200	170,0	35,9	7,2	3,4	10,6	208,5	111,3		
7	ივლისი	—	17,4	—	170,0	35,9	200	161,3	34,7	6,9	3,2	10,1	181,0	17,1		
8	აგვისტო	—	34,8	—	152,6	33,5	250	135,2	30,6	7,6	2,7	10,3	135,9	—		
9	სექტემბერი	—	50,6	—	117,8	19,9	190	92,5	23,9	4,5	1,8	6,3	79,0	—		
10	ოქტომბერი	16,5	—	—	83,7	22,8	80	75,5	21,4	1,7	1,5	3,2	—	—		
11	ნოემბერი	50,3	—	—	134,0	30,3	20	108,8	26,5	0,5	2,2	2,7	139,9	—		
12	დეკემბერი	—	33,5	—	100,5	25,5	10	117,2	27,9	0,3	2,3	2,6	103,8	—		
		511,9	186,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
		325,0	—	—	—	—	—	—	—	39,2	29,0	68,2	—	256,8		

* 34-ე და 35-ე ცხრილები ამოღებულია სახელმძღვანელოდან: Огневская А. В. „Гидрология суши“, Сельхозгиз, Москва, 1951 г.

ხედვითაც განსაზღვრული იყო დანაკარგები, ამიტომ საჭირო ხდება ანგარიშის ჩატარება სეორე მიახლოებით. როგორც წესი, მეორე მიახლოებით ჩატარებული გაანგარიშების შედეგი იხილება საბოლოოდ.

თუ გაანგარიშებისას აღმოჩნდება, რომ სასარგებლო მოხმარება და დანაკარგები ვერ იფარება საანგარიშო შემონადენით, ან თუ წყალსაცავის მოხმარების მოცულობა აღემატება შესაძლებელ მაქსიმალურ მოცულობას, მაშინ საჭირო ხდება სასარგებლო მოხმარების რამდენადმე შემცირება.

§ 54. ჩამონადენის რეგულირების ანგარიში აღბათობათა თეორიის მეთოდით

როგორც აღნიშნეთ (§§ 49 და 50), მრავალწლიური რეგულირება მიზნად ისახავს მცირეწყლიანი წლების ჩამონადენის შევსებას უხვწყლიანი წლების ხარჯზე. ასეთი სახის რეგულირება, როგორც წესი, საჭიროებს დიდი მოცულობის წყალსაცავებს, რომლებიც ერთდროულად წლიური რეგულირების ფუნქციებსაც ასრულებენ. იქვე გვქონდა აღნიშნული, რომ დაკვირვებათა მონაცემების უკონლობის შემთხვევაში გაანგარიშებები ტარდება წლიური მოდულური კოეფიციენტების ქრონოლოგიური რიგის თეორიული გზის დადგენით როდესაც მეზობელი შესწავლილი აუზის ანალოგიის საფუძველზე. თუ ეს უკანასკნელი არ ხერხდება, მაშინ საჭირო ხდება სხვადასხვა სახის სტატისტიკური ხერხების გამოყენება, რომლებიც ალბათობათა თეორიის მეთოდს ეყრდნობიან. ეს მეოთხე შედარებით სრულყოფილად იქნა დამუშავებული კრიციკისა და მენკელის ნიერ და შეიქმნა გამოყენებულ იქნეს მრავალწლიური რეგულირების შედეგი ორი ძირითადი ამოცანის გადასაწყვეტად:

1. მოცემულია წყალსაცავის ტევადობა და საჭიროა განისაზღვროს მოხმარება;
2. მოცემულია მოხმარების სიდიდე და საჭიროა განისაზღვროს წყალსაცავის ტევადობა.

თანაბარი მოხმარების განსაზღვრა წყალსაცავის მოცემული ტევადობის შემთხვევაში. ამ ამოცანის გადასაწყვეტად აუცილებელია გვქონდეს შემდეგი მონაცემები:

1. საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენის მოცულობა m/\bar{w} წელიწადში;
2. მოცულობებისა და ფართობების მრუდები $w = f(H)$ და $W = f(H)$;
3. ვარიაციის კოეფიციენტი C_v , რომელსაც, ჩვეულებრივ, (4.32) ფორმულით განსაზღვრავენ;
4. ასიმეტრიის კოეფიციენტი $-C_s = 2C_v$;

5. ჩამონადენის განაწილება წლის განმავლობაში, $\frac{1}{6}$ -ობით. საო-
რიენტაციოდ შეიძლება გამოყენებულ იქნეს 36-ე ცხრილის მონა-
ქეშები.

ზ ო ნ ა	ც ხ რ ი ლ ი 36		
	წყალზეობის პერიოდი	წყალმცირო- ბის პერიოდი	სულ წ:ლიწ:დში
ვ ე ლ ი	72	28	100
ტყე-ველი	62	38	100
ტ ყ ე	55	45	100

6. წყლის დანაკარგები აორთქლებაზე, ფილტრაციასა და ყინულ-
წარმოქმნაზე;

7. გვალვიანი წლის საანგარიშო უზრუნველყოფა P_x — 90, 95
და 97%.

8. მეკვდარი მოცულობა, რომელიც წინასწარი გაანგარიშებისათვის
შეიძლება განსაზღვრულ იქნას ფორმულით:

$$W_{\text{მკვდ. მოც}} = (0,03 \div 0,05) Q_0. \quad (7.36)$$

წყალსამეურნეო გაანგარიშებას ვიწყებთ დარეგულირების $\alpha = \frac{U}{Q}$
კოეფიციენტის შერჩევით, რომლის მნიშვნელობაც მრავალწლიური რე-
გულირების დროს მერყეობს 0,6—0,8 ფარგლებში. შემდეგ ვსაზღვრავთ
წყალსაცავის ტევადობის $\beta = \frac{W_0}{Q_0}$ კოეფიციენტს.

იმის გამო, რომ მრავალწლიური რეგულირების შემთხვევაში წყალ-
საცავი წლიური რეგულირების ფუნქციასაც ასრულებს, ამიტომ β კოე-
ფიციენტი განიხილება როგორც მოცულობის წლიურ და მრავალწლიურ
დეფიციტთა ჯამი, ე. ი.

$$\beta = z_{\text{წლ}} + z_{\text{მრ.წლ}}. \quad (7.37)$$

მოცულობის წლიური დეფიციტის მნიშვნელობა შეიძლება განესა-
ზღვროთ შემდეგი ფორმულით:

$$z_{\text{წლ}} = \alpha \left(\frac{r_{\text{წყალ.მც}}}{12} - \frac{r_{\text{წყალმც}}}{100} \right), \quad (7.38)$$

სადაც $r_{\text{წყალმც}}$ — წლის წყალმცირე თვეების რიცხვია (ჩვეულებრივ;
 $r_{\text{წყალ.მც}} = 9$);

12 — თვეების რიცხვი წელიწადში;

$r_{\text{წყალმც}}$ — ჩამონადენის ჯანტური მოცულობა წყალმცირობის პერიოდ-
ში, %-ობით (ცხრ. 36).

მოცულობის მრავალწლიური დეფიციტის გამოთვლა რამდენადმე უფრო რთულია. კრიციისა და მენკელის მიხედვით

$$z_{\text{მ.წ.}}^{(n)} = n(\alpha - K^{(n)}), \quad (7.39).$$

სადაც $K^{(n)}$ არის მოდულურ კოეფიციენტებში გამოსახული საშუალო ჩამონადენი გვალვიანი პერიოდისათვის;
 n —საანგარიშო გვალვიანი პერიოდის ხანგრძლიობა (ერთიდან სამ წლამდე).

საანგარიშო გვალვიანი პერიოდის 1 წელზე მეტი ხანგრძლიობის შემთხვევაში ჩამონადენის ვარიაციის კოეფიციენტი ამ პერიოდისათვის გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$C_*^{(n)} = \frac{C_*}{\sqrt{n}} = m, \quad (7.40).$$

სადაც C_* არის წლიური ჩამონადენის ვარიაციის კოეფიციენტი;
 m —შემასწორებელი კოეფიციენტი ეფიმოვიჩის მიხედვით; იგი ითვალისწინებს იმ ურთიერთკავშირს, რომელიც არსებობს თანამიმდევრობითი წლების მოდულებს შორის.

სანწლიანი გვალვიანი პერიოდისათვის (7.40) ფორმულის საშუალებით გამოთვლიან $C_*^{(n)}$ -ის მნიშვნელობებს; ამასთან, $C_*^{(1)}$, $C_*^{(2)}$ და $C_*^{(3)}$ სიდიდეებისათვის დებულობენ m -ის შესაბამის მნიშვნელობებს: 1; 1,15; 1,25. საანგარიშო პერიოდისათვის გამოთვლილი ვარიაციის კოეფიციენტების მიხედვით მოკემული უზრუნველყოფისათვის საზღვრავენ მოდულურ კოეფიციენტებს:

$$K^{(n)} = \Phi C_* + 1.$$

მაშინ სამწლიანი საანგარიშო პერიოდისათვის (7.39) ფორმულით გვექნება:

$$n_1 = 1, \quad z_{\text{მ.წ.}}^{(1)} = n(\alpha - K^{(1)});$$

$$n = 2, \quad z_{\text{მ.წ.}}^{(2)} = n(\alpha - K^{(2)});$$

$$n = 3, \quad z_{\text{მ.წ.}}^{(3)} = n(\alpha - K^{(3)}).$$

მოცულობის მრავალწლიური დეფიციტის საანგარიშო მნიშვნელობად მიიღება $z_{\text{მ.წ.}}^{(n)}$ -დან მაქსიმალური.

აღსანიშნავია, რომ კრიციისა და მენკელის ზემომოყვანილი ხერხი (ეფიმოვიჩის შესწორებით) არ იქნება იმის გარანტიას, რომ მიღებულ შემდეგი ზუსტი იქნება. ამის მთავარ მიზეზად ის უნდა ჩაითვალოს, რომ სტატისტიკური მეთოდით გამოთვლილი საშუალო მოდულური კოეფიციენტი

ციენტები n -წლებისათვის ვერ ახასიათებს წლიური ჩაზონადენის იმ შიდაპერიოდულ განაწილებას, რომელსაც ადგილი აქვს სინამდვილეში. ამის გამო კრიციისა და მენკელის მიერ 1935 წელს დამუშავებულ იქნა გაანკარიშების მეორე ხერხი, რომელიც აღნიშნული საკითხის ანალიზიდან გამომდინარეობს.

ამ ხერხის გამოყენება რთული და შრომატევადი სამუშაოს შესრულებას მოითხოვდა, რის გამოც პლემპოვის მიერ შემუშავებულ იქნა გრაფიკები, რომელთა საფუძველზეც მოცემული α , C , და $p\%$ -ათვის წეიძლება განისაზღვროს Z_{α} , α .

განსახილველი ხერხის სიზუსტე ბევრად არის დამოკიდებული C_0 -ს განსაზღვრის სიზუსტეზე, ხოლო ის დამყვება, რომ $C_0 = 2C_1$, ყოველთვის არ შეესაბამება ნამდვილ ასიმეტრიას, განსაკუთრებით კი დიდი უზრუნველყოფის პირობებისათვის ($p > 95\%$).

მოცულობის წლიურ და მრავალწრიულ დეფიციტთა განსაზღვრის შემდეგ გამოითვლება β კოეფიციენტის მნიშვნელობა, ხოლო $\beta = \frac{W_0}{Q_0}$ ფორმულიდან—წყალსაცავის სასარგებლო მოცულობა:

$$W_0 = \beta Q_0.$$

წყალსაცავის სასარგებლო (მოცულობისა და მკვდარი მოცულობის) ჯამი გვაძლევს წყალსაცავის სრულ მოცულობას:

$$W = W_0 + W'_{\text{მკვდ. მოც.}} \quad (7.41)$$

წყალსაცავის მოცულობათა მრუდიდან $W = f(H)$ დავადგენთ წყალსაცავში W და $W'_{\text{მკვდ. მოც.}}$ შესაბამის დონეებს, რითაც დამთავრდება წყალსამეურნეო გაანგარიშების პირველი ნაწილი.

ამის შემდეგ ვსაზღვრავთ თანაბარი მოხმარების სიდიდეს შემდეგ გამოსახულებიდან:

$$q = \frac{U - f}{T} \quad (7.42)$$

ხდაც U არის წყალსაცავის ჯამური მოცულობა საანგარიშო პერიოდისათვის;

f —დანაკარგების ჯამური მოცულობა აორთქლებასა და ფილტრაციასზე;

T —წამთა რიცხვი საანგარიშო პერიოდში.

წყალსაცავის ჯამური მოცულობის U სიდიდე განისაზღვრება შემდეგი ტოლობით:

$$U = \sum Q_{\text{გაქ.}} + \sum Q_{\text{წყარო, ხაზ}} + W_0 \quad (7.43)$$

სადაც $\Sigma Q_{\text{გ}}$ არის გვალვიანი წლის ჩამონადენის მოცულობა მოცემული უზრუნველყოფისათვის და ტოლია $K_{\Sigma} \cdot Q_0$;

$\Sigma Q_{\text{წყალმ. სა}}$ —გვალვიანი წლის მომდევნო წლის წყალმცირე პერიოდის ჩამონადენის მოცულობა, იგი ტოლია

$$Q_0 \cdot \alpha \cdot \frac{r}{100}$$

დანაკარგების ჯამური მოცულობის (f) განსაზღვრა ხდება ისე, როგორც ეს 50-ე პარაგრაფში იყო ნაჩვენები.

T სიდიდე შეიძლება აღვიღად განვსაზღვროთ, თუ გავითვალისწინებთ, რომ წყალსამეურნეო პერიოდი, ჩვეულებრივ, 21 თვეს გრძელდება; ე. ი.

$$T = \frac{21}{12} \cdot 32,5 \cdot 10^6 = 55,2 \cdot 10^6 \text{ წმ.}$$

წყლის დანაკარგების ჯამური მოცულობის გამოსათვლელად ვაღებთ დამხმარე და ძირითად ცხრილებს (ცხრილი 37 და 38).

ცხრილი 37

ჯამურ სიდიდეთა დასახელება	პერიოდები	
	წყალმცირება $\frac{r}{100}$	წყალუხვება $\frac{r}{100}$
გვალვიანი წლის ჩამონადენის მოცულობა $\Sigma Q_{\text{გ}} = K_{\Sigma} \cdot Q_0$	$K_{\Sigma} \cdot Q_0 \cdot \frac{r}{100}$	$K_{\Sigma} \cdot Q_0 \left(1 - \frac{r}{100}\right)$
გვალვიანი წლის მომდევნო წლის ჩამონადენის მოცულობა $\Sigma Q_{\text{სა}} = \alpha Q_0$	$\alpha Q_0 \cdot \frac{r}{100}$	$\alpha Q_0 \left(1 - \frac{r}{100}\right)$
აორთქლების წლიური შრე $E_{\text{საანგ}}$	85% $E_{\text{საანგ}}$	15% $E_{\text{საანგ}}$
ფილტრაციის წლიური მოცულობა $W_{\text{ფ}}$	$W_{\text{ფ}} \cdot \frac{r}{100}$	$W_{\text{ფ}} \left(1 - \frac{r}{100}\right)$

38-ე ცხრილის მე-2 სვეტი ივსება 37-ე ცხრილის დახმარებით, მე-3 სვეტში კი იწერება სეზონურ მოცულობათა ჯამი, ე. ი. მე-3 სვეტის ბოლოს გვექნება:

$$\Sigma Q = \Sigma Q_{\text{გ}} + \Sigma Q_{\text{წყალმ. სა}}$$

მე-4 და მე-5 სვეტები ივსება იმ მოსაზრებიდან გამომდინარე, რომ წყალსამეურნეო პერიოდის ბოლოს მთლიანად უნდა იყოს დამუშავებული წყალსაცავის სასარგებლო W_0 მოცულობა. მაშასადავე, წყლის ჯამური ხარჯი წყალსაცავიდან საანგარიშო პერიოდის ბოლოსათვის (სვეტი 5) ტოლი იქნება $U = \Sigma Q + W_0$; ხოლო სეზონების მიხედვით ის

განაწილება თვეების რაოდენობის პროპორციულად. მე-6, მე-7, მე-8 და მე-9 სვეტები იყვება ისე, როგორც ეს 37-ე ცხრილში არის ნაჩვენები. დანარჩენ სვეტებში (11, 12, 14, 15, 16, 17, 18) ცნობილი ხერხით გამოთვლილია წყლის დანაკარგების ჯამური მნიშვნელობები.

წყალსაცავის საკუთრივ მოცულობის განსაზღვრა მოცემული წყალმომხარების შექთხევევაში. აღნიშნული საკითხის გადასაწყვეტად საჭიროა გვექონდეს შემდეგი მონაცემები:

1. წყალსაცავის მოცულობისა და ფართობის მრუდები

$$W = f(H) \text{ და } w = f(H);$$

2. წყალშემკრები აუზის ფართობი— F კმ²;

3. ჩამონადენის მოდული— M ლ/წმ 1 კმ²-დან;

4. საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენის მოცულობა— Q_0 მ³/წელიწადში;

5. ვარიაციისა და ასიმეტრიის კოეფიციენტები— C_v და C_s ;

6. მოხმარება— q მ³/წმ.

წყალსამეურნეო გაანგარიშების ჩატარებას ვიწყებთ ჯამური მოხმარების U განსაზღვრით შემდეგი ტოლობიდან:

$$q = \frac{U - f}{T}; \quad (7.42)$$

სადაც f —წყლის ჯამური დანაკარგებია და აიღება U -ს 15-20%, ე. ი.

$$U = \frac{qT}{(0,8 \div 0,85)}$$

ამის შემდეგ $\alpha = \frac{U}{Q_0}$ გამოსახულებიდან ვსაზღვრავთ დარეგულირების კოეფიციენტს, ხოლო (7.37) ფორმულის საშუალებით გამოვითვლით წყალსაცავის ტევადობის β კოეფიციენტს. $\beta = \frac{W_0}{Q_0}$ ფორმულიდან.

ადვილად განისაზღვრება წყალსაცავის სასარგებლო W_0 მოცულობა. წყალსაცავის სრულ W მოცულობას დავადგენთ (7.41) დამოკიდებულებიდან.

აღნიშნული მოცულობების მიხედვით წყალსაცავის მოცულობის მრუდიდან ავიღებთ მკვდარი მოცულობისა და ნორმალური შეტბორვის შესაბამის დონეებს.

ბოლოს ვაპოწმებთ დანაკარგების აღებულ სიდიდეს და ხელახლა ვახდენთ წყალსაცავის სასარგებლო და სრული მოცულობების გადაანგარიშებას.

§ 55. წყალსაბაჟის მაკინაგორაკებელი გველენა
მაქსიმალურ ხარჯებზე

როგორც 50-ე პარაგრაფში აღენიშნეთ, მკვედარი მოცულობის ზევით (მშდ და მშდ შორის) მდებარეობს ის მარეგულირებელი მოცულობა, რომლის ხარჯზეც უნდა იქნეს უზრუნველყოფილი წყლის როგორც სასარგებლო მოხმარება, ისე დანაკარგები აორთქლებასა და ფილტრაციებზე. თუ ეს მოცულობა წყალსაცავში გაშვებული წყალუხვობის ჩამონადენის მნიშვნელოვან ნაწილს შეადგენს, მაშინ ხდება ბუნებრივი ჩამონადენის ტრანსფორმაცია, რადგანაც დონეთა აწევის შეითხვევაში მისი ნაწილი წყალსაცავში გროვდება. ამის შედეგად მაქსიმალური ხარჯი შეიძლება შემცირდეს, ხოლო დონეთა დაცემა გაგრძელდება დონეთა აწევის დროს დაგროვილი ჰარბი წყლის შემდგომი დატლის ხარჯზე.

როგორც ცნობილია, გადასაგდები ხარჯების სიდიდე, წყალსაგდები ნაგებობის ზომებისა და კონსტრუქციის გარდა, უშუალოდ დამოკიდებულია დაწნევის სიდიდეზე (H). თანაფარდობა მდინარის მაქსიმალურ ხარჯსა ($Q_{\text{მაქ}}$) და გადასაგდებ ხარჯს $Q_{\text{გაე}}$ შორის დროის ნებისმიერი მომენტისათვის, ზოგადად, შეიძლება შემდეგი განტოლებით გამოვსახოთ:

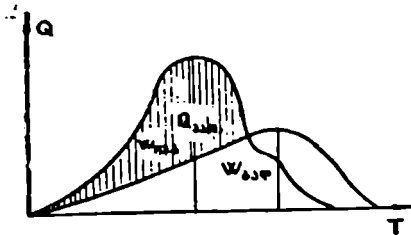
$$Q_{\text{გაე}} = Q_{\text{მაქ}} \pm \frac{dH}{dt} \omega, \quad (7.44)$$

სადაც H არის დაწნევა წყალსაშვზე;

$\frac{dH}{dt}$ — წყალსაცავში წყლის დონის ნაზრდი დროის გარკვეულ

მონაკვეთში;

ω — წყალსაცავის სარკის ფართობი.



ნახ. 93. წყალუხვობისა და წყლის ჩამონადენის ჰიდროგრაფის სქემა.

ამ ტოლობაში ნიშანი „+“ შეესაბამება წყალსაცავში დონეთა დაცემის შემთხვევას, ხოლო ნიშანი „-“ დონეთა აწევას.

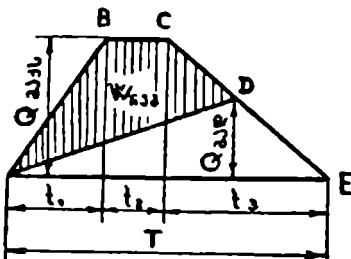
თუ დროის საანგარიშო ინტერვალად მივიღებთ Δt მონაკვეთს, მაშინ წყალსაცავში წყლის ბალანსის განტოლება ასეთ სახეს მიიღებს:

$$Q_{\text{სა}} \Delta t = W_{\text{გაოს}} = W_{\text{გაე}} + \Delta W, \quad (7.45)$$

სადაც ΔW წყალსაცავში დაკავებული (+) ან დამუშავებული (-) წყლის მოცულობაა. გადასაგდები წყლის ხარჯი მაქსიმალურ მნიშვნელობას მიაღწევს მაქსიმალური დაწნევის შემთხვევაში;

ამ დროს $\frac{dH}{dt} = 0$ და $Q_{\text{გაე}} = Q_{\text{მაქ}}$.

წყალსაცავში შემონადენი და წყალსაცავიდან გასული წყლის პილ-როგრაფი მოცემულია 93-ე ნახაზზე. როგორც ამ ნახაზიდან ჩანს, წყალსაცავის მარეგულირებელი ტევადობის არსებობისას გადასადები წყლის $Q_{გაე}$ ხარჯი ყოველთვის ნაკლებია $Q_{გაჟ}$ -ზე. მისი ($Q_{გაე}$) განსაზ-



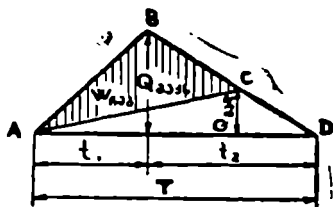
ნახ. 94. გადასადები ხარჯია სიდიდებზე წყალსაცავის მარეგულირებელი გაუღენის საანგარიშო სქემა.

ღვრა შესაძლებელი ხდება, თუ ცნობილი იქნება შემონადენის გრაფიკი. ამ უკანასკნელის აგება უშუალო დაკვირვებების მონაცემების მიხედვით შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც გვაქვს 35-40 წლის ხანგრძლივი დაკვირვებები. ამიტომ უფრო ხშირად საჭირო ხდება შემონადენის საანგარიშო გრაფიკების მიახლოებითი ხერხით აგება ტრაპეციის (ნახ 94) ან სამკუთხედის (ნახ. 95) სახით.

ოგივესკის რეკომენდაციით, ბარის მდინარეებისათვის t_1 და t_2 სიდიდეებს შორის შეიძლება მიღებულ იქნეს შემდეგი თანაფარდობები (ცხრილი 39):

ცხრილი 39

აუზები, კმ ²	300-500	500-5000	5000-ზე მეტი	მდინარეები განიერი და კაობებული კალაპოტებით
$t_1 : t_2$	1 : 1	1 : 1,5	1 : 2	1 : 3



ნახ. 95. წყალუხვობის პილროგრაფი სამკუთხედის სახით.

მცირე აუზის მქონე მდინარეებისათვის ($F < 300-500$ კმ²) შემონადენის პილროგრაფი შეიძლება ავაგოთ ტრაპეციის სახით, ამასთან

$$t_1 = t_2 = 0.45T \text{ და } t_2 = 0.2T.$$

დაკვირვებათა მონაცემების არარსებობის შემთხვევაში შემონადენის საანგარიშო გრაფიკს (ტრაპეციისა და სამკუთხედის სახით) აგებენ დ. კოჩერინის ანალიზური ხერხის საშუალებით.

თუ დაუშვებთ, რომ შემონადენის დასაწყისისათვის წყალსაცავში წყლის დონე წყალსაშვის ზღურბლის დონეზე ღვას, მაშინ წყალსაშვე გადაღინებული ხარჯების გრაფიკი AD წირის შესატყვისი იქნება (ნახ.

94). ამ ნახაზზე მოცემული აღნიშვნების გათვალისწინებით შეგვიძლია დავწეროთ:

$$W_{\text{მარჯ}} = \Sigma Q - Q_{\text{ბარ}} \frac{T}{2}; \quad \Sigma Q = Q_{\text{მარჯ}} \frac{T + t_2}{2} = \frac{Q_{\text{მარჯ}}}{2} T(1 + \alpha).$$

სადაც $T = \frac{2\Sigma Q}{Q_{\text{მარჯ}}(1 + \alpha)}$. ამ გამოსახულებაში $\alpha = \frac{t_2}{T}$.

თუ საწყის განტოლებაში T -ს მნიშვნელობას ჩავსვამთ, მივიღებთ:

$$W_{\text{მარჯ}} = \Sigma Q - Q_{\text{ბარ}} \frac{\Sigma Q}{Q_{\text{მარჯ}}(1 + \alpha)}, \quad (7.46)$$

საიდანაც

$$Q_{\text{ბარ}} = Q_{\text{მარჯ}}(1 + \alpha) \left(1 - \frac{W_{\text{მარჯ}}}{\Sigma Q}\right). \quad (7.47)$$

თუ შემონადენის გრაფიკი სამკუთხედის სახით იქნება წარმოდგენილი (ნახ. 95), მაშინ $\alpha = 0$ და (7.47) ფორმულა ასეთ სახეს მიიღებს:

$$Q_{\text{ბარ}} = Q_{\text{მარჯ}} \left(1 - \frac{W_{\text{მარჯ}}}{\Sigma Q}\right). \quad (7.48)$$

ამ ფორმულიდან ჩანს, რომ როდესაც $W_{\text{მარჯ}} \equiv \Sigma Q$, მაშინ $Q_{\text{ბარ}} = 0$, ხოლო, თუ $W_{\text{მარჯ}} = 0$, მაშინ $Q_{\text{ბარ}} = Q_{\text{მარჯ}}$.

გაზაფხულის წყალდიდობის ჩამონადენი შეიძლება განისაზღვროს შემდეგი ფორმულით:

$$\Sigma Q_{\text{წაიღ}} = \frac{M_0 F K_{\%} \left(1 - \frac{r}{100}\right) T_{\text{წი}}}{100} \text{ მ}^3, \quad (7.49)$$

სადაც M_0 არის წყალდიდობის ჩამონადენის საშუალო მრავალწლიური ნორმა ლ/წმ. 1 კმ²-დან;

F —წყალშემკრები აუზის ფართობი, კმ²;

$K_{\%}$ —საანგარიშო წლის ჩამონადენის მოდულური კოეფიციენტი;

$1 - \frac{r}{100}$ —გაზაფხულზე ჩამონადენის წილი;

$T_{\text{წი}}$ —წამთა რიცხვი წელიწადში.

თავსხმა წვიმებით გამოწვეული ჩამონადენის მოცულობა განისაზღვრება ასეთი დამოკიდებულებით:

$$\Sigma Q_{\text{თავსხ}} = h \cdot F \cdot 10^3 \text{ მ}^3, \quad (7.50)$$

სადაც h —ჩამონადენის ფენაა, მმ-ობით და საორიენტაციოდ შეიძლება აღებულ იქნეს ცხრილიდან (ცხრილი 40).

წყალშემკრები აუხის ტარობი, კმ ³	სსრკ ევროპული ნაწილის სამხრეთი	წყალშემკრები აუხის ტარობი, კმ ³	სსრკ ევროპული ნაწილის შუა ხალი
10-15	100 მმ-მდე	10-15	60 მმ-მდე
100	75 მმ-მდე	100	45 მმ-მდე
500	45 მმ-მდე	1000-ზე მეტი	30 მმ-მდე
2000-5000	25-30 მმ-მდე		

თავი I. წყლის მიმოქცევა ბუნებაში. წყლის ბალანსი

§ 1. წყლის განაწილება დედამიწის ზედაპირზე	10
§ 2. წყლის მიმოქცევა ბუნებაში	11
§ 3. დედამიწის წყლის ბალანსის განტოლება.	12
§ 4. ცალკეულ მდინარეთა აუზების წყლის ბალანსის განტოლება	14

თავი II. ჩამონადენის კლიმატური ფაქტორები

§ 5. ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურა	16
§ 6. ჰაერის ტენიანობა. ტენიანობის დეფიციტი და მისი გამოთვლა	17
§ 7. აორთქლება და მისი გამოთვლის ძირითადი მეთოდები	20
§ 8. ნალექები	31

თავი III. მდინარეები

§ 9. პიროგრაფიული ქსელისა და მდინარეთა სისტემის ფორმირება და მათი ზოგადი დახასიათება	46
§ 10. მდინარის სათავე და შესართავი	49
§ 11. მდინარის სიგრძე, მდინარეთა ქსელის სიხშირე	50
§ 12. მდინარის კლასიფიკაცია და განტოლება	52
§ 13. მდინარის აუზი	53
§ 14. მდინარის ხეობა და მისი მახასიათებელი ძირითადი ელემენტები. ხეობის წარმოქმნა	57
§ 15. მდინარის გრძივი პროფილი	60
§ 16. მდინარის კალაპოტის ძირითადი ელემენტები და მათი მორფომეტრიული დახასიათება	67
§ 17. მდინარეში წყლის დინების სიჩქარის განაწილება	74
§ 18. განივი ცირკულაციის კანონები	80
§ 19. წყლის ხარჯი	84
§ 20. დონეების რეჟიმი	85
§ 21. დონესა და ხარჯს შორის კავშირი	90
§ 22. მდინარეთა რეჟიმი მათი კეების წყაროების მხედველობაში მიღებით	92
§ 23. მდინარის გაყინვა. ყინულსვლა, სიღრმისეული ყინული. თოში. ყინულ-ხერგილი	94
§ 24. მდინარეთა კლასიფიკაცია	99
§ 25. მდინარეთა ენერჯია	104

თავი IV. მდინარეთა ჩამონადენის გაანგარიშება

§ 26. ჩამონადენის ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორები	107
§ 27. მდინარეთა ჩამონადენის ძირითადი მახასიათებელი ელემენტები და მათი გამოთვლის ხერხები	109
§ 28. საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენი	111
§ 29. წლიური ჩამონადენის ცვალებადობა. უზრუნველყოფის მრუდები	119

§ 30. წლიური ჩამონადენის უზრუნველყოფის მრუდის აგება დაკვირვებათა მასალების არსებობის შემთხვევაში	125
§ 31. სხვადასხვა უზრუნველყოფის შესაბამისი წლიური ჩამონადენის გაანგარიშება დაკვირვებათა მასალების სრულიად არარსებობის შემთხვევაში	131
§ 32. ალბათობის უჭრედულა	134
γ 33. წლის სხვადასხვა პერიოდში მდინარეთა ჩამონადენის განაწილება	135
§ 34. მაქსიმალური ხარჯები და მათი გამოთვლის ძირითადი მეთოდები	137
§ 35. მინიმალური ხარჯების გამოთვლა	151

თავი V. მდინარეთა მუარი ჩამონადენი

§ 36. მუარი ჩამონადენის სახეები და მათი ძირითადი მახასიათებლები	154
§ 37. ფსკერული ნატანი	156
§ 38. ტივტივა ნატანი	161
§ 39. მუარი ჩამონადენის გაანგარიშება	164
§ 40. მდინარეებში ნატანის მოძრაობა	167
§ 41. სელური ნაკადები	174
§ 42. წყალსაცავის დაღამვის პერიოდის ხანგრძლიობის მიაზღობითი გაანგარიშება	176
§ 43. მდინარეთა კალაპოტების ფორმირება წყალმიმღებ კვანძებთან (მთისა და მთისწინა უბნებზე)	177

თავი VI. ტბები და ჭაობები. მყინვარები

§ 44. ტბები, მათი წარმოშობა და კლასიფიკაცია	189
§ 45. ტბების ძირითადი მახასიათებლები	190
§ 46. დინამიკური პროცესები ტბებში	194
§ 47. ჭაობები	196
§ 48. მყინვარები	198

თავი VII. მდინარის ჩამონადენის რეგულირება

§ 49. ჩამონადენის რეგულირების ამოცანები და ძირითადი სახეები რეგულირების პერიოდის ხანგრძლიობის მიხედვით	200
§ 50. გაანგარიშების ძირითადი ელემენტების განსაზღვრა	202
§ 51. ჭამური მრუდები და მათი თვისებები	215
§ 52. წყალსამურნეო გაანგარიშებები ჭამური მრუდების საშუალებით	219
§ 53. წყალსამურნეო გაანგარიშებების ცხრილური მეთოდი	223
§ 54. ჩამონადენის რეგულირების ანგარიში ალბათობათა თეორიის მეთოდით	229
§ 55. წყალსაცავის მარეგულირებელი. გავლენა მაქსიმალურ ხარჯებზე	237

შეამჩნეული შეცდომები

პ.პ.	სტრიქონი		არის	უნდა იყოს
	ხეშ.	ქვეშ.		
65		1	$\rho = P, J^{-2} I.$	$P = P, e^{-2} I.$
66	5			e — ნატურალური ლოგარითმის ფუძე
160	5		$G = 13 \frac{dv_0}{1 + \frac{12D+d}{d}} \left(\frac{v^2}{v_0^2} - 1 \right) \times \left(\frac{V}{V_0} - 1 \right)$	$G = 13 \frac{dv_0}{1 + \frac{12D+d}{d}} \left(\frac{v^2}{v_0^2} - 1 \right) \times \left(\frac{v}{v_0} - 1 \right)$
172		14	lg	lg
173		12	$\frac{12D+d}{d}$	$lg \frac{12D+d}{d}$

რედაქტორი პ. ლაბარტყავა
 გარეკანის მხატვარი ხ. დეისაძე
 მხატვრული რედაქტორი ს. ბოტკოველი
 ტექნიკური რედაქტორი ა. ქეზულაძე
 კორექტორი ლ. ჯაჯანიძე

ზელმოწერილია დასაბეჭდად 24/XII-68 წ. კალაღის ზომა 60x90. ნაბეჭდი
 თაბახი 15,25. სააღრიცხვო-საგამომცემლო თაბახი 14,94

შპსი 75 კაპ.

შეკვ. № 248

უე 00395

ტირაჟი 1000

გამომცემლობა „განათლება“, თბილისი, კამოს ქ. 18
 Издательство „Ганатლება“, Тбилиси, ул. Камос, 18

1968

სპი-ს სტამბა, ლენინის ქ., 69.
 Типография ГПИ, ул. Ленина, 69.