

ლ. უკლება

ზოგადი ჰიდროლოგია

უმაღლესი და საშუალო სპეციალური გაზაოლების სამინისტროს მიერ
დამტკიცებულია სახელმძღვანელოდ სტუდენტებისათვის

551.19

42

უ 385

სახელმძღვანელო შედგენილია შოქმედი პროგრამის მიხედვით. იგი განუთვნილია უივერსიტეტისა და პედაგოგიური ინსტიტუტების კოორდინაციის სპეციალისტების სტუდენტებისათვის.

რედაქტორი მ. საბაშვილი
გამომცემლობის რედაქტორი ლ. კობიაშვილი
ტექნიკური რედაქტორი ი. ჩაგელიშვილი
კორექტორი ნ. ქანთარია

სტამბის შეკვეთა 506

წინასიტყვაობა

კომუნიზმის გაშლილი მშენებლობის პერიოდში ფართოდ უნდა იქნეს გამოყენებული ჩვენი ქვეყნის ბუნებრივი რესურსები. ჰიდროლოგიური მეცნიერების შემდგომი განვითარების მიზნით 1965—1975 წლებში ტარდება მსოფლიო ჰიდროლოგიური ათწლელი, რომელშიაც მონაწილეობს თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტიც. ჰიდროლოგიური ათწლელის სამუშაო გეგმის ერთ-ერთი მუხლი ითვალისწინებს ახალგაზრდა კადრების მომზადებას, ნაციონალურ ენებზე სახელმძღვანელოების, დამხმარე სახელმძღვანელოების, სამეცნიერო და სამეცნიერო-პოპულარული ლიტერატურის გამოცემას და სხვ.

ზოგადი ჰიდროლოგიის კურსი თბილისის უნივერსიტეტში რამდენიმე ათეული წელია იკითხება, მაგრამ დედაენაზე ჩვენს სტუდენტებს სახელმძღვანელო დღემდე არ ჰქონიათ.

სახელმძღვანელო შედგენილია საბჭოთა კავშირის უმაღლესი და საშუალო სპეციალური სასწავლებლების განათლების სამინისტროს მიერ დამტკიცებული პროგრამის მიხედვით. იგი ძირითადად შედგება ორი ნაწილისაგან: ხმელეთის ჰიდროლოგიისა და ოკეანოგრაფიისაგან. ზოგად ნაწილში განხილულია ისეთი საკითხები, როგორც არის დედამიწის სფეროზე წყლის გავრცელება. ჰიდროლოგიის საგანი და მისი შესწავლის მეთოდები, წყლის როლი ადამიანის ცხოვრებასა და სახალხო მეურნეობის განვითარების საქმეში და სხვ.

პირველ ნაწილში თანამიმდევრულად არის განხილული წყლის ქიმიური და ფიზიკური თვისებები, ბუნებაში წყლის ბრუნვის პროცესები, მიწისქვეშა წყლები, მდინარეები, ყინვარები, ტბები, ჭაობები, ჩვენი ქვეყნის ტერიტორიის ჰიდროლოგიური დარაიონება და ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახური საბჭოთა კავშირში.

მეორე ნაწილში მოცემულია მსოფლიო ოკეანის მთლიანობა; დინამიკური პროცესები მსოფლიო ოკეანეში, ტემპერატურათა და ყინულიანობის გავრცელება, ოკეანეებისა და ზღვების სარეწი ცხოველები და მცენარეები, მათი მნიშვნელობა სახალხო მეურნეობის შემდგომი განვითარებისათვის და სხვ.

ზოგადი ჰიდროლოგიის სახელმძღვანელოს შედგენა ქართულ ენაზე პირველ ცდას წარმოადგენს, ამიტომ იგი, რა თქმა უნდა, უნაკლო არ იქნება. ავტორი სიამოვნებით მიიღებს ყველა სამართლიან შენიშვნას და გაითვალისწინებს მათ შემდგომ მუშაობაში.

ზოგადი მიმოხილვა

§ 1. წყლის ჰაერატელაჲა დედამიწის ზედაპირზე

წყალს დედამიწის სფეროს უდიდესი ნაწილი უჭირავს მსოფლიო ოკეანის სახით. ხმელეთის ზედაპირზე წყალი დახრილობის მიხედვით მიედინება, ავსებს ტბების ქვაბულებს, ქაობებს და ხმელეთის ზედაპირის უარყოფით ფორმებს. მყარ მდგომარეობაში იგი მაღალ მთებში ყინვარებისა და მარადი თოვლის სახით გვხვდება, ხოლო პოლარულ მხარეებში—მთლიანი მატერიკული ყინვარების სახით. ოკეანეებში მცურავი ყინულები (აისბერგები) და ყინულოვანი მინდორებია გავრცელებული. წყალი ჩაიუნება ნიადაგში და მიწისქვეშა წყლებს წარმოშობს. მას შეიცავს ჰაერიც. წყალი ცხოველთა და მცენარეთა ორგანიზმების ძირითად შემადგენელ ნაწილს წარმოადგენს.

მსოფლიო ოკეანე, მდინარეები, ტბები, ყინვარები და ქაობების წყლები ჰიდროსფეროს წარმოქმნის, რომლის ზედაპირული საზღვარი აღნიშნული წყლების ზედაპირის საზღვარსა და ატმოსფეროს ქვედა საზღვარს ემთხვევა. ზოგჯერ ჰიდროსფეროს ქვედა საზღვარი ლითოსფეროში იჭრება და მის წყლებს იეროებს.

წყლისა და ხმელეთის ზედაპირიდან წყალი დიდი რაოდენობით ორთქლდება, აღის ატმოსფეროში. ჰაერში იგი ორთქლის მდგომარეობაში იმყოფება. ატმოსფერული დინებების შედეგად ორთქლი გადადის ერთი რაიონიდან მეორეში, სადაც განსაზღვრულ პირობებში ხდება წყლის ორთქლის კონდენსაცია, რის შედეგად იგი დედამიწის ზედაპირს ატმოსფერული ნალექების სახით უბრუნდება.

წყლის რაოდენობა დედამიწის სფეროზე დაახლოებით 2000 მილიონ კუბ. კილომეტრს უდრის, აქედან დაახლოებით 1370 მლნ კუბ. კილომეტრი (63%) ზღვებსა და ოკეანეებზე მოდის, 24 მლნ კუბ. კმ წყლის მთელი მასის 1%. — ხმელეთის წყლებზე (მდინარეებზე, ყინვარებზე, ტბებსა და ქაობებზე), საიდანაც 23 მლნ კუბ კმ კონტინენტურ ყინვარებს (ანტარქტიდა და არქტიკა) უჭირავს. ამგვარად, ჰიდროსფეროს წყლის მოცულობა დაახლოებით 1374 მლნ კუბ უდრის. ატმოსფეროში წყლის მოცულობა შედარებით მცირეა. იგი მხოლოდ 13000 კუბ-ს აღწევს¹.

დედამიწის წყლის მოცულობის 36% ლითოსფეროში იმყოფება. ვ. ი. კერნადსკის გაანგარიშებით წყლის რაოდენობა დედამიწის ქერქში 16 კმ-ის სიღრმემდე დაახლოებით 400 მლნ კუბ უდრის.

საერთოდ წყლის მოლეკულები დედამიწის ქერქის მოლეკულების 8%-ს შეადგენს. ლითოსფეროში ზოგჯერ წყალი წარმოდგენილია მთელი მასის

¹ Л. К. Давыдов и Н. Г. Конкина, Общая гидрология, Ленинград, 1958, გვ. 11.

სასით. ზოგჯერ გრუნტის მოლექულებზეა გარშემოკრული, ზოგჯერ კი ავსებენ გრუნტის ნაწილაკებს შორის დარჩენილ სივრცეებს. იგი სხვა სახითაც გვხვდება.

დედამიწის ზედაპირზე სიციცხლე წყალთანაა დაკავშირებული. ორგანულ ნივთიერებათა სამყაროს. სადაც სიციცხლე განვითარებული. ბ ი ო ს ფ ე რ ო ს უ წ ო დ ე ბ ე ნ. იგი მოიცავს ატმოსფეროს (ტროპოსფეროს) ნაწილს, ჰიდროსფეროსა და ლითოსფეროს (გამოფიტების ქერქში). დედამიწის ზედაპირზე სიციცხლე პირველად თბილ წყალსატევებში ჩაისახა. ხანგრძლივი პერიოდის შემდეგ ციციცხალი არსებანი ხმელეთზე გადავიდნენ.

ჰიდრატაცია დედამიწის ქერქში გაპუდმებით მიმდინარეობს. წყლის მოლექულები სხვა ნივთიერებათა მოლექულებს უერთდება. ჰიდრატაციის პროდუქტები ჰიდრატები გახურების შედეგად იშლება და ნივთიერება წყალს კარგავს. ამ მოვლენას დეჰიდრატაციას უწოდებენ. ჰიდრატაცია ძირითადად დედამიწის ქერქის ზედა ფენაში ხდება, სადაც დედამიწის ქერქი შედარებით ცივია. ღრმა. თბილი ქერქის ფენაში კი დეჰიდრატაცია წარმოებს.

ამრიგად. დედამიწის ქერქში წყლის შეერთებისა და წყლისაგან გათავისუფლების პროცესები გამუდმებით მიმდინარეობს.

§ 2. ჰიდროლოგიის საფუძველი

ჰიდროლოგია ბერძნული სიტყვაა („ჰიდრო“ — წყალი. „ლოგოს“ — შესწავლა). იგი არის მოძღვრება წყალთა რეჟიმის შესახებ, რომელთაც ვხვდებით დედამიწის ზედაპირზე, მის წიაღსა და ატმოსფეროში ნებისმიერ მდგომარეობაში. ჰიდროლოგია სწავლობს მათ მოძრაობის პროცესებს ატმოსფეროში. დედამიწის ზედაპირზე და მიწის ქვეშ.

ჰიდროსფერო (დედამიწის სფეროს წყლია გარსი) რამდენიმე ნაწილისაგან შედგება. მის შედგენილობაში შედის: მსოფლიო ოკეანე (ზღვენი და ოკეანეები). მდინარეები. ტბები. ყინვარები და ჭაობის წყლები.

ჰიდროლოგია მიეკუთვნება გეოგრაფიული მეცნიერების დისციპლინას, რომელიც სწავლობს ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდშაფტის ერთ-ერთ ძირითად ნაწილს. მას ასევე უშუალო კავშირი აქვს გეოფიზიკის ერთ-ერთ დარგთან — პეტროლოგიასთან. რომელიც სწავლობს ატმოსფერული ნალექების პროცესებს. მის განაწილებას და სხვ. ჰიდროლოგიას ასევე კავშირი აქვს გეოლოგიასთან. განსაკუთრებით მის ერთ-ერთ ქვედარგთან — ჰიდროგეოლოგიასთან, რომელიც შეისწავლის მიწისქვეშა წყლების რეჟიმის საკითხებს.

უკანასკნელ პერიოდში ჰიდროლოგიური მეცნიერების ცალკეული დარგების განვითარება შეაძლებლობას გვაძლევს ჰიდროლოგია მივიჩნიოთ დამოუკიდებელ მეცნიერულ დისციპლინად. რომელსაც საკუთარი საკვლევი ობიექტი აქვს.

§ 3. ჰიდროლოგიის დავითა წყლის რეჟიმის მიხედვით

და მათი შენსავლის მეთოდები

ჰიდროლოგია ორ ძირითად ნაწილად იყოფა: 1) ზღვების ჰიდროლოგიად და 2) ხმელეთის ჰიდროლოგიად.

ზღვების ჰიდროლოგია სწავლობს ზღვებისა და ოკეანეების საერთო თვისებებს. მათში მიმდინარე ჰიდროლოგიურ პროცესებს და მათ ურთიერთკავშირს

გარემო საპყაროსთან ზღვების ჰიდროლოგიას ოკეანოლოგიას უწოდებენ. იგი შემდეგ დისციპლინებად იყოფა: ზღვების ფიზიკად, ზღვების ქიმიად და სხვ. ისინი სწავლობენ წყლის ფიზიკურ და ქიმიურ თვისებებს ზღვებსა და ოკეანეებში. მათ წარმოშობასა და ფსკერის გეოლოგიას, დინამიკურ მოვლენებს წყლებში და საერთოდ მიმდინარე ჰიდროლოგიურ პროცესებს. კონკრეტული ოკეანოგრაფიის შესწავლის ძირითადი ობიექტია კონკრეტული ოკეანეები და ზღვები.

ხმელეთის წყლებს შეისწავლის ხმელეთის ჰიდროლოგია და ხმელეთის ჰიდროგრაფია.

ხმელეთის ჰიდროლოგიის ძირითადი ამოცანაა ხმელეთის წყლების ობიექტების ტიპიური თვისებებისა და კანონების შესწავლა, მათ შორის ურთიერთმოქმედების დადგენა გარე საპყაროსთან კავშირში. ასევე ადამიანის ზემოქმედებით გამოწვეულ ცვლილებათა გათვალისწინება.

ხმელეთის ჰიდროგრაფია. ხმელეთის ჰიდროლოგიისაგან განსხვავებით, სწავლობს წყლის კონკრეტულ ობიექტებს (მდინარეს, ტბას, ყინვარს) და ცალკეული ტერიტორიის (რაიონი, რესპუბლიკა, მხარე და ა. შ.) წყლებს.

ცალკეული ტერიტორიის წყლების ჰიდროლოგიურად დახასიათებას რეგიონალურ ჰიდროლოგიას უწოდებენ. ამა თუ იმ წყლის ობიექტის ჰიდროგრაფიული აღწერა ძირითადად ხდება ექსპედიციური გამოკვლევებით, სტაციონარული ან დროებითი დაკვირვებების საშუალებით მიღებული მასალებით.

ხმელეთის ჰიდროგრაფია და ხმელეთის ჰიდროლოგია. თავის მხრივ, იყოფა წყლების ცალკეული ობიექტების მიხედვით: მდინარეების, ტბების, ყინვარებისა და ჭაობების ჰიდროლოგიად და ჰიდროგრაფიად.

ლითოსფეროში არსებულ მიწისქვეშა წყლებს სწავლობს სრულიად დამოუკიდებელი მეცნიერული დისციპლინა — ჰიდროგეოლოგია. რომელიც გეოლოგიური მეცნიერების ნაწილს წარმოადგენს.

წყლის ყველა სახის ობიექტების შესწავლა დაკავშირებულია სხვადასხვა დაკვირვებებთან და გაზომვებთან, რომლებსაც აწარმოებს ჰიდროლოგიური მეცნიერების ერთ-ერთი დარგი — ჰიდრომეტრია. ჰიდრომეტრია. თავის მხრივ იყოფა: ა) ზღვებისა და ოკეანეების ჰიდრომეტრიად. ბ) ხმელეთის წყლების (მდინარეების, ტბების, ყინვარების და ჭაობების) ჰიდრომეტრიად, გ) მიწისქვეშა წყლების ჰიდრომეტრიად და სხვ.

თხიერი მასის ერთ-ერთი დამახასიათებელი თვისებაა მისი მოძრაობა, რომელსაც სწავლობს ჰიდრომექანიკა. ბუნებაში წყლების მოძრაობის სირთულის გამო ჰიდრომექანიკის მიერ მრავალი ამოცანა ზოგჯერ სქემატურად ან ძალიან რთულად წყდება. ხშირად ასეთი საკითხების გადაწყვეტას მოითხოვს პრაქტიკა. პრაქტიკის მოთხოვნილებათა დასაკმაყოფილებლად, ასევე ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა ამოცანების გადასაწყვეტად. შეიქმნა გამოყენებითი მეცნიერული დისციპლინა — ჰიდრაულიკა.

ჰიდროსფერო არის გარემო, სადაც მრავალგვარი ორგანიზმია. ჰიდროსფეროში არსებული ორგანიზმების ბიოლოგიური პროცესების შედგად წყლის მასების ქიმიური და გაზობრივი შედგენილობა იცვლება. წყალსატევებში მკვდარი ცხოველებისა და მცენარეთა ნაშთები ლამს წარმოქმნის, ჭაობებში ორგანული ნარჩენების ბაზაზე წარმოიშვება ტორფი და ა. შ. ამგვარად, ჰიდ-

როსფეროს უშუალო კავშირი აქვს ბიოსფეროსთან. მეცნიერებას, რომელიც წყლის ორგანულ სამყაროს სწავლობს, ჰიდრობიოლოგიას უწოდებენ. იგი ბიოლოგიური მეცნიერების ერთ-ერთი დისციპლინაა.

წყლის ფიზიკური თვისებები სხვადასხვა მიზეზის გამო იცვლება. მაგალითად, ტემპერატურის დაწვეით 0° -ზე ქვევით წყალი თხიერი მდგომარეობიდან მყარ მდგომარეობაში გადადის, ტემპერატურის მომატებით 100° -ზე — ორთქლის მდგომარეობაში. წყლის ერთი მდგომარეობიდან მეორე მდგომარეობაში გადასვლით იცვლება მისი ფიზიკური თვისებებიც. წყლის ფიზიკურ თვისებებს სწავლობს ჰიდროფიზიკა.

ქიმიურად სუფთა წყალი ბუნებაში საერთოდ არ გვხვდება. დედამიწის ქერქში არსებულ სხვადასხვა ქანებთან შეხებისას წყალი ხსნის მათ, რის შედეგადაც იცვლება მისი ქიმიური თვისებებიც. ბუნებრივ წყლებში ქიმიურ თვისებებსა და ქიმიურ პროცესებს სწავლობს ჰიდროქიმია.

ამგვარად, ჰიდროლოგიას თავისი მეცნიერული კვლევის პროცესებში უხდება სარგებლობა იმ მოსაზღვრე დისციპლინებისა და გამოკვლევების შედეგებით. როგორცაა: გეოლოგია და გეომორფოლოგია, მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია. ნიადაგთმცოდნეობა და ბიოლოგია, ჰიდროფიზიკა და ჰიდროქიმია და სხვ.

ჰიდროფიზიკის, ჰიდროქიმიის, ჰიდრომექანიკისა და სხვა კანონები წარმოადგენს ბაზას ჰიდროსფეროში მიმდინარე რთული პროცესების შესასწავლად. მსგავსად ყველა ზუსტი მეცნიერებისა, ზემოდასახელებული დისციპლინები ფართოდ იყენებს მათემატიკურ მეთოდებს და ექსპერიმენტებს. როგორც ერთ-ერთ ძირითად მეთოდს მეცნიერული კვლევა-ძიებისათვის.

§ 4. წყლის ოზონოტაზის საერთო თვისებებისა და იმ პროცესების შესწავლა, რომელთაც წყლის ოზონოტაზი მთლიანობაში მოჰყავთ

ჰიდროლოგიური ობიექტები და მათში მიმდინარე პროცესები დიალექტიკური მეთოდის თანახმად უნდა განვიხილოთ ურთიერთკავშირისა და ცვალებადობაში. ჰიდროლოგიური პროცესებიდან უნდა გამოიყოს ის მნიშვნელოვანი მომენტები, რომლებიც განსაზღვრავს შინაგან კავშირს მოვლენების გარეგან მსვლელობაში და ამჟღავნებს ჰიდროლოგიური პროცესების ცალკეულ მოვლენათა გენეზისს.

ჰიდროლოგიურ პროცესებში ასეთი ფაქტორები მთავარ როლს ასრულებს და განსაზღვრავს წყლის სხვადასხვა ფიზიკურ მდგომარეობას, მის წარმოქმნას. დაგროვებას, მოძრაობას, დახარჯვას და სხვ. როგორც ხმელეთის ზედაპირზე; ასევე მის ქვეშ და მის ზევით—ატმოსფეროში. ამ ფაქტორთა შორის მთავარია:

1) კლიმატური პირობები, რომლებიც განსაზღვრავს წყლის აორთქლების ინტენსივობას, ატმოსფერული ნალექების რაოდენობას და მის სეზონურ და ტერიტორიულ განაწილებას, ქარების სიჩქარეს, მის მიმართულებას, ჰაერის შეფარდებით და აბსოლუტურ ტენიანობას, ატმოსფეროს წნევას და მის ცირკულაციურ მოვლენებს, ნიადაგისა და ჰაერის ტემპერატურას და სხვ., რაც უშუალო გავლენას ახდენს ჰიდროლოგიური პროცესების მსვლელობაზე.

ამგვარად, კლიმატურ ფაქტორებს მთლიანობაში მოჰყავს დედამიწაზე არსებული წყლის ობიექტები ატმოსფერულ და მიწისქვეშა წყლებთან ერთ-

თად, ვინაიდან დედამიწის ზედაპირული წყლებიდან და ნიადაგებიდან აორთქლებული წყლები ადის ატმოსფეროში, სადაც ხდება მისი კონდენსაცია და დედამიწის ზედაპირსა და მიწისქვეშა წყლებს უბრუნდება ატმოსფერული ნალექების სახით.

2) დედამიწის ქერქის გეოლოგიური აგებულება. ნიადაგები და ქცესარეული საფარი გავლენას ახდენს ჰიდროლოგიურ პროცესებზე ზედაპირული წყლების მიწისქვეშა ჩაუნების საშუალებით. გეოლოგიური აგებულება და ნიადაგმცენარეული საფარი უშუალო კავშირს ამყარებს ზედაპირულ და მიწისქვეშა წყლებს შორის.

3) ადგილის რელიეფის ტერიტორიული და ტოპოგრაფიული გაცოცხლება. წყალშემკრები აუზების სიდიდე და ფორმა, მისი დაბრუნება და სხვ. გავლენას ახდენს ჰიდროლოგიურ პროცესებზე. წყალშემკრები აუზების ზედაპირზე დამოკიდებული ატმოსფერული ნალექების დროზე ჩადინება მდინარეებში, ზღვებში, ტბებში, ზედაპირული წყლების დანაკარგი, რომელსაც ადგილი აქვს ნალექებით მიღებული წყლების ჩადინების გზაზე და სხვ.

ამრიგად, ადგილის რელიეფის სივრცობრივ-ტოპოგრაფიული გაცოცხლება გეოლოგიური აგებულება, ნიადაგური და მცენარეული საფარი, ერთი მხრივ, აკავშირებს ზედაპირული წყლების უველა ობიექტს მიწისქვეშა წყლებთან, მეორე მხრივ კი, მიწისქვეშა წყლებს—ატმოსფეროს წყლებთან ნიადაგისა და მცენარეული საფარის წყლების აორთქლების გზით.

ჰიდროლოგიური პროცესები ცვალებადობას განიცდის. მაგალითად, წყლის დონე და წყლის რაოდენობა სხვადასხვა დროს სხვადასხვაა. გვაღვიან წლებში წყლის დონე უფრო დაბალია, ვიდრე ნალექიან წლებში. ასევე განსხვავდება წყლის ტემპერატურები და სხვა პროცესები.

ჰიდროლოგიური პროცესების ზემოაღნიშნული ცვლილებანი კლიმატური ფაქტორების ცვალებადობის შედეგია. კლიმატური ელემენტების ცვალებადობა კი გამოწვეულია ატმოსფეროს ე. წ. „მოქმედების ცენტრების“ ურთიერთქმედებით, ე. ი. მაღალი და დაბალი წნევის არეების (მაქსიმუმის და მინიმუმის) ურთიერთქმედებით. ატმოსფეროს „მოქმედი ცენტრები“ არასოდეს არ არის სტაბილური: განუწყვეტლივ იცვლება როგორც მათი მდებარეობა, ასევე თვისებრივ-რაოდენობრივი ხასიათი, რაც დიდ გავლენას ახდენს ჰიდროლოგიურ პროცესებზე ატმოსფერული ნალექების მოსვლისა და გვაღვიანი ამინდის დადგომის გზით.

§ წყლის კონარბული ობიექტების შესავალი

ჰიდროლოგია არის მოძღვრება იმ წყალთა რეჟიმის შესახებ, რომლებიც გვხვდება დედამიწის ზედაპირზე, მის წიაღსა და ატმოსფეროში ნებისმიერ მდგომარეობაში. თუ მხედველობაში მივიღებთ, რომ ჰიდროლოგია იყოფა სამ ძირითად დარგად (ჰიდროლოგიად, ჰიდროგრაფიად და ჰიდრომეტრიად). ასევე გავითვალისწინებთ წყლის ობიექტებსაც, ჰიდროლოგიის აღნიშნული სამი დარგი დაიყოფა იმდენივე ნაწილად, რამდენი სახეობის წყლის ობიექტიც გვაქვს.

ვ. გ. გლუშკოვის მიერ მოცემული ჰიდროლოგიის დაყოფის ასეთი სქემა. რომელიც მოტანილია ქვემოთ, შეიძლება დღეისათვის სრული არ იყოს, მაგრამ აღნიშნულ საკითხზე იგი მაინც იძლევა გარკვეულ წარმოდგენას. სქემაში არ

ამის მოცემული ჰიდროლოგიის სრულიად ახალი დარგები, როგორც არის ეპობომცოდნეობა, მარადი მზრალობა, ჰიდროფიზიკა, ჰიდროქიმია და სხვ.

ცხრილი 1
ჰიდროლოგიის დაყოფა წყლის ობიექტებისა და დარგების მიხედვით¹

წყლის ობიექტები	ჰიდრომეტრო.	ჰიდროგრაფია	სუბორიული ჰიდროლოგია
წყალი ატმოსფეროში	ჰიდრომეტეორომეტროა	ჰიდრომეტეოროგრაფია	ჰიდრომეტეოროლოგია
დინარეები	ჰოტამომეტრო.	ჰოტამოგრაფია	ჰოტამოლოგია
ინერტობები	გლაციომეტრია	გლაციოგრაფია	გლაციოლოგია
ოკეანეები	ლიმნომეტრია	ლიმნოგრაფია	ლიმნოლოგია
ოკეანეები	ოკეანომეტრია	ოკეანოგრაფია	ოკეანოლოგია
იადავის წყლები	ჰედოჰიდრომეტრია	ჰედოჰიდროგრაფია	ჰედოჰიდროლოგია
არუნტის წყლები	გეოჰიდრომეტრია	გეოჰიდროგრაფია	ჰიდროგეოლოგია

როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ჰიდროლოგიის მიზანია წყლის ობიექტების გაზომვა, აღწერა. მისი ფიზიკური და ქიმიური თვისებების გამოკვლევა, მასთან იმ კანონზომიერებათა დადგენა, რომლებიც განსაზღვრავს მიწის ზედაპირს და მის ქვეშ არსებულ წყალთა რეჟიმს. მნიშვნელობა არა აქვს იმას, თუ რა სახითაა ეს წყლები წარმოდგენილი: ორთქლის, ყინულის თუ სითხის სახით.

როდესაც შესწავლა ეხება რომელიმე კონკრეტულ ჰიდროლოგიურ ობიექტს, დასაშვებია გამოვიყენოთ „კონკრეტული ჰიდროგრაფია“, „კონკრეტული ჰიდროლოგია“. რომლებიც განიხილავენ ამა თუ იმ ჰიდროლოგიური ობიექტების კონკრეტულ თვისებებს.

ბუნებრივი წყლები წარმოადგენს ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდშაფტის ერთ-ერთ ნაწილს. ამიტომ ჰიდროგრაფია, ისე როგორც ზოგადი ჰიდროლოგია, მასთან მტკიცედ არის დაკავშირებული. „ჰიდროგრაფიის“ ნაცვლად ხშირად მართბენ „ჰიდროგეოგრაფიას“. რაც ნიშნავს წყლების გეოგრაფიას. იგივე უნდა აღინიშნოს ჰიდროლოგიის სხვა ობიექტების მიმართაც. მაგალითად, ჰიდრომეტრია გვაძლევს კონკრეტული წყლის ობიექტის გაზომვებსა და რიცხობრივ მახასიათებლებს, ჰიდროლოგია კი - კონკრეტული წყლის ობიექტების მთლიან ჰიდროლოგიურ დახასიათებას.

**§ 4. გასაზომი ხელსაწყოები, გაზომვის მეთოდები და დაპირებების
განსაზღვრვა დაგეგმვის ხარისხი**

წყლის ობიექტების გაზომვა, გასაზომი იარაღები და დაკვირვების მასალა-დამუშავება ჰიდროლოგიის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი დისციპლინის — ჰიდრომეტრიის საქმეა. ჰიდრომეტრია ბერძნული სიტყვაა და ნიშნავს წყლის გაზომვას („ჰიდრო“ — წყალი, „მეტრია“ — გაზომვა). წყლის ობიექტის სიღრმეთა გასაზომად იყენებენ სხვადასხვა სახის ლარტყებს, ხელისა და მექანიკურ ლარტყებს, აკუსტიკურ ხელსაწყოებს, ექოლოტებს და სხვ. მიმდინარე წყლების

¹ ო. ლ. ენციკლოპედია. ხმელეთის ჰიდროლოგია. ზოგადი და სპეციალური. თბილისი, 1949.

სიჩქარეთა გასაზომად 'გამოიყენება' ტიტიკები, სხვადასხვა ტიპის ტრაილები და სხვ. წყლის დონე იზომება ლარტყებით, თვითმწერებით („ლიმნიგრაფებით“), სხვადასხვა სახის ელექტროგადამცემებით და სხვ.

წყლის ნაკადის სიჩქარისა და ხარჯის განსაზღვრისათვის, წყლის სიღრმის, დონისა და ტემპერატურის გასაზომად ეწყობა სხვადასხვა ტიპის (ლარტყიანი, ხომიწიანი, თვითმწერი და სხვ.) საგუშაგოები და ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურები.

ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურები ამუშავებს ჰიდროლოგიურ საგუშაგოებზე შეკრებილ მასალებს წყლის დონისა და მდინარის ნაკადის სიჩქარეთა შესახებ. ანგარიშობს მდინარის წყლიანობას. დონეთა გაზომვა წარმოებს დღეში ორჯერ (ზოგჯერ მეტჯერად), 8 საათსა და 20 საათზე, აქედან კი იანგარიშება დღელამური საშუალო დონე. წყლის დონეთა შესწავლას (მდინარეების, ზღვებისა და ტბების) დიდი მნიშვნელობა აქვს. მისი ცოდნა აუცილებელია გზების გაყვანის დროს ხიდებისა და ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა მშენებლობისათვის, ნაოსნობისათვის, ხე-ტყის დაცურებისათვის, მორწყვისა და სხვა დონისძიებათა ჩასატარებლად. ასევე ზღვებისა და ტბების სანაპირო ზოლში ნესადგურების, საწყობებისა და სხვა ნაგებობათა მშენებლობისათვის. გარდა დონისა, დაკვირვება წარმოებს წყლის სიღრმეზე, კალაპოტის დინამიკურ პროცესებზე, წყლის ტემპერატურაზე, ქიმიურ შედგენილობაზე, გამკვირვალობაზე, სიძვრიეზე, წყალში არსებულ ცხოველებსა და მცენარეებზე. ყინულოვან პოვლენებზე და სხვ.

ყოველგვარი ჩატარებული გაზომვისა და დაკვირვების მასალები იწერება ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველოს მიერ შედგენილ წიგნაკებში. სველე წიგნაკებში შეტანილ რიცხობრივ და ვიზუალურ დაკვირვებათა მასალებს პირველად ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურები ამუშავებს, შემდეგ კი რუსუბლიკური და საოლქო ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველოები. რომელნიც ყოველწლიურად აქვეყნებენ ცნობებს დაშუშავებული მასალების შესახებ. დაკვირვების მასალათა კლასიფიკაციის მეთოდების შემუშავება, ასევე მეცნიერული კვლევა წარმოებს ჰიდრომეტეოროლოგიური სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტებისა და სხვა შესატყვის სამეცნიერო დაწესებულებათა მიერ.

§ ჰიდროლოგიის განვითარების მოკლე ისტორიული მიმოხილვა

მდინარეების, ზღვების, ტბების შესწავლას დიდი ხნის ისტორია აქვს. ჰიდროლოგიის განვითარების ისტორია შეიძლება ოთხ პერიოდად დავყოთ: პირველია უძველესი პერიოდი 1700 წლამდე, მეორე პერიოდი 1700 წლიდან 1874 წლამდე, მესამე პერიოდი 1874 წლიდან 1917 წლამდე, მეოთხე პერიოდი — 1917 წლიდან დღემდე.

პირველი პერიოდი. ყველაზე უფრო ძველი ჰიდროლოგიური დაკვირვებები მიეკუთვნება ეგვიპტეს, სადაც ჩვენს წელთაღრიცხვამდე 4000 წლის წინათ მდ. ნილოსზე ქურუმების მიერ მოწყობილი იყო წყალსაზომები მათ აინტერესებდათ მდინარის წყლის დონე, ვინაიდან ამით ისაზღვრებოდა წინასწარ ნოსავლიანობა. წყალდიდობის დროს წყალი გადადიოდა ნილოსის ქალებში, დიდი რაოდენობით შეჰქონდა ლამი, ანოყიერებდა ნიადაგს და მოსახლეობაც დიდ

მოსავალს ღებულობდა. წყალმცირობის დროს კი, პირიქით, მოსავლიანობა მცირე იყო.

ჩვენი ქვეყნის მდინარეების, ტბებისა და ზღვების აღწერებს ეხედებით ჩვენს წელთაღრიცხვამდე VI—VII სს. ლიტერატურულ წყაროებში. ასე, მაგალითად, დასავლეთ საქართველოს მდინარეები აღწერილი აქვთ ბერძენ მწერლებს — ჰეკატესს, პინდარესა და სკოლაქს კარიანდელს. კავკასიისა და შუა აზიის რესპუბლიკებში აღმოჩენილია სარწყავი არხები, რომლებიც ჩვენს წელთაღრიცხვამდე პირველ ათასწლეულშია გაყვანილი. რუსეთში კარგად იცოდნენ მდინარეების, ტბებისა და ზღვების ხასიათი, მიმართულება და წყლიანობა, თუ რა დროს შეიძლებოდა ნაოსნობის წარმოება. მე-9 საუკუნეში რუსეთი ბიზანტიას სანაოსნო გზით დაუკავშირდა. დაიწყო ბალტიისა და შავ ზღვას შორის ტრანზიტული ნაოსნობა. რუსეთის ნაეები მდ. ნევით შედიოდნენ ლადოგის ტბაში, აქედან მდ. ვოლხოვით — ილმენის ტბაში, შემდეგ მდ. ლოვატით — დასავლეთ ღვინაში, ხოლო დნებრით მიდიოდნენ შავი ზღვისაკენ. ამ გზას „ვარიაგ-საბერძნეთის დიდ სავაქრო გზას“ უწოდებდნენ. მე-9 საუკუნეში ბალტიის ზღვისპირა ქვეყნები სამდინარო გზით კასპიის ზღვას დაუკავშირდა. მდ. ვოლგა სანაოსნო გზად იქცა ჩრდილო-დასავლეთისა და აღმოსავლეთის ქვეყნებს შორის.

რუსეთის მდინარეებისა და ტბების შესახებ საინტერესო ცნობებს შეიცავს მოსკოვის სახელმწიფოს გეოგრაფიული აღწერის წიგნი, რომელსაც თან ერთვის იმდროინდელი რუსეთის რუკა. მას უწოდებდნენ „დიდი ნახაზის წიგნს“. იგი პირველად 1627 წელს გამოიცა, ხოლო შემდეგ შესწორებით გამოქვეყნდა 1680 და 1773 წ. რუსეთში ხელოვნური საწყლო გზების მშენებლობა ივანე პრინხანეს მეფობის დროს დაიწყო. პიდროგრაფიული თვალსაზრისით შესწავლილ იქნა რუსეთის მთავარი მდინარეები და ტბები, მდინარეთა შორის წყალგამყოფები, სადაც შეიძლებოდა მდინარეებისა და ტბების ერთმანეთთან დაკავშირება ხელოვნური არხების საშუალებით. ყოველგვარი გაზოპვები და აღწერები ხელნაწერის სახით მოცემული იყო „დიდი ნახაზის წიგნში“.

VI—XIII სს. საირიგაციო მშენებლობა შუა აზიასა და ამიერკავკასიაში იმდენად მაღალ დონეზე იდგა, რომ მშენებლობის მეთოდები სხვა მეზობელ ქვეყნებს გადაჰქონდათ. ასე, მაგალითად, მუდანის ველის მორწყვის სისტემა (VI—VII სს.) მაგალითს წარმოადგენდა არაბეთის ქვეყნებრათვის.

ამგვარად, ჩვენი ქვეყნის მდინარეების, ტბების, ზღვებისა და მიწისქვეშა წყლების შესწავლას, აღწერასა და გამოყენებას დიდი ხნის ისტორია აქვს. ჩვენმა წინაპრებმა დაგვიტოვეს უძვირფასესი მასალები, რომლებიც შემდგომში საფუძვლად დაედო პიდროლოგიური მეცნიერების განვითარებას.

მეორე პერიოდი (1700—1874 წწ.) გრძელდება რუსეთის იმპერიის დაარსებიდან სანავიგაციო-აღმრიცხველი კომისიის შექმნამდე.

წყლის ობიექტების რეჟიმის შესწავლა მეორე პერიოდში უმთავრესად მიმდინარეობდა ექსპედიციური ხერხებითა და საინჟინრო გამოკვლევის მეთოდებით.

მდინარეების, ტბებისა და წყალგამყოფების საინჟინრო გამოკვლევები ძირითადად პეტრე პირველის დროს დაიწყო, რადგან საშინაო და საგარეო ვაჭრობის განვითარება, ასევე სამხედრო საქმე მოითხოვდა მდინარეთა გამოყენებას. შემაერთებელი არხების მშენებლობას სამდინარო ნაოსნობისათვის და სხვ. 1697—1701 წწ. დაიწყო მდინარე დონისა და ვოლგა-დონის წყალგამყოფის სა-

ინეინრო გამოკვლევა. 1700—1704 წწ. ასეთივე ხასიათის გამოკვლევა ჩატარდა იუან-ზუეროს რაიონში მდ. ოკის დასაკავშირებლად მდ. დონთან რაბიანი არხის საშუალებით.

1703—1709 წწ. აშენდა ვიშნეეოლოცის სისტემა. რომლითაც მდ. ვოლგა დაუქავშირდა ბალტიის ზღვას.

პეტრე პირველის დროს ჩატარდა ვოლგა-ბალტიის წყლის გზის (მარინის სისტემა) აგებმვა; მშენებლობა კი 1719 წელს დაიწყო და 1731 წელს დამთავრდა. 1722 წელს პეტრე პირველის დავალებით პოლკოვნიკმა ჰენრიმ აგებმა მდ. მოსკოვი (შენაკადებით) მდ. ვოლგის ზემო წელთან მისი შეერთების მიზნით.

პეტრე პირველის ინიციატივით 1715 წელს მოეწყო პირველი წყალსაზოში საფუშაო მდ. ნევაზე პეტრე-პავლეს ციხესთან.

პეტრე პირველის შემდეგ, 1767 წ., ჩამოყალიბდა „წყალთა კომუნიკაციების მთავარი სამმართველო“ და დაიწყო მთელ რიგ სანაოსნო სისტემათა მშენებლობა: აშენდა ჩრდ. ეკატერინეს სანაოსნო გზა მდ. დვინასა და კამას შორის. ბერეზინის სანაოსნო სისტემა, მდ. დნეპრი შეუერთდა დასავლეთ დვინას და სხვ.

1760 წელს მ. ვ. ლომონოსოვის ინიციატივით მეცნიერებათა აკადემიის გეოგრაფიულმა დეპარტამენტმა დაგზავნა შეკითხვის ფურცლები (ანკეტები) ყველა ქალაქში. შეკითხვის ფურცელი შედგებოდა 30 პუნქტისაგან, სადაც შეტანილი იყო საკითხები: ქალაქის მდებარეობის შესახებ, რომელ მდინარესთან ან ტბასთანაა გაშენებული, მდინარის რომელ სანაპიროზე მდებარეობს, სად არის ნაუვისადგომები, როდის თავისუფლდება მდინარე ყინულისაგან, როდის იყინება და სხვ.

ვახუშტი ბაგრატიონმა 1741—1744 წწ. თავის ნაშრომში „აღწერა საქეფოსა საქართველოსა“ დეტალურად აღწერა საქართველოს მდინარეები, ტბები. წყაროები, ყინვარები, სარწყავი არხები და სხვა ჰიდროლოგიური ობიექტები. ვახუშტის შრომას დღესაც იყენებენ ჰიდროლოგები და გეოგრაფები.

1858 წელს მთავარმა საგზაო სამმართველომ გამოსცა პირველი ინსტრუქცია მდინარეების დონეებსა და კალაპოტის მდგომარეობაზე დაკვირვებათა ჩასატარებლად.

მეორე პერიოდში ჰიდროლოგიური გამოკვლევები დიდად გახსნავდებოდა პირველი პერიოდის გამოკვლევებისაგან. საინეინრო გამოკვლევების შედეგად აღნიშნულ პერიოდში აშენდა მრავალი ჰიდროტექნიკური ნაგებობა, აუცილებელი გახდა წყლების რეჟიმის შესწავლა. ამ მიზნით დაიწყო სტაციონარული დაკვირვებები და ჩამოყალიბდა მრავალი ჰიდროლოგიური ორგანიზაცია.

მესამე პერიოდში (1874 წლიდან 1917 წლამდე) ჰიდროლოგიის განვითარება მტკიცედა დაკავშირებული ჩვენს ქვეყანაში სამრეწველო კაპიტალიზმის განვითარებასთან. გაშლილმა ტექნიკურმა მშენებლობამ, ახალი მეთოდების დაწერგვამ წარმოებაში, გემომშენებლობის განვითარებამ და ახალი რკინიგზების გაყვანამ განაპირობა მუდმივი ჰიდროლოგიური სადგურების ორგანიზაციული მშენებლობა.

1874 წელს გზათა სამინისტროსთან ჩამოყალიბდა „სანავიგაციო აღმრიცხველი კომისია“ ინჟ. პ. ა. ფადეევის თავმჯდომარეობით. ამ კომისიამ თავისი 20 წლის არსებობის მანძილზე საფუძველი ჩაუყარა რუსეთის წყლის ობიექტების გეგმიან შესწავლას. ამ პერიოდში შეიქმნა მდინარეებისა და ტბების აღმწერი

პარტეზი. რომლებიც მუშაობდნენ ერთიანი ინსტრუქციით. ამავე კომისიამ შეიმუშავა წყლის დაკვირვებებზე ახალი ინსტრუქცია. რომელიც მოქმედებდა 1925 წლამდე. სანავიგაციო-ალმრიცხველი კომისიის მუშაობის პერიოდში დაარსდა დაახლოებით 500-ზე მეტი წყალსაზომი საგუშაგო. კომისიის მიერ შეგროვილი ცნობების საფუძველზე 74 ტომად გამოქვეყნდა მასალები, რომლებიც ეხებოდა რუსეთის ჰიდროგრაფიის აღწერას და მათი სანაოსნო პირობების გაუმჯობესების იატორიას. ამით საფუძველი ჩაეყარა ჰიდროლოგიური მეცნიერების განვითარებას.

1880 წელს მოეწყო ექსპედიცია სამხრეთ რუსეთსა და კავკასიაში მორწყვის საკითხების შესასწავლად. ექსპედიციის მუშაობა გაგრძელდა 1881 წლამდე.

1894 წელს ჩამოყალიბდა „ვერობული რუსეთის უმთავრესი მდინარეების საზღვრობის შემსწავლელი ექსპედიცია“. რომელსაც ხელმძღვანელობდა ა. ა. ტილო. ექსპედიციამ 1903 წლამდე იმუშავა და გამოაქვეყნა ნაშრომები 40 ტომად.

1904 წლიდან წყლის ობიექტების გამოკვლევის პროგრამა კიდევ უფრო გაფართოვდა: იწყება სპეციალური გამოკვლევები საირიგაციო პრობლემების გადასაწყვეტად და ჰიდროენერჯის მარაგის შესასწავლად.

1894 წელს რუსეთში შეიქმნა „მიწების გაუმჯობესების“ სპეციალური დაწესებულება. ამავე წელს ვ. ვ. დოკუჩაევის ხელმძღვანელობით მოეწყო ექსპედიცია. რომელმაც შეისწავლა რუსეთის სამხრეთ ველიანი რაიონების ნიადაგები. წყლის მეურნეობა და მიწათმოქმედება. ექსპედიციამ 1900 წლამდე იმუშავა და უდიდესი მასალა შეაგროვა.

ჰიდროლოგიურ კვლევა-ძიებათა ჩატარების შედეგად მესამე პერიოდში სისტემატურად გამოდიოდა სხვადასხვა სახის შრომები და მონოგრაფიები. მაგალითად. მდინარეებისა და ტბების ყინულოვანი რეჟიმის შესახებ პირველი შრომები ეკუთვნის ვ. ბ. შესტაკოვიჩსა და მ. ა. რიკაჩევს, ლ. ლ. ვლადიმეროვს, ე. ვ. ბლიზნიკსა და სხვ.

1892-1895 წწ. გამოვიდა ვ. მ. ლობტინის შრომა „მდინარის კალაპოტის ბექანისზმის შესახებ“. ასევე ნ. ს. ლელიავესკის შრომები მდინარეთა ჩქერების შესახებ: მანვე მოგვცა პირველად თეორია სიჩქარეთა ველის შესახებ მდინარის ნაკადში. ს. ს. შაქსიმოვიჩმა შეისწავლა მდინარეში მყარი ჩამონადენის მოძრაობის აკეთხი. გ. ა. მაკაროვმა დაამუშავა მდინარეთა ჩქერებზე სიღრმეთა პროგნოზის მეთოდი. შრომებისა და მონოგრაფიების დიდი ნაწილი ეხებოდა ცალკეული მდინარეებისა და ტბების ჰიდროგრაფიულ და ჰიდროლოგიურ დახასიათებას.

გეგმაშეწონილი გამოკვლევები მელიორაციის მიზნით ფართოდ გაიშალა 1909 წლიდან. მიწათმოქმედებისა და მიწათმოწყობის მთავარი სამმართველოს მიწების გაუმჯობესების განყოფილებამ დაიწყო ჰიდრომეტეოროლოგიური გამოკვლევები. რისთვისაც დააარსა მთელი რიგი ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურები და საგუშაგოები. თურქმენეთის მხარეში მოეწყო 14 ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგური და 124 წყალსაზომი საგუშაგო. კავკასიაში - 10 მსადგური და 100 წყალსაზომი საგუშაგო. რუსეთის ევროპულ ნაწილში კი - 374 წყალსაზომი საგუშაგო და სხვ. მთელი რუსეთის ტერიტორიაზე 1917 წლისათვის ითვლებოდა 1134 ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგური და წყალსაზომი საგუშაგო.

ხმელეთის წყლების შეაწავლასთან ერთად პარალელურად მიმდინარეობდა ოკეანეებისა და ზღვების ოკეანოგრაფიული და ოკეანოლოგიური გამოკვლევები. სწავლობდნენ ზღვებისა და ოკეანეების ბუნებას. აწარმოებდნენ უაკვირვებან ზღვების სიღრმეზე, ყინულოვან რეჟიმზე. წყლის ტემპერატურაზე და სხ ეწყობოდა ექსპედიციები დედამიწის ირგვლივ. იმდროინდელ საზღვაო მკვლევართა შორის აღსანიშნავია ი. თ. კრუზენშტერნი, რომელმაც იმოგზაურა დედამიწის ირგვლივ 1803-1806 წწ. მან გამოაქვეყნა შრომა „დედამიწის ირგვლივ მოგზაურობა 1803-1806 წლებში“. რომელსაც თან ერთვის საზღვაო ატლასი მასთან ერთად მოგზაურობაში მონაწილეობა ჰილეს თ. თ. ბელინგჰაუსენზე და რ. ე. კოცებემ; ამ უკანასკნელმა მეორედ იმოგზაურა დედამიწის ირგვლივ 1815-1816 წწ. ჩრდილოეთ ყინულოვანი ოკეანის შეაწავლაში დიდი დაბაახურება მიუძღვის რუს მკვლევრებს - ს. დევნესს, თ. ერანგელს, გიორგი აედოვს. რომელმაც მიაღწია ჩრდილოეთ პოლუსს და სხვ. 1914 წ. პირველი იმპერიალისტური ომის გამო რუსეთში ჰიდროლოგიური კვლევა-ძიებანი თითქმის შეწყდა, ხოლო ოქტომბრის დიდი რევოლუციის შემდეგ როგორც ხმელეთის, ისე საზღვაო ჰიდროლოგიურმა კვლევა-ძიებამ აღორძინება დაიწყო.

მეთოხე პერიოდი (ოქტომბრის დიდი სოციალისტური რევოლუციიდან დღემდე). რევოლუციის წლებში სამოქალაქო ომთან და ინტერვენციასთან დაკავშირებით ჰიდროლოგიური კვლევა-ძიებანი ქალზე დაქვეითდა, მაგრამ რევოლუციის წლებშივე ვ. ი. ლენინის მითითებით ჩვენი ქვეყნის მდინარეებზე და ზღვებზე ჰიდროლოგიური კვლევა-ძიება კვლავ აღდგა.

1919 წელს პეტროგრადში ჩამოყალიბდა რუსეთის ჰიდროლოგიური სა-მეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტი (ახლანდელი სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტი), რომლის ამოცანას შეადგენდა საბჭოთა კავშირის წყლების გამოკვლევათა გაერთიანება. მეთოდური ხელმძღვანელობა შემდგომი კვლევითი და ქვეყნის წყლის რესურსების რაციონალურად გამოყენების მეცნიერული დასაბუთება.

1920 წელს, 7 თებერვალს, ლენინის წინადადებით და საბჭოთა კავშირის ცენტრალური კომიტეტის დადგენილებით ჩამოყალიბდა რუსეთის ელექტროფიკაციის სახელმწიფო კომისია, რომელიც „გოელროს“ სახელით არის ცნობილი.

„გოელროს“ გეგმა იყო ჩვენი ქვეყნის სახალხო მეურნეობის აღდგენისა და შემდგომი განვითარების პირველი გენერალური გეგმა, რომელსაც უდიდესი მნიშვნელობა ჰქონდა. „გოელროს“ გეგმა ითვალისწინებდა წყლის რესურსების ფართოდ გამოყენების კომპლექსურ მეთოდებს. რაც მოითხოვდა ჩვენი ქვეყნის დიდი მდინარეების რეკონსტრუქციას.

„გოელროს“ გეგმის მიხედვით მრავალი მნიშვნელოვანი და საუფუძლიანი კვლევა-ძიება იქნა ჩატარებული ჰიდროენერჯიის, მორწყვის, წყალმომარაგებისა და სხვა საკითხებთან დაკავშირებით. აღნიშნული კვლევა-ძიებანი რევოლუციამდელი კვლევა-ძიებისაგან იმით გამოირჩეოდა, რომ თანდათანობით კომპლექსური ხდებოდა და არ ატარებდა ვიწრო უწყებრივ ხასიათს.

1919-1929 წწ. ჩატარდა მდინარეების: ვოლხოვის, სვირის, ურალის, დნეპრის, დონის, ეოლგის, ამუ-დარიას, სირ-დარიას, ილის, ზერაევანის, ეტიმის, ლენინის, აღდანის, ანგარის, იანის, კოლიმის, ინდიგორკის, რიონის, მტკვრისა და სხვა მდინარეთა დეტალური ჰიდროლოგიური გამოკვლევები.

1929 წელს ჰიდროლოგიისა და მეტეოროლოგიის საკითხების გაერთიანების მიზნით დაარსდა საბჭოთა კავშირის სახკომსაბჭოსთან ჰიდრომეტეოროლოგიური კომიტეტი. აღნიშნულ კომიტეტში გაერთიანდა ყველა ორგანიზაცია, რომელიც ჰიდრომეტეოროლოგიურ საქმიანობას ეწეოდა. ჩამოყალიბდა რესპუბლიკური, სამხარეო და საოლქო ჰიდრომეტეოროლოგიური კომიტეტები. საბჭო-კავშირის სახკომსაბჭოსთან არსებული ჰიდრომეტეოროლოგიური კომიტეტი 1933 წელს გადაკეთდა „საბჭოთა კავშირის ერთიანი ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის ცენტრალურ სამმართველოდ“, ხოლო 1936 წელს კი — „საბჭოთა კავშირის ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის მთავარ სამმართველოდ“ სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტი საკავშირო სამეცნიერო-კვლევითი ჰიდროლოგიური ცენტრი გახდა.

სახელმწიფო ჰიდროლოგიურ ინსტიტუტთან ერთად 1925 წლიდან ჩამოყალიბდა მრავალი სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტი ცალკეულ რესპუბლიკებში, მხარეებსა და ოლქებში. მათს პროგრამაში შეტანილი იყო ჰიდროლოგიური კვლევა-ძიებანი წყლების სხვადასხვა ობიექტებზე, სამეცნიერო-კვლევითი მასიათის შრომების მომზადება, გამოცემა და სათანადო საწარმოებში დანერგვა.

1931 წ. საბჭოთა კავშირის საგეგმო კომისიამ გამოიტანა დადგენილება საბჭოთა კავშირის წყლის კადასტრის შედგენის აუცილებლობის შესახებ.

წყლის კადასტრის შედგენის თარიღი შეიძლება ჩაითვალოს ჰიდროლოგიური კვლევა-ძიების ახალი პერიოდის დასაწყისად. ეს პერიოდი აღინიშნება ჰიდროლოგიური სამუშაოების ერთიანი გეგმით და ვრცელი კომპლექსური პროგრამით, რომელიც დიდად აღემატება წინა წლებში ჩატარებულ მუშაობათა მოცულობას.

წყალსამეურნეო საკითხები იხილებოდა საბჭოთა კავშირის კომუნისტური პარტიის ყრილობებზე, სსრკ უმაღლეს საბჭოს სესიებსა და საკავშირო ჰიდროლოგიურ ყრილობებზე. სსკ პარტიის ყრილობების მიერ მიღებული დადგენილებები წარმოადგენდა ჰიდროლოგიური მეცნიერების შემდგომი განვითარების პროგრამას.

ამჟამად ჰიდროლოგიური მეცნიერების ამოცანაა ჩვენი ქვეყნის წყლის ობიექტების საფუძვლიანი, ყოველმხრივი გამოკვლევა და მათი სრული გამოყენება კომუნისტური საზოგადოების მშენებლობის დასაჩქარებლად.

გასული საუკუნის მეორე ნახევრიდან როგორც რუსეთში, ისე ევროპის ყველა სახელმწიფოში ფართოდ განვითარდა ჰიდროლოგიური კვლევა-ძიება. საფრანგეთში, ავსტრიასა და უნგრეთში ხმელეთის წყლებს სწავლობდნენ წყალდიდობისა და წყალმოვარდნის ბრძოლასთან დაკავშირებით, შვეიცარიაში, ბავარიაში, შვედეთსა და სამხრეთ საფრანგეთში — წყლის ენერჯის გამოყენების მიზნით, ხოლო ამერიკის შეერთებულ შტატებსა და იტალიაში — მელიორაციის განვითარების მიზნით, გერმანიაში კი სამდინარო ნაოსნობის განვითარებასთან დაკავშირებით. აფრიკაში და აზიის მთელ რიგ ქვეყნებში მშრალი კლიმატური პირობების გამო ჰიდროლოგია ირიგაციის განვითარებასთან ერთად ვითარდებოდა. მართალია, ჰიდროლოგია უკანასკნელ წლებში საზღვარგარეთის ქვეყნებში საკმაოდ მაღალ მეცნიერულ დონეზე დგას, მაგრამ ცალმხრივად განვითარებულა და მოკლებულია წყლების გამოყენების კომპლექსურ მეთოდს.

ჰიდროლოგიამ განვითარების სამი ეტაპი განელო. ესენია: 1) მდინარეთა სისტემის, 2) წყლიანობისა და 3) გეოგრაფიული ბუნების შესწავლა.

ა. ი. ვოეიკოვის, ვ. ვ. დოკუჩაევის, დ. ნ. ანუჩინის, ლ. ს. ბერგის, დ. ი. კოჩერინისა და სხვ. მეცნიერულმა გამოკვლევებმა საფუძველი ჩაუყარა მდინარეების წყლიანობის შესწავლის ახალ ეტაპს. მდინარეთა წყლიანობის ფორმირება და რეჟიმი უშუალოდაა დაკავშირებული მდინარეთა აუზების ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებთან. წყლიანობის ტერიტორიული განაწილება ემორჩილება ადგილის გეოგრაფიულ განედს და ვერტიკალურ ზონალობას.

ა. ი. ვოეიკოვი ცნობილ შრომაში „დედამიწის სფეროს კლიმატი, განსაკუთრებით რუსეთისა“, წერს: „წყაროები და მდინარეები ნალექების შედეგია, რომლებიც ზედმეტ წყლებს ოკეანებს ან შიდა აუზებს უბრუნებს. აქედან წყალი განმეორებით აორთქლდება და ხელახლა შეასრულებს თავის ბრუნვას. ქვეყანა მით უფრო მდიდარია მიმდინარე წყლებით, რაც უფრო უხვია ატმოსფერული ნალექები, ხოლო აორთქლება კი ნაკლებია როგორც ნიადაგის ზედაპირიდან და წყლებიდან, ასევე მცენარეებიდან. ამგვარად, მდინარეები შეიძლება კლიმატის პროდუქტად განვიხილოთ“.

ა. ი. ვოეიკოვის ფორმულას დღემდე არ დაუკარგავს მნიშვნელობა, ხოლო შემდგომმა გამოკვლევებმა და დაკვირვებებმა ცხადყო მისი სისწორე. აღნიშნულმა დებულებამ დღეს ასეთი სახე მიიღო: „მდინარეები კლიმატის პროდუქტია ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდშაფტის საერთო ფონზე“.

დ. ი. კოჩერინმა დეტალურად დაამუშავა დაკვირვებთა მასალები საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის მდინარეებზე. 1927 წელს მან პირველმა შეადგინა ჩამონადენის რუკა მდინარეთა წყლიანობის ტერიტორიული განაწილების გეოგრაფიული რუკის საფუძველზე. დ. ი. კოჩერინის რუკიდან კარგად ჩანს ჩამონადენის ზონალური განაწილება, რომელიც ემთხვევა გეოგრაფიულ-ლანდშაფტურ ზონალობას აღნიშნულ ტერიტორიაზე (ნახ. 1).

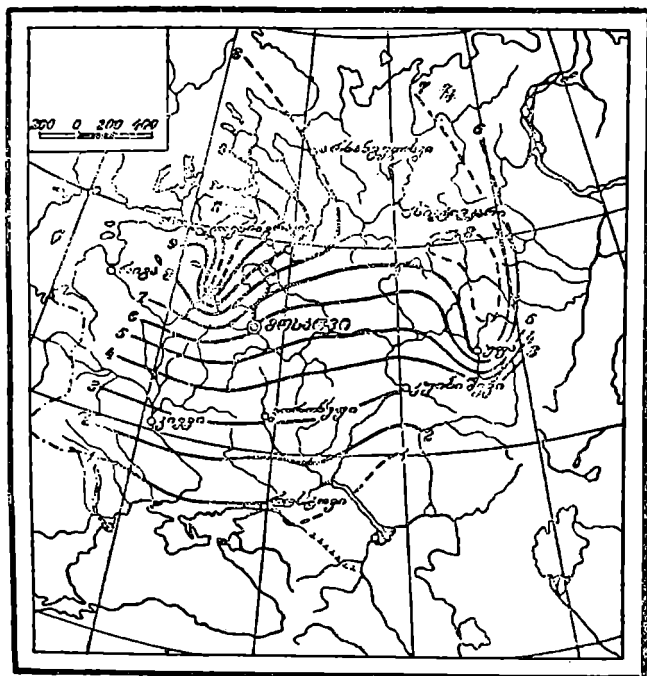
ამ რუკის პრაქტიკული მნიშვნელობა მეტად დიდი იყო. შეიძლება ითქვას, რომ 1927 წლიდან 1937 წლამდე, ბ. დ. ზაიკოვისა და ს. ი. ბელინკოვის რუკის შედგენამდე, პირველ და მეორე ხუთწლეულებში კოჩერინის რუკა იყო ერთადერთი წყარო ჰიდროლოგიური მონაცემების მისაღებად მრავალი ჰიდროტექნიკური ნაგებობის დაპროექტებისათვის.

ა. ვ. ოგიეცკის მიხედვით, ხმელეთზე მიმდინარე ჰიდროლოგიურ პროცესებში მთავარ როლს ასრულებს: კლიმატი, გეოლოგია, ნიადაგები და მცენარეული საფარი.

ჩამონადენის პროცესების შესწავლა გამოიხატება არა მარტო წყლის მასის გადატანაში, არამედ მის ფიზიკურ, ქიმიურ და ბიოლოგიურ თვისებებში, რომელთა მნიშვნელობა მეტად დიდია გეოგრაფიული გარემოს განვითარებისა და მისი ცალკეული კომპლექსების ფორმირებისათვის.

ს. დ. მურავეისკის აზრით, გეოგრაფიულ ზონებს შორის საზღვრის გაჩენაში გარკვეული წვლილი შეაქვს მდინარეული ჩამონადენის ფაქტორის იგი სათანადო როლს ასრულებს გეოგრაფიული კომპლექსების საზღვრის დადგენაშიც.

ზოგიერთი ცნობილი ჰიდროლოგის აზრით, ჰიდროლოგიური მეცნიერება არ მიეკუთვნება გეოგრაფიულ მეცნიერებას, რადგან ჰიდროლოგიის სფეროში თითქოს დასრულდა აღწერილობითი და რიცხობრივი საკვლევე სამუშაოები, ამიტომ უმჯობესია ჰიდროლოგიური მოვლენებისა და პროცესების შესწავლა



ნახ. 1.

სსრ კავშირის ევროპ. ნაწილის მდინარეების საშ. წლიური ჩამონადენის რუკა (დ. ი. კოჩერინის მიხედვით).

უფრო პროგრესულ-ფიზიკური მეთოდით წარმოებდეს, ე. ი. ჰიდროლოგია აღწერილობითი მეცნიერებიდან გადაიქცეს ფიზიკურ მეცნიერებად (მ. ა. ველიკანოვი, 1936 წ.; ა. ვ. ოგიევსკი, 1941 წ.)¹.

ჩვენი აზრით, ზემოაღნიშნული შეხედულება მცდარია. გეოგრაფიული და გეოფიზიკური გამოკვლევების მეთოდები ჰიდროლოგიაში კი არ გაითიშება, არამედ თანაზომიერად ავსებს ერთმეორეს, ამიტომ ეს ორი მიმართულება ერთმეორესთან შერწყმით უნდა ვითარდებოდეს.

¹ А. А. Соколов, О географическом и геофизическом направлениях в Гидрологии, „Вопросы географии“. Сборник 26, Москва, 1951, გვ. 35—45.

გეოფიზიკური მეთოდების დახმარებით ჰიდროლოგია უფრო ღრმად იკრება ჰიდროლოგიური მოვლენებისა და პროცესების დეტალებში. გეოგრაფიული მეთოდების გამოყენებისას ჰიდროლოგია ეყრდნობა გეოგრაფიული და გეოფიზიკური გამოკვლევების მიღწევებს და წყლებს განიხილავს ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდშაფტის ელემენტად, ამასთან გამოავლენს გეოგრაფიულ კომპლექსში შინაგან კავშირს წყლებსა და ლანდშაფტს შორის. იგი ადგებს ჰიდროლოგიური პროცესების განვითარების სხვადასხვა ბუნებრივ-ისტორიულ პირობებს, ასევე წყლების გეოგრაფიული გავრცელების კანონზომიერებას.

კომუნისტური საზოგადოების გაშლილი მშენებლობის პერიოდში ჰიდროლოგიაში გეოგრაფიული კურსის ამოცანაა შეისწავლოს ის ბუნებრივი ცვლილებები, რომლებიც დაკავშირებულია უდიდეს წყალსამეურნეო პრობლემებთან და გიგანტური ჰიდროკანძების მშენებლობასთან.

§ 9. წაღის როლი გეოფიზიკურ, ბიოლოგიურ და ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პროცესებში

ბუნებრივ პროცესებში წყალს უდიდესი მნიშვნელობა აქვს. მსოფლიო ოკეანე მზის სითბური ენერჯის ძირითადი მამლეტი წყაროა. მაგალითად, 1 სმ² წყალი 1°-ით რომ გათბეს, იგივე სითბო 1°-ით გაათბობს 3134 სმ² ჰაერის მოცულობას. აქედან შეგვიძლია დავასკვნათ, თუ როგორი გავლენა აქვს ოკეანეებსა და ზღვებს კლიმატზე. ამიტომ არის, რომ ზღვებისა და ოკეანეთა სანაპიროები, განსაკუთრებით სამხრეთ განედებში, უფრო რბილი კლიმატური პირობებით ხასიათდება, ვიდრე სანაპირო ზოლისაგან დაშორებული ადგილები. ზღვის თბილი და ცივი დინებები შესამჩნევ გავლენას ახდენს სანაპირო ზოლის კლიმატურ პირობებზე. მაგალითად, ყველაზე მეტი ცნობილია ატლანტის ოკეანის თბილი დინების გავლენა ევროპის კლიმატზე. ამავე დინების გავლენით მურმანსკის ნავსადგური მუდამ გაუყინავია. მსოფლიო ოკეანედან და ხმელეთის ზედაპირიდან აორთქლებული წყლის მასა ადის ატმოსფეროში, იწვევს მის გატენიანებას და კონდენსაციის შედეგად ატმოსფერული ნალექების სახით მოდის. ჰაერის ცირკულაციური პირობები ხელს უწყობს ატმოსფერული ნალექების განაწილებას კონტინენტებზე, განსაკუთრებით—სანაპირო ზოლში.

ჩვენს ქვეყანაში ზღვების გავლენა ატმოსფერული ნალექების ტერიტორიულ განაწილებაზე კარგად არის გამოსახული კავკასიონის ქედის სამხრეთ კალთებზე, კერძოდ საქართველოს ტერიტორიაზე. შავი ზღვის ზედაპირიდან დიდი აორთქლება უზრუნველყოფს უბე ატმოსფერულ ნალექებს სანაპირო ზოლსა და კავკასიონის სამხრეთ კალთებზე (3000 მმ და მეტი).

დედამიწის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექები წარმოქმნის მდინარეებს, რომლებიც მიედინება დედამიწის ზედაპირის დახრილობის მიხედვით. მიმდინარე წყლები რეცხავს დედამიწის ზედაპირს (ეროზია), თან მიაქვს ჩამორეცხვის პროდუქტები, შლის მთის ქანებს და გადააქვს ატივინარებულ ან მგორავე-მცოცავი მასალა დადაბლებულ ადგილებში, ლექავს და ავსებს მათ (აკუმულაცია), მასალის ნაწილი კი ჩააქვს ზღვებსა და ტბებში, სადაც წარმოქმნის ფსკერის ნაფენებს, ვაკე ადგილებში კი ქმნის ხევებსა და ხრამებს, რაც ზიანს აყენებს სოფლის მეურნეობას.

მთიან რაიონებში ყინვართა მოძრაობა იწვევს დედამიწის ზედაპირის ჩაღრმავებასა და აკუმულაციას. ყინვართა ჩაღრმავების ნაკვალები ღრმა ხეობების სა-

სით და აკუმულაციური მოქმედების შედეგები მორენების დაგროვების სახით კარგად ჩანს თანამედროვე და უძველესი გაყინვარების ადგილებზე.

მოსული ატმოსფერული წყლების ნაწილი და მდინარეული ჩამონადენი დედაშიწის ზედაპირის უარყოფით ფორმებში (ჩადაბლებულ ადგილებში) გროვდება და წარმოიშობა ტბები. ზოგიერთი მათგანი ისეთ სიდიდეს აღწევს, რომ მას ზღვააეც უწოდებენ. ასეთია, მაგალითად, კასპიის ზღვა, არალის ზღვა, ბაიკალის ტბა, ლადოგის ტბა, ჩრდილო ამერიკაში მიჩიგანის ტბა, აფრიკაში ვიქტორიის ტბა და სხვ. ზოგიერთი დიდი ტბიდან გამოედინება მდინარეები, მაგალითად, ლადოგის ტბიდან — მდ. ნევა, ბაიკალის ტბიდან — მდ. ანგარა და სხვ. ასეთი ტბები ბუნებრივად არეგულირებს მათგან გამოსულ მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმს. ზოგიერთ ტბაში მდინარეები მხოლოდ ჩაედინება, ამიტომ იგი წყლის მიმღებ რეზერვუარს წარმოადგენს. საიდანაც შემდეგ ჩადენილი წყლების ნაწილი ორთქლდება და ატმოსფეროში ადის. ასეთია კასპიისა და არალის ზღვები; სადაც ჩაედინება მდინარეები — ვოლგა, ურალი, თერგი, მტკვარი და სხვ. არალის ზღვაში ჩაედინება სირ-დარია, ამუ-დარია და სხვ. ზოგიერთი მცირე ზომის ტბა კი მდინარეთა მიერ ჩატანილი მასალით ილექება, ივსება და საბოლოოდ ქაობად იქცევა.

დედაშიწის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექების ნაწილი იკონება ნიადაგსა და გრუნტში, სადაც წარმოიქმნება ნიადაგისა და გრუნტის წყლები. გრუნტში მიწისქვეშა წყლები ხსნის სხვადასხვა სახის მარილებს. წყალში გახსნილი ნივთიერება მიწისქვეშა წყლებს გამოაქვს ზედაპირზე წყაროების სახით, რომლებიც ერთვის მდინარეებს. მათ ჩააქვთ ისინი ზღვებსა და იუკანაებში. ქიმიური მარილები ზღვის წყალში დიდი რაოდენობით გროვდება. მარილიანობა ერთ ლიტრში საშუალოდ 35 გრამს აღწევს, მარილების ნაწილი ზღვის წყლიდან ზოგჯერ ფსკერზე ილექება და წარმოშობს ქიმიური შედეგინლობის დანალექ ქანებს. მარილების ნაწილს ზღვაში არსებული სხვადასხვა ცხოველები იყენებენ ნიჟარების (ნაქუქის) შესაქმნელად. მათი სიკვდილის შემდეგ ცხოველთა ნარჩენები ფსკერზე ილექება და წარმოქმნის საგრძნობლად დიდი სისქის ნაფენებს. ზოგიერთ ადგილას, კირქვების, დოლომიტების, თაბაშირის, ქვამარილის გავრცელების არეებში, მიწისქვეშა წყლები ინტენსიურ ხსნადობას აწარმოებს, რის შედეგად წარმოიშობა კარსტული რელიეფის ფორმები. ნაპრალები, კარსტული ქები, მღვიმეები, კარსტული ძაბრები და სხვ.

ნიადაგის წყალგაპტარობა და ტენტევალობა, ნიადაგის აგებულება, მცეხარეული საფარი და სხვ. უშუალო გავლენას ახდენს წყლის მიწისქვეშა ჩაჟონვაზე, ე. ი. მიწისქვეშა და ზედაპირული ჩამონადენის ფორმირებაზე. დასახელებული ფაქტორების სხვადასხვა შეხამება ჰიდროლოგიური პროცესების სხვადასხვაგვარ მსვლელობას გვაძლევს.

ნიადაგის წყლები, რომლებიც შეიცავენ გახსნილ მინერალურ ნივთიერებებს, ერთ-ერთი მასაზრდოებელი წყაროა მცენარეულობისათვის. წყალი აუცილებელია სხვა ორგანიზმების სიცოცხლისთვისაც. ჰიდროსფერო მრავალრიცხოვანი სხვადასხვა სახის ორგანული სხეულის არსებობის არეს წარმოადგენს. ჰიდროსფეროში მათი არსებობა მკიდროდ არის დაკავშირებული მიმდინარე ფიზიკურ-ქიმიურ თვისებებსა და პროცესებთან. წყლის ტემპერატურულ პირობებზე, მარილიანობასა და გაზების შემცველობაზე დამოკიდებუ-

ლი წყალში არსებული ცოცხალი ორგანიზმების მრავალფეროვნება. ყველასათვის ცნობილია, რომ შავი ზღვა გარკვეულ სიღრმეზე გოგირდწყალბადის არსებობის გამო მოკლებულია ზღვის ცხოველთა სამყაროს.

ზღვებსა და ოკეანეებში დინებათა შეხვედრის ადგილს წყალში არსებულ ორგანიზმებზე განსაკუთრებული გავლენა აქვს. ნიუფაუნდლენდის რაიონში. სადაც ერთმანეთს უერთდება ლაბრადორის ცივი და გოლფსტრიმის თბილა დინებები, მასიურად ილუპება თბილი ადგილებიდან შემოსული ორგანიზმები. ამასთან დაკავშირებით ეს რაიონი მდიდარია საკვები ნივთიერებით, რაც იზიდავს თევზებს. აქ თევზს ყოველთვის დიდი რაოდენობით იჭერენ.

§ 10. წყლის როლი ადამიანის ცხოვრებაში, სახალხო მეურნეობასა და თავდაპირველ საქმეში

ადამიანის ცხოვრება მჭიდროდაა დაკავშირებული წყალთან. პირველყოფილმა ადამიანმა პირველი თავისი საარსებო წყარო წყალში აღმოაჩინა: მდინარეში იგი თევზს იჭერდა, წყალს სევამდა, წყლით სუფთავდებოდა და სხვ.

ადამიანები წინათ მდინარის მახლობლად ირჩევდნენ სამოსახლო ადგილს. მდინარეთა ნაპირებზე გაჩნდა პირველი სოფლები, რომლებიც შემდგომ დიდ ქალაქებად გადაიქცა.

მცენარის არსებობის აუცილებელი პირობაა წყალი. მცენარემ რომ ერთი გრამი ქსოვილი შექმნას, თავისი სხეულიდან 300—400 გრამი წყალი უნდა ააორთქლოს. 1 ტონა ხორბლის მისაღებად საჭიროა 270—520 ტონა წყალი. ასევე დიდი მნიშვნელობა აქვს წყალს წარმოებაშიც: 1 ტონა ქსოვილის დასამუშავებად 100—160 ტონა წყალია საჭირო, 1 ტონა ქალაღისათვის—200 ტონა. 1 ტონა თუჩისათვის კი—130 ტონა და ა. შ.

დიდია წყლის ობიექტების მნიშვნელობა ქვეყნის თავდაცვის საქმეში. ხიდების მშენებლობისა და გასასვლელი ფონების ცოდნა ხელს უწყობს ჯარის ნაწილების გადაყვანას, საომარი საჭურვლისა და ტექნიკის გადატანას და სხვ.

ამრიგად, წყალსამეურნეო ღონისძიებათა გატარებას ადამიანის ცხოვრებისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს.

კომუნალური წყალმომარაგება. კაცობრიობა წყალმომარაგებას უძველესი დროიდან ეწევა. იგი პირველად პრიმიტიული წყაროთა წარმოებად. კულტურის განვითარებასთან ერთად გაიზარდა წყლით მომარაგების მოთხოვნილება. რამაც გამოიწვია წყლის მომარაგებისათვის რთული სპეციალური მოწყობილობების შექმნა. გაუმჯობესდა წყლით მომარაგების ხერხები და წყლის ხარისხი. წყლით მომარაგების პრობლემის გადასაწყვეტად დიდი ყურადღება ექცევა წყლის ქიმიურ და მიკრობიოლოგიურ თვისებებს. ჩვენს ქვეყანაში არსებობს სახელმწიფოს მიერ დადგენილი სტანდარტული ნორმები, რომლებიც ეხება სასმელი წყლის ხარისხიანობას. აღნიშნული სტანდარტული ნორმების დასაცავად ხშირად წყალს ხელოვნურად წმენდენ.

სოფლის მეურნეობაში წყალს მოითხოვს კოლმეურნეობები, საბჭოთა მეურნეობები, მეცხოველეობის ფერმები და საერთოდ დასახლებული სოფლები. ჩვენს ქვეყანაში აღნიშნული სასოფლო-სამეურნეო ორგანიზაციების დიდი უმრავლესობა დღეს ცენტრალიზებულად მარაგდება წყლით. წყალს ღებულობენ სახელმწიფოს მიერ დადგენილი სტანდარტული ნორმების მიხედვით.

საწარმოები. გარდა საყოფაცხოვრებო მიზნებისა, წყალი ფართოდ გამოი-

ყენება საწარმოებში. წარმოების ზოგიერთი დარგი (მეტალურგიული და სხვ.) წყალს დიდი რაოდენობით მოითხოვს. მათი მოთხოვნილების დასაკმაყოფილებლად აშენებულია სპეციალური წყალსაცავები. ამის მაგალითია ურალში მაგნიტოგორსკის მახლობლად მოწყობილი წყალსაცავი მაგნიტოგორსკის მეტალურგიული კომბინატისათვის. საწარმოო წყალმომარაგება მოითხოვს წყლის ჭიმურ შესწავლას. წყალსაცავების მშენებლობა ძირითადად დაკავშირებულია წყლის რეჟიმის შესწავლასთან. წყალსაცავი თავის დროზე უნდა იყოს წყლით ავსებული.

წყლის ტრანსპორტი. ყველასათვის ცნობილია წყლის ტრანსპორტის მნიშვნელობა. წყლით ტვირთის გადატანა და ხალხის გადაყვანა გაცილებით იაფია სხვა ტრანსპორტთან შედარებით. ზღვებსა და ოკეანეებში სამომოსვლო გზების ათვისებისათვის აუცილებელია სიღრმის, დინების, ლეღვის, სრუტეებისა და სხვ. შესწავლა. ზღვების სანაპიროებზე ნავსადგურებისა და სხვა ნაგებობათა მშენებლობა მოითხოვს სანაპირო ზოლის, ზღვის ფსკერის გრუნტის, სიღრმეთა განაწილების, დონეთა და ლეღვის რეჟიმის ცოდნას და სხვ.

სამდინარო ნაოსნობა უძველესი დროიდან წარმოებდა. პირველად მდინარეებს, როგორც წყლის გზას, ბუნებრივ პირობებში იყენებდნენ. შემდეგში კი მდინარეებს ერთიმეორესთან ხელოვნური არხების საშუალებით აერთებდნენ. შენდებოდა სხვადასხვა სიღრმის კანალები, არხები და სხვ. იმ მიზნით, რომ გაუმჯობესდეს წყლის ტრანსპორტის პირობები, სხვადასხვა მანქანების საშუალებით აღრმავებენ ფსკერს.

ყველა ზემოჩამოთვლილი ღონისძიება მოითხოვს მდინარეთა ზუსტ შესწავლას, მათი კალაპოტის თვისებების, წყლისა და ყინულოვანი რეჟიმის ცოდნას.

ჩვენი ქვეყნის სახალხო მეურნეობის განვითარებისათვის უდიდესი მნიშვნელობა აქვს მდინარეთა დინების მიმართულებას, წყლიანობას, დაზარალებას, სინქარეს, სიღრმეს და სხვ. საბჭოთა კავშირის სამდინარო-სანაოსნო და ხე-ტყის დაცურების გზების საერთო სიგრძე 450000 კმ-ს აღემატება, აქედან 150000 კმ-ზე მეტი სანაოსნოა. მათ რიცხვში ხელოვნური საწყლო გზის სიგრძე 3140 კმ-ზე მეტია. ჩვენი მრავალი მდინარე შეერთებულია სანაოსნო არხებით. მათ შორის მნიშვნელოვანია: ვოლგა-ბალტიის წყლის გზა (მარინის სისტემა), ტიხვინის, ვიშნევოლოცკის სისტემა და სხვ. საბჭოთა ხელისუფლების წლებში აშენდა თეთრი ზღვა-ბალტიის არხი, მოსკოვის სახელობის არხი. ლენინის სახელობის ვოლგა-დონის სანაოსნო სისტემამ გააერთიანა ვოლგისა და დონის მდინარეთა სისტემები და ერთიმეორესთან დააკავშირა ჩვენი ქვეყნის ხუთი ზღვა (ბალტიის, თეთრი, შავი, აზოვისა და კასპიის).

ჩვენში სანაოსნოდ გამოყენებულია აგრეთვე ონეგის, ლადოგის, ბაიკალის, სეჯანისა და სხვ. ტბები.

ჰიდროენერგეტიკა შედარებით ახალი დარგია. მის განვითარებას ნახევარ საუკუნეზე ცოტათი მეტი ხნის ისტორია აქვს. ჩვენი ქვეყნის მდინარეები ენერჯის უდიდეს მარაგს შეიცავს.

ელექტროენერჯის ჩვენი ქვეყნის სახალხო მეურნეობის დარგების განვითარებისათვის უდიდესი მნიშვნელობა აქვს. მასზეა დამოკიდებული მძიმე და მსუბუქი მრეწველობის, ტრანსპორტის, სოფლის მეურნეობისა და სახალხო მეურნეობის სხვა მნიშვნელოვანი დარგების განვითარება. ჩვენს ქვეყანაში აშენდა

მრავალრიცხოვანი მძლავრი ჰიდროელექტროსადგურები: ვოლხოვესი — მდ. ვოლხოვეზე, დნეპრქესი და კახოვეის ჰესი — მდ. დნეპრზე, ივანოვის, უგლიჩის, რიბინსკის, გორკის, კუბინშევის, ვოლგოგრადის ჰესები—მდ. ვოლგაზე, პერმისა — მდ. კამაზე, ციმლიანსკისა — მდ. დონზე, ბრატსკისა — მდ. ანგარაზე, მინგერაურის, ავჰალის, ჩითახევის ჰესები — მდ. მტკვარზე, რიონჰესი, გუმათჰესი, ლაჩანურჰესი—მდ. რიონის აუზში. ჰიდროელექტროსადგურების დაპროექტება და ექსპლოატაცია მოითხოვს მდინარის კალაპოტის, წყლისა და ყინულოვანი რეჟიმის ცოდნას. მძლავრი ჰიდროელექტროსადგურებისათვის ეწყობა დიდი ზომის წყალსაცავები. ჰიდროლოგებმა უნდა შეძლონ წყლის დახაკარვის გაანგარიშება (აორთქლება, წყალსაცავის ფსკერის მოსიღვა-მოლაშქვა და სხვ.).

მელიორაცია (მორწყვა და ამოშრობა). დედამიწის ზედაპირის მრავალი რაიონი უდაბნოების, ნახევარუდაბნოებისა და ველების ზონაშია, სადაც წლიურად მოსულ ატმოსფერულ ნალექებს აორთქლება ჰარბობს. ასეთი ზონებია ჩრდილო და სამხრეთ ამერიკაში, ავსტრალიაში, აზიასა და აფრიკაში. საბჭოთა კავშირში ასეთი სიმშრალით გამოირჩევა ევროპული ნაწილის სამხრეთი რაიონები, ამიერკავკასია, ყაზახეთი და შუა აზიის რესპუბლიკები. მცენარის არსებობისათვის ძირითადია მზის სითბური ენერგია და წყალი. ზემოდასახელებული ქვეყნები და რაიონები მდიდარია მზის სითბური ენერგიით, ხოლო ღარიბია წყლის რაოდენობით. ამიტომ აქ საჭიროა ნათესი ფართობები უზრუნველყოთ წყლის იმ რაოდენობით, რამდენიც საჭიროა მცენარისათვის.

მშრალი ადგილების მორწყვას კაცობრიობა უძველესი დროიდან აქცევდა ყურადღებას. მორწყვა წინათ პრიმიტიული წესით წარმოებდა, ხოლო კაცობრიობის განვითარებასთან ერთად მორწყვის ტექნიკაც განვითარდა. თუ წინათ წყალი უბრალო არხებით გაჰყავდათ, უკანასკნელ დროს გრანდიოზული სარწყავი სისტემები შენდება, რომელიც მილიონობით ჰექტარ სავარგულ მიწას უზრუნველყოფს წყლით.

ჩვენს ქვეყანაში სარწყავი მიწების ფართობების გაზრდას უდიდესი მნიშვნელობა ეძლევა. ჯერ კიდევ 1921 წელს, 14 აპრილს, ვ. ი. ლენინი აზერბაიჯანის, საქართველოს, სომხეთის, დაღესტნისა და მთიულთა რესპუბლიკის კომუნისტებს სწერდა: „ერთბამად ეცადეთ გაუმჯობესდეს გლენთა მდგომარეობა და დაიწყეთ ელექტროფიკაციის, მორწყვის დიდი სამუშაოები. მორწყვა ყველაზე მეტად საჭიროა და ყველაზე უფრო გარდაქმნის მხარეს, ააღორძინებს მას, დაასამარებს წარსულს, განამტკიცებს სოციალიზმზე გადასვლას“¹. საბჭოთა ხელისუფლების წლებში მრავალი მძლავრი სარწყავი სისტემა მოეწყო. ასეთია, მაგალითად, ფერგანისა და ვახშის სარწყავი სისტემა შუა აზიაში. ნევი-ნომისკისა — ჩრდილო კავკასიაში, სამგორის სარწყავი სისტემა საქართველოში, მინგერაურის წყალსაცავიდან გაყვანილი სარწყავი სისტემები და სხვ. ა. ნ. ასკოჩენსკის² მიხედვით საბჭოთა კავშირში 1957 წლისათვის სულ 204,8 მილიონი ჰექტარი სავარგული მიწის ფართობი ირწყვებოდა. დღეისათვის უკვე გაცილებით მეტია.

¹ ვ. ი. ლენინი, თხზ., ტ. 32, მე-4 გამოცემა, გვ. 399—400.

² К. К. Шубладзе, Научно-техническая конференция по строительству оросительных систем. „Гидротехника и мелиорация“, № 2, Москва, 1957, გვ. 53

დედამიწის ზედაპირის ნაწილი უჭირავს ქაობებსა და დაქაობებულ ნიადაგებს. ქაობები და დაქაობებული ნიადაგები გავრცელებულია უმთავრესად იქ, სადაც წყლის საჭიროებაა. ქაობები, ერთი მხრით, საზიანოა ადამიანის ჯანმრთელობისათვის, მეორე მხრით კი იცავებს საუკეთესო მიწის ნაკვეთებს. ამიტომ აუცილებელია ქაობიანი ნაკვეთების განთავისუფლება ქარბი წყლისაგან. ქაობების ამოწრობა ჩვენს ქვეყანაში წარმატებით მიმდინარეობს.

ქაობების ამოწრობისათვის საჭიროა კარგად ვიცოდეთ ქაობების ჰიდროლოგია, ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლის დონეების რეჟიმი, მათი აორთქლება ზედაპირიდან და სხვ.

წყლის ობიექტების ქიმიური და ორგანული ნედლეული სახალხო მეურნეობაში ფართოდ გამოიყენება. ტბების წყლის ქიმიური შედგენილობა მრავალფეროვანია. ზოგიერთი მათგანი მდიდარია სუფრის მარილით (ელტონისა და ბასკუნჩაის ტბები), ზოგიერთი კი დიდი რაოდენობით შიციავს სოდას ან გლაუბერის მარილს. მაგალითად, კულუნდის ველის ტბებში დაახლოებით 350 მლნ ტონა მარილის მარაგია. გლაუბერის მარილის მარაგი აქ მიახლოებით 550 მლნ ტონას უდრის, სოდისა კი — 11 მლნ ტონას. მირაბილიტის დიდი მარაგი გამოირჩევა კასპიის ზღვის ყურე ყარა-ბოლაზ-გოლი. აღნიშნული ქიმიური ნედლეულის ბაზაზე ჩვენს ქვეყანაში რამდენიმე მსხვილი ქარხანა მუშაობს და გადამუშავებულ მასალას აწვდის სახალხო მეურნეობის სხვადასხვა დარგს.

მრავალი მინერალური წყარო გამოედინება დედამიწის ზედაპირზე. ზოგიერთი მათგანი რადიქტიური თვისებებით გამოირჩევა. ასეთი წყაროები გავრცელებულია ალტაიში, ჩრდილოეთ კავკასიაში, საქართველოსა და სხვ. მინერალური წყაროები ძირითადად გამოიყენება სამკურნალოდ.

თევზის სარეწაოებსა და თევზის გამრავლებას საზოგადოებრივი კვებისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს. თევზით მდიდარია ოკეანეები და ზღვები, მდინარეები და ტბები. იქ იგი გამრავლებისათვის ადამიანის ხელის შეწყობას არ საჭიროებს. მათი ზრდა და კვება წყალში არსებული ორგანიზმების საშუალებით ხდება.

თევზის ჰერას უძველესი დროიდან მისდევენ, მაგრამ მან უკანასკნელ დროს სარეწაო ხასიათი მიიღო. თევზის ჰერა ხდება უახლესი კონსტრუქციის ტრაულერებით, სადაც მისი გადამუშავებაც წარმოებს და მზა პროდუქტი უშუალოდ ეგზავნება მომხმარებელს. ნედლი თევზის დამუშავება ხდება მძლავრ კომბინატებში. თევზის გამრავლებისათვის ჩვენს ქვეყანაში მოწყობილია მრავალრიცხოვანი გუბურა, შექმნილია სხვადასხვა ჯიშის გამოყვანისა და გამრავლების ინტიოლოგიური სადგურები და სხვ. ასევე ფართოდ წარმოებს ნადირობა ვეშაპზე. ზღვის ლომსა და სხვა ცხოველებზე. მათი პროდუქტები დიდი რაოდენობით გამოიყენება სახალხო მეურნეობის სხვადასხვა დარგში.

§ 11. წყალსამუშაოთა პრობლემა და მათი კომპლექსური გადაწყვეტილების საუბილავლობა

ჩვენს ქვეყანაში ახალი საკითხია წყლის რესურსების კომპლექსური გამოყენება, რაც უჩვეულო მოვლენაა კაპიტალისტური მეურნეობისათვის. წყლის რესურსების კომპლექსური გამოყენება ხელს უწყობს ჰიდროენერგეტიკული ბაზის ზრდას, სარწყავი ფართობების გადიდებას, წყლის ტრანსპორტისა და

თევზის მეურნეობის განვითარებას. მოსახლეობის მომარაგებას მაღალხარისხიანი წყლით და სხვ.

ჩვენში წყლის რესურსების კომპლექსური გამოყენების ნათელი მაგალითია მოსკოვ-ვოლგისა და ვოლგა-დონის სანაოსნო არხები, მინგეჩაურის ჰიდროკვანძი მდ. მტკვარზე, კახოვის ჰიდროკვანძი მდ. დნებარზე, კუბიშევისა და ვოლგოგრადის ჰიდროკვანძები მდ. ვოლგაზე. ანგარის ჰიდროკვანძი ახვარაზე და სხვ.

კომპლექსური მეთოდით მოწყობილი ჰიდროკვანძები მილიარდობით კილოვატსაათ ენერჯიას აწვდის მრეწველობასა და სოფლის მეურნეობას. წყალსაცავებიდან გაყვანილი სანაოსნო არხები მდინარეებს აკავშირებს ერთიმეორესთან. რაც ხელს უწყობს შორ მანძილზე ტვირთის გადაზიდვას და ხალხის გადაყვანას. წყალსაცავიდან გაყვანილი მაგისტრალური სარწყავი არხები უზრუნველყოფს მილიონ ჰექტრობით მოსაეღიანი ნიადაგის მორწყვას. წყალსაცავებში მოშენებულია მრავალი ჯიშის თევზი. შეიქმნა ახალი ტიპის თევზის მეურნეობა და სხვ.

ამგვარად, წყლის რესურსების კომპლექსური გამოყენების ამოცანათა გადაწყვეტა ხელს უწყობს მრეწველობისა და სოფლის მეურნეობის შემდგომ აღმავლობას, თევზის მეურნეობის განვითარებას, მოსახლეობის სანიტარულ-ჰიგიენური საყოფაცხოვრებო პირობების გაუმჯობესებას და სხვ.

ცალკეული ტერიტორიის წყალსამეურნეო ბალანსის დადგენას სათანადო მნიშვნელობა აქვს ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა დაპროექტებისათვის. ტერიტორიის წყლის რესურსების გამოყენება დამოკიდებულია, ერთი მხრით სახალხო მეურნეობის განვითარების გეგმაზე, ხოლო მეორე მხრით თვითონ წყლის რესურსების რაოდენობაზე. ცალკეული ტერიტორიის წყლის სამეურნეო ღონისძიებათა სქემის შედგენა წყალსამეურნეო გეგმის ძირითადი შემადგენელი ნაწილია. წყალსამეურნეო ღონისძიებათა ტექნიკურ სქემაში გათვალისწინებული უნდა იქნეს წყლის ობიექტების ტერიტორიული სიდიდე, მდინარის წყლის ბალანსი, ხეობის ხასიათი. დონეთა რყევა-ჩამონადენის რეჟიმი და სხვ. წყალსამეურნეო გეგმით ცალკეულ ტერიტორიაზე წყლის მოხმარების რაოდენობა უნდა აკმაყოფილებდეს ამ ტერიტორიაზე მიმდინარე წყალთა რაოდენობას. თუ წყლის რაოდენობა მცირე აღმოჩნდება, უნდა ვეცადოთ მეზობელი ტერიტორიიდან გადმოვიყვანოთ სხვა წყლები და დავაძეაროთ წყალსამეურნეო ბალანსი.

დიდია ჰიდროლოგიის როლი თავდაცვის საქმეშიც. სამხედრო ოპერაციებისათვის საჭიროა სამოქმედო ტერიტორიაზე არსებული წყლის ობიექტების შესწავლა. ხმელეთზე წყლის ობიექტები ბუნებრივ დაბრკოლებებს წარმოადგენს. საომარი მოქმედების დროს აუცილებელია მდინარეთა სიღრმისა და წყლიანობის რეჟიმის ცოდნა, რათა ორგანიზებულად ჩატარდეს სამხედრო ნაწილების გადაყვანა და საომარი ტექნიკის გადატანა. ამასთან ერთად საჭიროა კარგად იქნეს შესწავლილი ხიდების მშენებლობის ადგილი და გასასვლელი ფონები. ზამთრის პერიოდში, როდესაც მდინარეები ყინულით იფარება, უნდა ვიცოდეთ ყინულის სისქე და გამძლეობა. ცნობილია, თუ რადიდი მნიშვნელობა ჰქონდა სამამულო ომის წლებში ყინულით დაფარულ ლადოგის ტბას, რომელიც ერთადერთი გზა იყო გერმანელი ფაშისტების მიერ აღ-

ქაზგორტყმული ლენინგრადისაკენ. ამ გზას ხალხმა „სიცოცხლის გზა“ შეარქვა. ვინაიდან მისი საშუალებით ხდებოდა სურსათ-სანოვაგის, ტანსაცმლის, საძხედ-რო საკურვლისა და საბრძოლო იარაღების გადატანა.

ჩვენი ქვეყნის სახელმწიფო საზღვრის 47% ზღვებისა და ოკეანეთა სანა-ორო ზოლს გაჰყვება. თავდაცვა და საომარი ოპერაციების ჩატარება ზღვებსა და ოკეანეებზე მოითხოვს მათი სიღრმის, ღელვის, დონის რყევის, წყლის გამ-ქვირჯალობისა და ზღვის წყლის სიმკვრივის ცოდნას და მსხვ.

ბაორე თაზი

წყლის ზოგირთი ქიმიური და ფიზიკური თვისება

§ 12. წყლის ქიმიური თვისებათა

ქიმიურად სუფთა წყალი 11,19% წყალბადისა და 88,81% ჟანგბადისაგან შედგება. წყლის წარმოქმნის დროს ერთი მოცულობა ჟანგბადი ორ მოცულობა წყალბადს უერთდება ელექტროსტატიკური მიზიდულობის ძალით. ორთქლის მდგომარეობაში (100° და ზევით) წყალი უმთავრესად მარტივი მოლეკულებისაგან შედგება. იგი გამოისახება ფორმულით H_2O , რომელსაც დიჰიდროლს უწოდებენ. სითხის მდგომარეობაში წყალი მოლეკულების ნარევეს წარმოადგენს: მარტივი მოლეკულებისას (ჰიდროლებისას), ორმაგი მოლეკულებისას [დიჰიდროლებისას (H_2O)₂] და სამმაგი მოლეკულებისას [ტრიჰიდროლებისას (H_2O)₃]. წყალი მყარი სახით (ყინული) მეტწილად სამმაგი მოლეკულების (ტრიჰიდროლის) სახით არსებობს. წყლის ტემპერატურის შეცვლის დროს მასში არსებული მარტივი და რთული მოლეკულების თანაფარდობა იცვლება. ამას ამ ბოლო ხანებში ე. წ. წყლის ანომალით ხსნიან.

წყალბადის, ჟანგბადისა და წყლის იზოტოპები. ყველა მოლეკულა არ არის ერთნაირი ატომური წონისა. წყლის მოლეკულების ატომური წონა ჩვეულებრივ 18-ს უდრის, ზოგიერთისა კი — 19, 20, 21 და 22-საც კი. ეს აიხსნება იმით, რომ ჟანგბადის იმ ატომებს გარდა, რომელთა ატომური წონა 16-ს უდრის, არის ისეთი ატომებიც, რომელთაც ატომური წონა 18 და 19 აქვს. ასევეა წყალბადიც; მისი ატომური წონა ერთს უდრის. არის წყალბადის ისეთი ატომებიც, რომელთაც ატომური წონა 2 და 3 აქვს. ასეთ მძიმე ატომებს ერთი და იგივე ელემენტებში იზოტოპებს უწოდებენ.

მძიმე წყალი. საკმაოდ რთული გზით მიიღეს წყალი, რომელიც შედგება წყალბადისა და ჟანგბადის იზოტოპებისაგან. ასეთ წყალს მძიმე წყალს უწოდებენ. იგი თავისი ფიზიკური თვისებებით გამოირჩევა ჩვეულებრივი წყლისაგან. სუფთა მძიმე წყლის ფორმულაა H_2O^{18} , ე. ი. შედგება წყალბადის იზოტოპისაგან ატომური წონით 2 და ჩვეულებრივი ჟანგბადის ატომისაგან. 20°-ზე მისი სიმკვრივე 1,1056-ს უდრის, როცა ჩვეულებრივი წყლის სიმკვრივე იმავე ტემპერატურაზე 0,9982-ია. მძიმე წყლის გაყინვის ტემპერატურა 3°,8 უდრის. დუდილის ტემპერატურა კი 101°,42-ს. უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურა 11°,6-ის ტოლია. მძიმე წყალში თევზი და სხვა ბიოლოგიური ორგანიზმები იხოცება.

წყალი როგორც გამხსნელი. ბუნებრივ პირობებში წყალი სუფთა სახით თითქმის არ გვხვდება. წყალი თავისი ბრუნვის პროცესში ეხება სხვადასხვა ქანებსა და ნიადაგებს, ხსნის მათში მყოფ ნივთიერებებს და თვითონაც რთულ

ხსნარად იქცევა. წყალში გახსნილ ნივთიერებათა ნაწილაკების ზომის მიხედვით გამოყოფენ ჰეშმარიტსა და კოლოიდურ ხსნარებს. ნამდვილ ხსნარებში გახსნილი ნივთიერებები მოლეკულებისა და იონების სახით იმყოფება, ამიტომ ასეთ ხსნარებს მოლეკულურ-იონურ ხსნარებსაც უწოდებენ. ნამდვილ ხსნარში გახსნილ ნივთიერებათა ნაწილაკების სიდიდე 10^{-7} მმ-ს არ აღემატება. კოლოიდური ხსნარები ცალკეული მოლეკულებისაგან კი არ შედგება არამედ მოლეკულებისა და იონების ჭკუფს შეიცავს. კოლოიდურ ხსნარებში გახსნილი ნაწილაკების სიდიდე 10^{-7} და 10^{-8} მმ-მდე გვხვდება. კოლოიდები მნიშვნელოვნად მდგრადია, ვიდრე თვით ხსნარები. ბუნებრივ წყლებში კოლოიდები ხშირად მხოლოდ მცირე რაოდენობით გვხვდება.

ზედაპირიდან ასულ წყლის ორთქლში ქარის საშუალებით ერევა მარილის უმცირესი ნაწილაკები. ატმოსფეროში წყალი კონდენსაციის დროს ჰაერიდან ათვისებს გაზებს, განსაკუთრებით—ზოტსა და ჟანგბადს. კონდენსაციის შედეგად დედამიწის ზედაპირზე შოსული ნალექები იქონება ნიადაგში, სადაც იგი მდიდრდება მარილებითა და ორგანული ნივთიერებებით, ამასთან იცვლება მასში შემავალი გაზების შედგენილობა. წყლის ქიმიური შედგენილობის ფორმირებაში აგრეთვე დიდ როლს ასრულებს გრუნტში ჩასული წყლებიც, რომლებიც უშუალოდ ეხება გრუნტში არსებულ სხვადასხვა მინერალებს, ხსნის მათ და თვითონაც მინერალურ წყლად იქცევა. ამგვარად, ნიადაგისა და გრუნტის ძირითადი ქანების შედგენილობით განისაზღვრება წყლის ქიმიური შედგენილობა. წყალში გახსნილ ქიმიურ ნივთიერებათა რაოდენობა და ხასიათი იცვლება იმისა და მიხედვით, იგი დედამიწის ზედაპირზე დარჩება, მდინარეებსა და ტბებში მოხვდება, ატმოსფეროში აორთქლდება თუ მდინარეების მიერ ზღვებსა და ოკეანეებში ჩაიტანება. როდესაც წყალი ატმოსფერული ნალექების სახით მოდის. მისი კონცენტრაცია მცირეა, ნიადაგისა და წყლის ზედაპირიდან აორთქლებისას კი იგი (კონცენტრაცია) დიდდება.

ბუნებრივი წყლების ქიმიური შედგენილობის შეცვლაში სათანადო როლს ასრულებს ადამიანის ზემოქმედებაც. სავარგულ ფართობებზე სხვადასხვა ქიმიკატების შეტანა ბუნებრივი წყლების ქიმიურ კონცენტრაციას აღიდებს, ხოლო ტბებიდან და ზღვებიდან სხვადასხვა ქიმიური ნედლეულის ამოღება კი. პირიქით, აკცირებს.

წყლის მარილიანობა განისაზღვრება გახსნილ ნივთიერებათა კონცენტრაციით. იგი გამოისახება ერთ ლიტრ წყალში გახსნილი ნივთიერების რაოდენობით მილიგრამებში ან პრომილებში, ე. ი. 1 ლიტრ წყალში გახსნილი ყველა მარილის რაოდენობით გრამებში. ზღვის წყლის მარილიანობა საერთოდ პრომილებში გამოისახება.

ბუნებრივი წყლები ქიმიურ ნაერთებს მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავს. ქიმიური ცნობილი 98 ელემენტიდან წყალში დღეისათვის აღმოჩენილია 45. ამ ელემენტების დიდი ნაწილი წყალში ისეთი უმნიშვნელო რაოდენობითაა, რომ მათი მოქმედება რაიმე მნიშვნელოვან გავლენას არ ახდენს წყლის თვისებებზე.

წყალში გახსნილი ნივთიერებები სხვადასხვა მდგომარეობაში იმყოფება. ისინი ან გახსნილი მოლეკულების სახითაა, ან იონების სახით. ზოგიერთი მათგანი წარმოდგენილია მარტივ იონებად (Ca^{++} , Mg^{++} , Cl^{-} , Na^{+}), ზოგი კი რთული

ონების სახით გვევლინება ($SO_4^{''}$, HCO_3' , NH_4' და სხვ.). ზოგი ელემენტი წყალში კოლოიდურ მდგომარეობაში იმყოფება.

ბუნებრივ წყალში არსებული ყველა იონიდან უფრო მეტად გვხვდება 8 მთავარი იონი, რომლიდანაც 4 დამუხტულია დადებითად (კატიონები), ხოლო 4-- უარყოფითად (ანიონები). ასეთებია, მაგალითად:

ა ნ ი ო ნ ე ბ ი

ქლორის იონი	Cl'
სულფატის იონი .	$SO_4^{''}$
ჰიდროკარბონატის იონი	HCO_3'
კარბონატის იონი	CO_3''

კ ა ტ ი ო ნ ე ბ ი

ნატრიუმის იონი .	Na'
კალციუმის იონი .	$Ca^{''}$
მაგნიუმის იონი	$Mg^{''}$
კალიუმის იონი	K'

წყალში გახსნილი გაზებიდან ყველაზე მნიშვნელოვანია ჟანგბადი (O_2) და ნახშირორჟანგი (CO_2). განსაკუთრებული მდგომარეობა უჭირავს წყალბადს (H). მისი რაოდენობა ბუნებრივ წყალში თუმცა უმნიშვნელოა, მაგრამ იგი დიდ როლს ასრულებს წყალში მიმდინარე ქიმიურ და ბიოლოგიურ პროცესებში.

ბუნებრივ წყლებში, გარდა ქიმიური მინარევებისა, გვხვდება ატივხარებული ნივთიერებებიც, რომელთა ნაწილაკის სიდიდე 10^{-6} მმ-ზე მეტია, ამიტომ თვალთ ადვილად დაინახება. ასეთი ნაწილაკები წყალს მღვრიე სახეს აძლევს. ატივხარებული ნივთიერება წყალში ორგანულ და არაორგანულ ნივთიერებათა ნაწილაკებისაგან წარმოიშობა. არაორგანული წარმოშობის ნაწილაკები წყალში ხვდება დედამიწის ზედაპირიდან გამოფიტული პროდუქტების გადარეცხვით, მდინარეთა კალაპოტის ნაპირების ჩამონგრევით, წყალსაცავებში, ტბებში, ზღვებსა და ოკეანეებში დელტის დროს ნაპირების ნგრევით. მდინარეების მიერ ჩამოტანილი მასალით, წყლის ობიექტებში ქარის მიერ ნაწილაკების გადატანით და სხვ. ორგანული ნაწილაკები კი წარმოიშობა წყალში არსებული მცენარეული და ცხოველთა ორგანიზმების ნარჩენებისაგან, რომლებიც მათი სიკვდილის შემდეგ დიდი ხნით რჩება წყალში.

ამგვარად, ბუნებრივი წყლები წარმოადგენს საკმაოდ რთულ ქიმიურ ხსნარებს, რომლებიც შეიცავს ქიმიური ელემენტების დიდ ნაწილს და ატივხარებულ ნივთიერებას.

მიუხედავად იმისა, რომ მდგარ წყალსატევებთან შედარებით მდინარეების წყლები მცირე მინერალიზაციით ხასიათდება, ყოველწლიურად მათ ოკეანეებსა და ზღვებში დიდი რაოდენობით ჩაქვს გახსნილი მინერალური ნივთიერება.

ქიმიური მინარევებით მდიდარია ზღვები, ოკეანეები, ტბები, წყალსაცავები და მიწისქვეშა წყლები. მათში ქიმიური ნერთების რაოდენობა დამოკიდებულია თვით წყლის ობიექტის სიდიდეზე, წყალშემკრები აუზის გეოლოგიურ აგებულებაზე და, რაც მთავარია, ფიზიკურ-გეოგრაფიულ მდებარეობაზე.

პრაქტიკულად წყლის გამოყენების დროს აუცილებელია წყლის ქიმიური შედგენილობის ცოდნა.

საზოგადოებრივი წყალმომარაგება ცენტრალიზებული წყალსადენის საშუალებით მოითხოვს წყლების ქიმიურ შესწავლას და ნორმების დადგენას. კარგი სასმელი წყალი უნდა აკმაყოფილებდეს შემდეგ მოთხოვნილებას: 1) მასში არ უნდა იყოს ორგანიზმისათვის მავნე მინარევეები, 2) უნდა შეიცავდეს მცირე რაოდენობით ხსნად მარილებს და 3) უნდა ჰქონდეს დამაკმაყოფილებელი ფიზიკური თვისებები.

წყალში მავნე შენაერთები (Pb^{++} , Cu^{++} , Zn^{++} , As^{+++} , Hg^{++} , H_2S , ფენოლები და სხვა ორგანული ნივთიერებები) შედარებით იშვიათად გვხვდება. მათი რაოდენობა იზრდება იმ შემთხვევაში, თუ წყალსატევებში უშვებენ საწარმოების მიერ ნახმარ წყალს. ზოგიერთი ელემენტის მომატება შეიძლება გამოიწვიოს ბუნებრივმა პირობებმაც.

მუდმივი ცენტრალიზებული წყალმომარაგების წყლის ხარისხის შესახებ არსებობს საკავშირო სტანდარტების კომიტეტის (ГОСТ 2874—45) მიერ დამტკიცებული ნორმები.

წყლის ქიმიური შედგენილობისა და ფიზიკურ-ბიოლოგიური ხარისხის შესახებ მოცემულია ნორმები — მავნე ბაქტერიები და ნაწლავის ჩხირები რა რაოდენობით შეიძლება შედიოდეს წყალში, რათა გამოყენებულ იქნეს იგი სასმელად; ასევე რა რაოდენობით შეიძლება იყოს მავნე ქიმიური მინარევეები ერთ ლიტრ წყალში. მაგალითად, ტყვიის (Pb) შემცველობა ერთ ლიტრ სასმელ წყალში არ უნდა აღემატებოდეს 0,1 მილიგრამს, დარიშხანისა (As)—0,5 მგ/ლ, სპილენძისა (Cu)—3 მგ/ლ, თუთიისა (Zn)—15 მგ/ლ და ა. შ.

კატიონების დიდი რაოდენობა მოქმედებს წყლის ხარისხზე, ხდის მას ხისტ (მაგარ) წყლად, მომეტებულად ხისტი წყალი არასასურველია საყოფაცხოვრებო პირობებისათვის: იძლევა ჭურჭელზე კირიან ნალექს, წყალს ამღვრევს და სხვ.

ო. ა. ალექსინი¹ ბუნებრივ წყლებში გამოყოფს სიბისტის შემდეგ გრადაციებს:

ძალიან რბილი წყალი — 1,5 მგ ეკვ (4,2 გერმანული გრადუსი).

რბილი წყალი — 1,5—3 მგ ეკვ (4,2—8.4 გერმან. გრად.)

ზომიერად ხისტი წყალი — 3—6 მგ ეკვ (8,5—16,8 გერმან. გრად.)

ხისტი წყალი — 6—9 მგ ეკვ (16,8—25,2 გერმან. გრად.).

ძლიერ ხისტი წყალი — 9 მგ-ზე მეტი ეკვ (25,2-ზე მეტი გერმან. გრად.).

თუ რკინის მინარევი 1 ლიტრ წყალში 1 მგ-ზე მეტია, წყალი მდგარ მდგომარეობაში ძალიან იმღვრევა. მას აქვს შმორის სუნეი.

წყლის ქიმიური შედგენილობის შესწავლას დიდი მნიშვნელობა აქვს საწარმოო-ტექნიკური პროცესებისათვის, როდესაც წყალი გამოიყენება საორთქლე ქვაბებში. ძლიერ ხისტი წყლები ასეთ პირობებში არ გამოიყენება, რადგან წყალი დუღილის დროს გამოყოფს ქიმიურ მინარევეებს, რის გამოც ქვაბებში ჩნდება მინადული. საორთქლე ქვაბში დიდი რაოდენობით მინადულის გაჩენა ხელს უშლის წყლის დროულ აღულებას და მოითხოვს სათბობის დახარჯვას დიდი რაოდენობით, ასევე მას შეიძლება მოჰყვეს ქვაბის გახეთქვა და სხვ.

წყლის ქიმიური შედგენილობის ცოდნა საჭიროა მორწყვისათვის. მართა-

¹ О. А. Алексин, Общая гидрохимия, Ленинград, 1948, გვ. 184—195.

ლია, ამისათვის ძირითადად იყენებენ მდინარეთა მტკნარ წყალს, მაგრამ სარწყავი წყლების ნიადაგიდან აორთქლების გამო სარწყავ ფართობებზე ზოგჯერ გროვდება მარილების დიდი რაოდენობა. ვ. ა. კოვდას გაანგარიშებით მშვიტ სტეპში საირიგაციო წყლების მიერ შეტანილი მარილების რაოდენობა წლიურად შეადგენს (1500×10^6 მ³ წყალი) 400 000 ტონას. ე. ი. ერთ ჰექტარზე საშუალოდ 2 ტონას, ანუ 200 გრამს ერთ კვ მეტრზე.

ვ. ა. კოვდას მიხედვით¹, სარწყავად ვარგისია ისეთი წყლები, სადაც მარილის შემცველობა მიახლოებით 1 გ/ლ არ აღემატება. მაგრამ შუა აზიასა და ამიერკავკასიაში სარწყავად იყენებენ უფრო მეტად მარილიან წყლებს. მაგალითად: მდ. შირაბადის წყლის მარილიანობა უდრის 3 გ/ლ, ატრეკისა კი — 1,9 გ/ლ.

წყალში სულფატური მინერალები ჰიდროტექნიკურ ნაგებობებზე, განსაკუთრებით ბეტონის დანადგარებზე, ცუდად მოქმედებს. ამიტომ უკანასკნელ დროს მძლავრ ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა მშენებლობასთან ერთად მიმდინარეობს წყლის ქიმიური შესწავლაც.

§ 18. წყლის ფიზიკური თვისებები

წყალი ბუნებაში სამ მდგომარეობაში გვხვდება: თხევად, მყარ და ორთქლის მდგომარეობაში. თითოეული გამოირჩევა თავისი ფიზიკური თვისებებით. წყლის ერთი მდგომარეობიდან მეორეში გადასვლას განაპირობებს ტემპერატურა და წნევა. ჩვეულებრივად წყალი ორთქლის მდგომარეობიდან ტემპერატურის დაწვევის დროს ჯერ გადადის თხევად მდგომარეობაში, ხოლო შემდეგ—მყარში. ტემპერატურის გადიდებისას კი, პირიქით, მყარიდან ხდება თხევადი, შემდეგ — ორთქლი.

1 გრამი წყლის გაყინვის დროს გამოიყოფა 79,7 გ/კალორია სითბო. სითბოს იგივე რაოდენობა დაიხარჯება ყინულის გადნობის დროს. ასეთ სიბოძს ყინულის დნობის ფარულ სითბოს უწოდებენ.

წყლის გაყინვისა და ყინულის დნობის ტემპერატურა ნორმალური წნევის დროს 0°-ს ტოლია. წნევის მომატების დროს ყინული დნება არა 0°-ზე, არამედ უარყოფით ტემპერატურებზე, ხოლო განსაზღვრული წნევის შემდეგ წყალი შეიძლება გაიყინოს დადებითი ტემპერატურების დროსაც. ეს კარგად ჩანს მე-2 ცხრილიდან.

ცხრილი 2

წყლის გაყინვის ტემპერატურის ცვლა წნევის მომატებასთან ერთად
(ა. ვ. ოგიესკის მიხედვით)

წნევა კგ/სმ ²	1,03	17,8	615	1625	2200	3530	6320	20670
წყლის გაყინვის ტემპერატურა	0	-0,13	-5	-15	-22	-17	+0,16	+76

ცდით დადგენილია, რომ 1 ატმოსფეროს წნევის მომატებით ყინულის დნობის ტემპერატურა 0°,0073-ით მცირდება.

წყლის გაყინვის ტემპერატურა აგრეთვე დამოკიდებულია წყალში გახსნილ

¹ В. А. Ковда. Происхождение и режим засоленных почв, ч. I, М.—Л., 1946.

ნიეთიერებათა კონცენტრაციაზე, ე. ი. წყლის მარილიანობაზე. მარილიანობის მომატებით წყლის გაყინვის ტემპერატურა მცირდება.

ყინულის სიმკვრივე 0°-ზე უდრის 0,9167, ე. ი. წყალზე უფრო ნაკლებია ან, როგორც ამბობენ, ყინული წყალზე უფრო მსუბუქია. ამ შოვლესას დიდი მნიშვნელობა აქვს ბუნებაში.

წყალსაცავებში ყინული ზედაპირზე ცურავს და გაყინვისაგან იცავს წყლის ქვედა ფენას. ყინული რომ წყალზე მძიმე ყოფილიყო, წყალსაცავში წყალი ფსკერამდე გაიყინებოდა.

ყინულის სიმკვრივის შემცირებით მისი მოცულობა 10%-ით იზრდება პირველად მოცულობასთან შედარებით. მოცულობის გადიდებისას წარმოიშობა უდიდესი ძალა, რომელიც შეზღუდულ სივრცეში დიდ წნევას ავითარებს, რის შედეგად ხშირად სკდება 1 სმ-ზე მეტი სისქის კედლის მქონე თუჯის ქურქული. ამითვე აიხსნება მთის ქანების დაშლა (ყინულოვანი გამოფიტვა). ქანების ნაპრალებსა და ფორებში არსებული წყალი გაყინვის დროს დიდი ძალით აწვება მათ კედლებს და ანგრევს ქანებს უფრო წვრილ ნაწილაკებად.

უძრავ მდგომარეობაში წყალი შეიძლება გადაციებული იყოს. ლაბორატორიულ პირობებში შეძლეს ქიმიურად სუფთა წყალი გაეციებინათ — 72°-მდე, მაგრამ ასეთი გადაციებული წყალი ოდნავი შერჩევით ან შიგ ყინულის კრისტალების, ანდა ქვიშის ნაწილაკების შეტანით მაშინვე ყინულად იქცევა. ბუნებრივ წყალსაცავებში გადაციებული წყალი შეიძლება შეგვხვდეს — 0°,05-მდე, ხოლო ნიადაგსა და გრუნტში შეიძლება მნიშვნელოვნად მეტიც იყოს.

თოვლი წნევით ყინულად გადაიქცევა. ასე წარმოიშობა ყინვარები და ყინვარული გლეტჩერები.

ნორმალური წნევის დროს (760 მმ) ქიმიურად სუფთა წყლის დუდილის ტემპერატურა 100°-ს უდრის. წნევის მომატებით წყლის დუდილის ტემპერატურა იზრდება (ცხრილი 3).

ცხრილი 3

წყლის დუდილის ტემპერატურის ცვალებადობა ატმოსფეროს წნევის ცვლასთან დაკავშირებით (ლ. კ. დავილოვისა და ნ. გ. კონკინის მიხედვით)

ატმოსფერული წნევა მმ-ში	970	980	990	1013	1020
დუდილის ტემპერატურა გრადუსებში	98,8	99,1	99,4	100	100,2

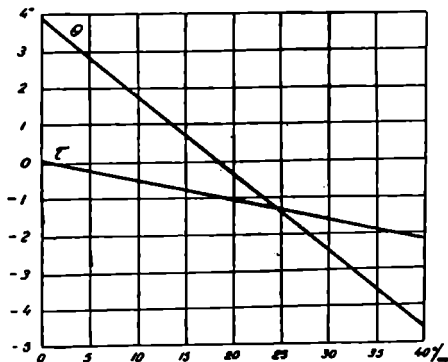
ერთი გრამი წყლის აორთქლებაზე იხარჯება 597 კ/კალორია სითბო 0°-ის დროს. იგივე სითბოს რაოდენობა გამოიყოფა წყლის ორთქლის კონდენსაციის დროსაც. სითბოს ასეთ რაოდენობას ორთქლწარმოქმნის ფარულ სითბოს უწოდებენ.

სუფთა ყინულისა და თოვლის ორთქლწარმოქმნის ფარული სითბო 0°-სას 677 კ/კალორიას უდრის.

წყლის გაყინვის ტემპერატურისა და წყლის უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურის დამოკიდებულება წყლის მარილიანობასთან. წყლის გაყინვის ტემპერატურა მცირდება წყლის მარილიანობის მომატებით. გარდა ამისა, ცნობილია, რომ მარილიანობის ცვალებადობით იცვლება დამოკიდებულება წყლის უდი-

დესი სიმკვრივის ტემპერატურასა და მარილიანობას შორის. 24,7%-ზე ნაკლები მარილიანობის დროს წყლის უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურა ყოველთვის მეტია წყლის გაყინვის ტემპერატურაზე, ხოლო 24,7%-ზე მეტი მარილიანობის დროს, პირიქით, წყლის უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურა მცირეა გაყინვის ტემპერატურაზე (ნახ. 2).

ამგვარად, 24,7%-ზე მეტი მარილიანი წყლის გაცივებისას პირველად დგება გაყინვის ტემპერატურა, ხოლო შემდეგ — უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურა.



ნახ. 2. წყლის უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურისა და ზღვის წყლის გაყინვის ტემპერატურის (θ_f) დამოკიდებულება მის მარილიანობასთან ($\rho/100$).

ტურა. ზღვის წყლის ზედაპირული ფენის გაცივებასთან ერთად დიდდება სიმკვრივე და წარმოიქმნება ვერტიკალური კონვექცია. ზედაპირული წყლის ფენა, როგორც უფრო მკვრივი, დაიწყებს ქვევით სვლას, ქვევიდან ზევით კი მის ნაცვლად ამოდის ნაკლებ მკვრივი და უფრო თბილი წყალი. ვერტიკალური კონვექცია გრძელდება წყლის გაყინვის ტემპერატურის მიღწევის შემდეგაც, რაც ანელებს ყინულის წარმოქმნის პროცესებს. წყალსაცავებში მარილიანობა 24,7%-ზე ნაკლებია, ამიტომ გაცივების დროს პირველად დგება წყლის უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურა და კონვექცია წყდება ადრე, ვიდრე წყალი გაცივდებოდეს გაყინვის ტემპერატურამდე. ეს კი აჩქარებს ყინულწარმოქმნის პროცესებს.

ზღვის წყლის გაყინვის დროს მასში არსებული მარილების მთელი შედგენილობა არ იყინება, ნაწილი რჩება ხსნარის სახით, რაც იწვევს წყლის ქვედა ფენებში მინერალიზაციის გადიდებას. ეს კი, თავის მხრით, ხელს უშლის ყინულწარმოქმნას.

მაგრამ არის ფაქტორები, რომლებიც ხელს უწყობს და აჩქარებს ყინულწარმოქმნის პროცესებს. წყლის ზედაპირზე მოსული თოვლი აცივებს მის ზედაპირულ ფენას. მდინარეთა წყლები, რომლებიც ჩაედინება ზღვებსა და ოკეანეებში, აგრეთვე მოსული ატმოსფერული ნალექები ამცირებს ზღვის წყლის ზედაპირული ფენების მინერალიზაციას, გაყინვის ტემპერატურას და აჩქარებს ყინულწარმოქმნის პროცესებს.

სუფთა. გამოხდილი წყლის სიმკვრივე ყოველთვის ერთნაირი არ არის. იგი დამოკიდებულია ტემპერატურის ცვალებადობაზე. ქიმიურად სუფთა წყალი უდიდეს სიმკვრივეს აღწევს $+ 4^{\circ}$ -ზე, მარილიან წყალს კი უდიდესი სიმკვრივე აქვს უფრო დაბალი ტემპერატურის დროს. მაგალითად, თუ ერთ ლიტრ წყალში გახსნილია 40 გრამი მარილი. მაშინ მის უდიდეს სიმკვრივეს ადგილი ექნება $- 4.0^{\circ}$ -ზე.

როგორც ჩანს, 4° -დან ტემპერატურის დაკლებისას ან მომატებისას წყლის სიმკვრივე თანდათან კლებულობს. საზომ ერთეულად მიღებულია ქიმიურად სუფთა წყალი 4° -ის დროს. ერთი კუბური სანტიმეტრი სუფთა წყლის წონა 4° -ის დროს 1 გრამს უდრის. წყლის ეს თვისება გამოყენებულია წონითი ერთეულების ეტალონად.

წყლის სითბოგამტარობა და თბოტევადობა. წყალი სითბოს ცუდი გამტარია. ამიტომ მზის სითბოს მთავარ მასას წყლის ზედა ფენები აკავებს; წყლის ფენის პირველი მილიმეტრი შთანთქავს 5%-მდე სითბოს, პირველი სანტიმეტრი — 27%-მდე, პირველი დეციმეტრი — 45%, პირველი მეტრი — 64%-მდე, 10 მეტრის სიღრმეზე წყალი შთანთქავს მზის სითბოს 18%, 100 მეტრის სიღრმეზე კი — 1%-მდე.

წყალი მცირე თბოგამტარობით ხასიათდება. იგი 720-ჯერ ნაკლებ სითბოს ატარებს, ვიდრე ვერცხლი, 80-ჯერ ნაკლებს — ვიდრე რკინა და 2,4-ჯერ ნაკლებს — ვიდრე ქვიშა.

ქიმიურად სუფთა წყლის თბოგამტარობის კოეფიციენტი 20° ტემპერატურის დროს, ვებერის მიხედვით, უდრის $13,3 \cdot 10^{-4}$ კალ/სმ წამ-გრადუსს. ეს ნიშნავს, რომ დროის ერთეულში (1 წამი) წყლის ზედაპირის ერთეულზე (1 სმ²) პერპენდიკულარული მიმართულებით ჩაედინება $13,3 \cdot 10^{-4}$ კალორია სითბო, როდესაც ამავე მიმართულებით წყლის ტემპერატურა ყოველი სანტიმეტრის სიღრმეზე 1° -ით მცირდება.

წყლის დაბალი თბოგამტარობის შედეგად ბუნებრივ წყალსაცავებში წყლის გათბობა უმთავრესად წყლის აღრევიტ წარმოებს, რაც სხვადასხვა სიმკვრივის წყლების გადანაცვლებით ხდება ანდა ქარის სამუალებით წარმოშობილი ღელვით. ამით აიხსნება ის, რომ წყალსატევებში წყლის წყნარი მდგომარეობისას სითბოს გავრცელება ვერტიკალური მიმართულებით ძალზე მცირე მასშტაბით მიმდინარეობს.

ყინულის თბოგამტარობა გაცილებით ნაკლებია წყლის თბოგამტარობაზე. ყინულის თბოგამტარობა დაახლოებით $5 \cdot 10^{-7}$ კალ/სმ² წამ-გრადუსს უდრის. თოვლისა კი უფრო მცირეა. წყლის ზედაპირზე წარმოქმნილი ყინულის საფარი მცირე თბოგამტარობით ამცირებს წყლის მასის შემდეგ გაცივებას. ამის გამო ყინულის ზრდასთან დაკავშირებით ნელდება მისი გადიდება სისქეში. ყინულის სისქის ზრდას აგრეთვე ხელს უშლის ყინულზე თოვლის დაგროვება.

წყლის თბოტევადობა გაცილებით მეტია სხვა სხეულების თბოტევადობაზე. თუ წყლის თბოტევადობას 1.00 ტოლად მივიღებთ, როდესაც მისი მარილიანობა 0% ი. მაშინ ყინულის თბოტევადობა უდრის 0.505, ჰაერისა — 0,237, კვარცისა -- 0,191, თუჩისა — 0,13, ტყვიისა -- 0.032. მარილიანი წყალი უფრო ნაკლებ თბოტევადია. ვიდრე მტკნარი წყალი.

წყლის დიდი თბოტევადობა ხელსაყრელ პირობებს ქმნის წყლის ტემპერატურის გადიდებისათვის. წყლის მასა მზის სითბურ ენერგიას დიდი რაოდენობით შთანთქავს, ხოლო შემდეგ გამოყოფს აორთქლების დროს. წყალი გვიან თბება და გვიან ცივდება. სითბური ენერგიის გამოყოფა უმთავრესად წლის ცივ პერიოდში წარმოებს, როდესაც ჰაერის ტემპერატურა უფრო დაბალია, ვიდრე წყლისა. ამიტომ არის, რომ ზამთარში ზღვების სანაპიროებზე უფრო თბილა, ვიდრე ზღვიდან დაშორებულ ადგილებში.

წყლის ბრუნვა ბუნებაში

§ 14. ატმოსფეროს, ხმელეთისა და მსოფლიო ოკეანის წყალთა ურთიერთობებზე

ბუნებაში წყლის მოლეკულები შინაგანი და გარეგანი ძალების მოქმედებით მუდმივ მოძრაობაში იმყოფება. წყლის ობიექტებსა და მის გარე სამყაროს შორის წყლის გაცვლა-გამოცვლა მუდმივად წარმოებს. წყლის ნაწილაკები ამა თუ იმ საშუალებით ერთი წყალსატევიდან მეორეში გადადის, მეორედან — მესამეში, ჰაერის დინებით გადადის ხმელეთზე და ა.შ. როდესაც წყლის ნაწილაკები პირველ წყალსატევს დაუბრუნდება, იწყება განმეორებითი მოქმედება. მზის რადიაციის გავლენით მსოფლიო ოკეანის ზედაპირიდან, ხმელეთის წყლებიდან, ხმელეთის ზედაპირიდან, მცენარეული საფარიდან და ორგანული სამყაროდან ყოველწლიურად ორთქლდება 518,6 ათასი კუბ. კმ წყლის მასა. წყლის ორთქლი ადის ატმოსფეროში, სადაც იგი ვრცელდება დიფუზიის გზით, ვერტიკალური კონვექციით. ატმოსფეროში მოხვედრილი წყლის მასა ორთქლის სახით ჰაერის დინების საშუალებით ხმელეთზე გადაიტანება. აქ ხელსაყრელ პირობებში ხდება მისი კონდენსაცია და წყლად ქცეული დედამიწის ზედაპირზე მოდის ატმოსფერული ნალექების (წვიმის, თოვლის, სეტყვის) სახით. დედამიწის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექების ნაწილი ისევ ორთქლდება, ნაწილი გრუნტში ჩაიჭრება და გრუნტის წყლებს ასაზრდოებს, რომელიც შემდეგ გამოდის მზის სინათლეზე და მდინარეებსა და ზღვებს უერთდება. მოსული ატმოსფერული ნალექების ნაწილი მდინარეებში ჩაედინება, რომლებიც ოკეანეებსა და ზღვებს უერთდება. ამგვარად მთავრდება წყლის ბრუნვა ბუნებაში. მზის რადიაციის მუდმივი მოქმედებით დედამიწის ზედაპირზე გამუდმებით წარმოებს აორთქლების პროცესები და მასთან დაკავშირებული წყლის ბრუნვა.

მზის რადიაციის სიდიდე ძალიან დიდია. მზიდან დედამიწაზე ყოველწლიურად $13,4 \cdot 10^{20}$ კგ კალორია სითბო აღწევს. სითბოს ეს რაოდენობა ეთანაბრება 200 კვადრლიონი ტონა ქვანახშირის დაწვით გამოყოფილ სითბოს. 518,6 ათასი კუბ. კმ წყლის მასის აორთქლებაზე, რომელიც მონაწილეობს წყლის ბრუნვაში, დაახლოებით $3,0 \cdot 10^{20}$ კგ კალორია სითბო იხარჯება, ე. ი. ბუნებაში წყლის ბრუნვაზე იხარჯება დედამიწაზე მოსული მზის სითბური ენერჯიის 22%.

დედამიწის ზედაპირიდან ატმოსფეროში ასული მთელი ორთქლის რაოდენობის 86,5% მსოფლიო ოკეანის ზედაპირიდან აორთქლებულ წყლის მასაზე მოდის, ხოლო 13,5% ხმელეთიდან ორთქლდება.

მსოფლიო ოკეანისა და ხმელეთის ზედაპირიდან აორთქლება ყველგან ერთნაირი რაოდენობით არ ხდება. ეკვატორის ზოლში მაღალი ტემპერატურის გამო ჰაერის მასები სწრაფად თბება და მაღლა ადის, ქვედა ფენებს კი ტროპი-

კებიდან შემოჭრილი შედარებით უფრო ცივი ჰაერის მასები იკავებს. ეკვატორულ ზოლში თბილი ტენიანი ჰაერის მასების ასვლის გამო წარმოიქმნება ატმოსფერული ნალექები და ორთქლის დიდი რაოდენობა, ე. ი. ხდება ორთქლით გაჯერება, რაც ასუსტებს აორთქლების ინტენსივობას, ხოლო მის მახლობლად, ტროპიკულ ზოლში, სადაც ჰაერი გამჭვივალეა და ორთქლითაც ნაკლებადაა გაჯერებული, აორთქლება დედამიწის ზედაპირიდან ინტენსიურად ხდება.

გერმანელი მეცნიერის ლიუტგენსის დაკვირვებით, ეკვატორზე აორთქლების რაოდენობა დღე-ღამეში 4 მმ უდრის, წელიწადში კი — 1,5 მეტრს. ტროპიკების ზოლში, სადაც ჰაერი გამჭვივალეა, აორთქლება წლიურად 3 მეტრს აღწევს.

გეოფიზიკოს ვიუსტის (გერმანია) დაკვირვებით, ოკეანეების ზედაპირიდან ყველაზე დიდი რაოდენობით აორთქლება ჩრდ. განედის 10—40° და სამხრ. განედის 0—30° პარალელებს შორის ხდება. ამ ზოლში წლიურად აორთქლება ჰარბობს მოსულ ატმოსფერულ ნალექებს, ხოლო ოკეანეების დანარჩენ ნაწილში, ე. ი. მაღალ განედებში, აორთქლებას დიდად აღემატება მოსული ატმოსფერული ნალექები.

ამგვარად, მზის რადიაციის გავლენით დედამიწის სფეროს წყლები მთლიანობაშია. მზის რადიაციით წყლის მასები ორთქლად იქცევა, ორთქლი კონდენსაციის შემდეგ — წყლად და პირველად მდგომარეობას უბრუნდება, ისევე იწყებს აორთქლებას და ა. შ. ამიტომაც, რომ ოკეანეებისა და ზღვების წყლის დონე წლისა და მრავალწლიურ პერიოდში მცირე რყევადობით ხასიათდება და ნაპირებზე არ გადმოდის. წყლის ბრუნვის პროცესით დედამიწის წყლები დაკავშირებულია ერთიმეორესთან და ერთიან მთლიან კომპლექსს წარმოადგენს.

წყლის ბრუნვა ბუნებაში კარგად არის შესწავლილი მეცნიერების მიერ. ისინი წყლის ბრუნვის ორ სახეს გამოყოფენ: 1) მცირე წრის ბრუნვას და 2) დიდი წრის ბრუნვას.

წყლის ბრუნვის მცირე წრე განსხვავდება დიდი წრის ბრუნვისაგან. მსოფლიო ოკეანიდან აორთქლებული წყლის მასა აღის ატმოსფეროში, განსაზღვრულ სიმაღლეზე აღწევს კონდენსაციის ზონას, სადაც ორთქლი თხევად მდგომარეობაში გადადის და ატმოსფერული ნალექების სახით უბრუნდება ოკეანის ზედაპირს, აქედან კი განმეორებით იწყებს აორთქლებას და ა. შ. ამგვარად, შეიკვრება წყლის ბრუნვის მცირე წრე. ამ შემთხვევაში ოკეანიდან აორთქლებული წყლის მასა მთლიანად უბრუნდება ოკეანეს.

თუ აღვნიშნავთ ოკეანებიდან აორთქლებას $x_{ოკ.}$, ოკეანის ზედაპირზე მოსულ ატმოსფერულ ნალექებს — $x_{ნ.}$ და მდინარეების ჩამონადენი წყლის რაოდენობას $y_{ზ.}$ -ით, შეიძლება დაიწეროს წყლის ბრუნვის მცირე წრის ბალანსის განტოლება:

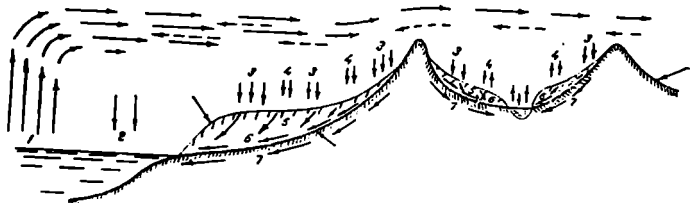
$$x_{ოკ.} = x_{ნ.} + y_{ზ.},$$

ე. ი. აორთქლება ოკეანის ზედაპირიდან უდრის ოკეანის ზედაპირზე მოსულ ატმოსფერულ ნალექებს პლუს ხმელეთიდან ჩამონადენი.

ატმოსფეროში ასული ორთქლის ნაწილი ჰაერის დინებათა სამუშაოებით გადის ხმელეთზე, სადაც ხელსაყრელ პირობებში ხდება მისი კონდენსაცია და ატმოსფერული ნალექების სახით მოდის ხმელეთის ზედაპირზე, რომლის ნაწილი მდინარეების სამუშაოებით უბრუნდება ზღვებსა და ოკეანეებს. რამდენჯერაც

არ უნდა განმეორდეს ნალექების მოსვლის პროცესი და მისი აორთქლება, საბოლოოდ ჰაერის დინებათა მიერ ხმელეთზე მოტანილი წყლის რაოდენობა ჩამონადენის საშუალებით მაინც უერთდება ოკეანეს.

განხილული წყლის ბრუნვის სქემა მხოლოდ გამარტივებით არის წარმოდგენილი, სინამდვილეში კი ეს მოვლენა გაცილებით უფრო რთულია. ხმელეთზე გადმოტანილი ორთქლი მთლიანად არ უბრუნდება მდინარეებით წყლის იმ ობიექტებს, საიდანაც იგი აორთქლდა. ნაწილი იხარჯება ზოგიერთი მინერა-



ნახ. 3. ბუნებაში წყლის ბრუნვის სქემა (ა. ი. ჩეხოტარევის მიხედვით).

1 — ოკეანიდან აორთქლება; 2 — ოკეანეთა ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექები; 3 — ხმელეთზე მოსული ატმოსფერული ნალექები; 4 — ხმელეთიდან აორთქლება; 5 — მდინარეთა მიწისქვეშა და ზედაპირული ჩამონადენი; 6 — მდინარეთა ჩამონადენი უჩანადენო ტერიტორიაზე; 7 — ოკეანეებში მიწისქვეშა ჩამონადენი (უჩანადენო ტერიტორიიდან); 8 — ტენცელა ოკეანეებსა და ხმელეთს შორის.

ლის ჰიდრატაციაზე და გამოდის წყლის საერთო ბრუნვიდან. ხოლო ნაწილი — დაახლოებით 7,7 კუბ. კილომეტრი — ასრულებს ბრუნვას უჩანადენო მხარეებში. აქ წყლის ბრუნვას ნაწილობრივ დამოუკიდებელი ხასიათი აქვს, მაგრამ მას მაინც აუცილებლად კავშირი აქვს ბუნებაში საერთო წყლის ბრუნვასთან. უჩანადენო მხარეების წყლის ბრუნვის თავისებურება მსოფლიო ოკეანესთან შედარებით არის ის, რომ უჩანადენო მხარეებიდან წყალი მოხვედბა ოკეანეებში არა ზედაპირული ჩამონადენის სახით, არამედ ჰაერის დინებით გადატანილი ორთქლის საშუალებით.

უჩანადენო ტერიტორიის საერთო ფართობი დედამიწის ზედაპირზე დაახლოებით 32 მილიონ კვ. კილომეტრს უდრის. ყველაზე დიდი უჩანადენო ტერიტორიის ნაწილი არალისა და კასპიის ზღვების აუზებზე მოდის, სადაც ჩაედინება მდინარეები: ვოლგა, ურალი, თერგი, მტკვარი, სირა-დარია, ამუ-დარია და სხვ. უჩანადენო ტერიტორიებს მიეკუთვნება საპარის უდაბნო, არაბეთისა და ცენტრალური ავსტრალიის უდაბნოები და სხვ.

წყლის ბრუნვა გულისხმობს წყლის რაოდენობის უცვლელობას დედამიწის სფეროზე. სინამდვილეში ეს დებულება სავსებით მართებული არ არის. ფიქრობენ, რომ თანამედროვე ოკეანეები და ზღვები წარმოიშვა იმ ორთქლის კონდენსაციით და იმ ქანგბადისა და წყალბადის ქიმიური შეერთებით შედეგად, რომელიც დედამიწის პირველად მაგმას გამოეყო. მიწის ქერქის გამკვრივების გამო აღნიშნული პროცესები თანდათან შესუსტდა. მაგრამ ადგილი აქვს მნიშვნელოვან ფართობებზე ისეთი წყლების გამოსვლას, რომლებიც პირველად გამო-

ღია დედამიწაზე და მონაწილეობს ააერთო წყლის ბრუნვაში „იუვენილური“ წყლების სახით. ეს წყლები ავსებს იმ წყლის დანაკარგს. რომელიც გამოვიდა წყლის ბრუნვიდან ჰიდრატაციისა და უჩანადენო ტერიტორიის მიერ წყლების ჰითვისებით. შემატებული „იუვენილური“ წყლებისა და ჰიდრატაციის დროს დაკარგული წყლების რაოდენობის სიდიდე არ არის განსაზღვრული, მაგრამ უნდა ვიფიქროთ, რომ წყლის ბრუნვაში მოქმედი წყლების დანაკარგი და „იუვენილური“ წყლების რაოდენობა ერთნაირი უნდა იყოს. სქემატურად წყლის ბრუნვის საერთო სახე დედამიწის ზედაპირზე გამოხატულია ნახ. 3-ზე.

§ 16. ღეაღმიწის სფეროს წყლის ბალანსის ბანტილება

როგორც აღინშნული იყო, ჰიდროსფეროს წყლის საერთო მარაგი ვერხადსკის მიხედვით 14.10⁹ კმ³ უდრის. აქედან ყოველწლიურად წყლის ბრუნვის პროცესში მონაწილეობს მხოლოდ 518,6 ათასი კმ³ ან ჰიდროსფეროს საერთო წყლის მარაგის 0,037%.

შეიძლება ვიგულისხმოთ, რომ ჰიდროსფეროს წყლის მარაგი არ იცვლება და წყლის მოცულობა, რომელიც მონაწილეობს საერთო წყლის ბრუნვაში, უცვლელი რჩება. ამას მოწმობს დღევანდელ გეოლოგიურ ეპოქაში მსოფლიო ოკეანის ზედაპირული დონის მუდმივობა. ამგვარად, შეგვიძლია ვივარაუდოთ, რომ ბუნებაში გასული წყლის რაოდენობა (აორთქლება) ტოლია შემოსული წყლის რაოდენობისა (ატმოსფერული ნალექები). ამ ორ სიდიდეს შორის თუ არსებობს წონასწორობა, იგი შეიძლება გამოისახოს მარტივ განტოლებათა სახით მთელი დედამიწის სფეროსათვის და მისი ცალკეული ნაწილებისათვის. თუ აღვნიშნავთ:

შ_{ოკ}. — მსოფლიო ოკეანიდან აორთქლებული წყლის მასის რაოდენობა.

ზ_{ხა}. — ხმელეთის ზედაპირიდან აორთქლებული წყლის მასის რაოდენ.

ზ_ფ. — უჩამონადენო ტერიტორიიდან აორთქლებული წყლის მასის რაოდენ.

შ_{ოკ}. — მსოფლიო ოკეანის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენ.

ზ_{ხა}. — ხმელეთის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენ.

შ_ფ. — უჩამონადენო ტერიტორიაზე მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენ.

ყ_{ხა}. — ხმელეთიდან მდინარეული ჩამონადენის რაოდენ.

აქედან შეგვიძლია შევადგინოთ შემდეგი სახის წყლის ბალანსის განტოლებები:

1) წყლის მცირე წრის ბრუნვისათვის (ოკეანის ფარგლებში)

$$შ_{ოკ} = Z_{ოკ} + ყ_{ხა};$$

2) წყლის მცირე წრის ბრუნვისათვის (ხმელეთის ფარგლებში)

$$Z_{ხა} = Z_{ხა} - ყ_{ხა};$$

3) წყლის მცირე წრის ბრუნვისათვის (უჩამონადენო ადგილებში)

$$Z_{ფ} = Z_{ფ}.$$

თუ გავაერთიანებთ პირველ ორ განტოლებას, მივიღებთ წყლის ბრუნვის დიდი წრის განტოლებას:

$$\begin{aligned} &+ \frac{X_{01} = X_{02} + Y_{02}}{X_{02} = X_{01} - Y_{02}} \\ &X_{01} + X_{02} = X_{01} + X_{02} \end{aligned}$$

მთლიანად დედამიწის სფეროსათვის წყლის ბალანსის განტოლება შეიძლება შემდეგი სახით გამოვსახოთ:

$$Z_{\text{დ.ბ.გ.}} = X_{01} + X_{02} + X_{03} = X_{01} + X_{02} + X_{03}$$

როგორც განტოლებიდან ჩანს, დედამიწის სფეროდან აორთქლებული წყლის მასა ტოლია დედამიწის სფეროზე მოსული ატმოსფერული ნალექებისა.

წყლის ბალანსის ცალკეულ სიდიდეთა გამოანგარიშება პირველად ე. ა. ბრიუნენერმა მოგვცა 1905 წელს, ხოლო შემდგომმა მკვლევრებმა მასში ზოგიერთი შესწორება შეიტანეს.

მ. ი. ლვოვიჩმა¹ (1945) მოგვცა კონკრეტული გაანგარიშება წყლის იმ მოცულობისა, რომელიც მონაწილეობს დედამიწის ზედაპირზე წყლის ბრუნვაში (იხ. ცხრ. 4).

ცხრილი 4

წყლის მოცულობა, რომელიც მონაწილეობს წყლის ბრუნვაში
დედამიწის სფეროზე (მ. ი. ლვოვიჩის მიხედვით)

მხარე	ფართობი მლნ კმ ²	წყლის ბრუნვის ელემენტები	წლიურად	
			მოცულობა (ათას კმ ³)	წყლის ფენის სიმაღლე მმ-ით
მსოფლიო ოკეანე	361	ატმოსფერული ნალექები	411,6	1140
		მდინარეული ჩამონადენი	36,3	100
		აორთქლება	447,9	1240
ხმელეთი ჩამონადენით	117	აორთქლება	63	540
		მდინარეული ჩამონადენი	36,3	310
		ატმოსფერული ნალექები	99,3	850
უჩამონადენო მხარე	32	აორთქლება	7,7	240
		ატმოსფერული ნალექები	7,7	240
მთლიანად დედამიწის სფეროსათვის	510	აორთქლება ოკეანიდან	447,9	875
		აორთქლება ხმელეთიდან	70,7	140
		ნალექები, ანუ აორთქლება დედამიწის სფეროზე	518,6	1015

როგორც მე-5 ცხრილიდან ჩანს, დიდი ჩამონადენით ხასიათდება სსრ კავშირის ევროპული ნაწილის ჩრდილო და ჩრდილო-დასავლეთი მხარე; აზიის ტერიტორიაზე საბჭოთა კავშირის ფარგლებში მეტი ჩამონადენი მოდის ბერინგის, ოხოცისა და იაპონიის ზღვების აუზებში.

ევროპულ ნაწილში უფრო მცირე ჩამონადენით გამოირჩევა სამხრეთი და განსაკუთრებით სამხრეთ-აღმოსავლეთი ტერიტორია. ზედაპირული ჩამონადენი აქ მცირე ზომის წყალშემკრები აუზის მქონე მდინარეებს აქვს გაზაფხულ-

¹ М. И. Львович, Элемьнты водного режима рек земного шара, Труды НИУ, ГУГМС, сер. IV, вып. 18, 1945.

წყლის მოცულობა, რომელიც მონაწილეობს წყლის ბრუნვაში საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ფარგლებში

ზღვების აუზები	ფართობი კმ ²	ნალექები		ჩამონადენი		ორთქლება		ჩამონადენის კოეფიციენტი
		სმ	კმ ³	სმ	კმ ³	სმ	კმ ³	
ბალტიისა და თეთრი ზღვები	1000	50	500	35	346	15	154	0,70
ბალტიის ზღვა	600	63	378	26	158	37	220	0,42
შავი და აზოვის ზღვები	1200	55	660	13	158	42	502	0,24
კასპიის ზღვა	2900	40	1160	10	284	30	576	0,24
არალისა და სხვა უჩამონადენო ტერიტორია	2000	22	440	5	94	17	346	0,21
კარის ზღვა	6100	12	2560	19	1160	23	1394	0,45
ლაპტევის, აღ. ციმბირის.	4600	29	1130	19	882	10	448	0,66
ჩუკოტკის, ბარენციის, ოხოტის, იაპონიის ზღვები	3200	50	1600	270	850	23	750	0,53
სულ	21600	40	9624	18	3938	22	4684	0,46

ზე, ისიც არა ყოველთვის; ჩამონადენის მინიმუმი არალის ზღვის აუზშია, ყაზახეთისა და არალო-თურანის უდაბნოებში ჩამონადენი სრულებით არ არის.

სსრ კავშირის ტერიტორიაზე წელიწადში საშუალოდ 40 სმ ატმოსფერული ნალექი მოდის, ანუ 8628 კუბ. კილომეტრი წყლის მასა, რაც შეესატყვისება 15 სმ ჩამონადენი ფენის სიმაღლეს. სსრ კავშირის ხმელეთის ზედაპირიდან წელიწადში საშუალოდ 22 სმ. ანუ 4690 კუბ. კმ წყალი ორთქლდება.

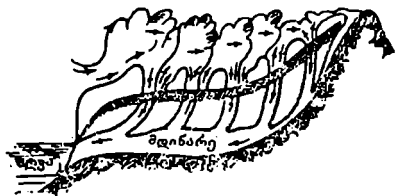
§ 16. შიდაკონტინენტური წყლის ბრუნვა

როგორც აღნიშნული იყო, ოკეანის ზედაპირიდან ორთქლებული წყლის მასის ნაწილი ორთქლის სახით ჰაერის დინებათა საშუალებით ხმელეთზე გადადის. აქ ის კონდენსაციის შედეგად ატმოსფერული ნალექების სახით მოდის. რომლის ნაწილი მდინარეებითა და მიწისქვეშა წყლებით უბრუნდება ოკეანეს. ნაწილი კი ხმელეთის ზედაპირიდან განმეორებით ორთქლდება და ჰაერის დინებით ხმელეთის სიღრმეში იჭრება. აქაც განმეორებით ხდება მისი კონდენსაცია და მოდის ხმელეთის ზედაპირზე ატმოსფერული ნალექების სახით. მისი ნაწილი მდინარეებს მიაქვს ოკეანისაკენ, ხოლო ნაწილი კი ისევ ორთქლდება და კონდენსირდება; შორის ტოვებს იმ ოკეანეს, საიდანაც იგი პირველად აორთქლდა. ასე რომ არ იყოს, ჰაერის გამშრალებას უფრო ჩქარა ექნებოდა ადგილი დიდ ტერიტორიაზე. ი. ა. კაშინინისა და ს. პ. პოლოსიანის¹ მონაცემებით. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ატლანტის ოკეანიდან შემოჭრილი ორთქლი მთლიანად გაქრებოდა. მაგალითად, მდ. ლენის აუზში.

ოკეანიდან წყლის ორთქლის ხმელეთზე გადასვლის რაოდენობა დამოკიდებულია ჰაერის დინების მიმართულებაზე და ოკეანის სანაპირო ზოლში ხმელეთის რელიეფის ფორმებზე. წყნარი ოკეანე როგორც ამერიკის, ისე აზიის მხრიდან შემოსაზღვრულია მაღალი ქედებით, რომლებიც ხელს უშლის წყნარი

¹ X. П. Погосян, К. И. Кашнин, О влагообороте в атмосфере. Вопросы гидрометеорологической эффективности лесозащитного лесоразведения, Ленинград, 1950.

ოკეანიდან ორთქლია შემოქრას ხმელეთის შუაგულისაკენ. ორთქლის შემოქრას ამერიკის კონტინენტზე ხელს უშლის კორდილიერები. ხოლო აზიის კონტინენტზე დიდი ხინგანის, სიხოტე-ალინის, ჯუგჯურის, კოლიმისა და სხვა ქედები.



ნახ. 4. შერდაკონტინენტური წყლის ბრუნვის სქემა (ი. ი. კასატკინის მიხედვით).

ასევე უნდა ვიფიქროთ, რომ შავი ზღვიდან ორთქლის მასების შემოქრას დასავლეთ საქართველოში ხელს უშლის ჩაქვისა და კობულეთის ქედები. რის შედეგად ქ. ბათუმში ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამი 2600—3000 მმ აღწევს, ხოლო აღნიშნული ქედების აღმოსავლეთით კი ძალზე მცირდება. სურამის ქედთან 900 მმ-მდე ეცემა, აღმოსავლეთით კი უფრო კლებუ-

ლობს. შავი ზღვიდან ორთქლის შემოქრას ხელს უშლის კავკასიონის ქედიც. ოომლის სამხრეთი კალთები უფრო უხვი ნალექებით ხასიათდება, ვიდრე ჩრდილო კალთები.

სულ სხვა პირობებში წარმოებს ატლანტის ოკეანიდან წყლის ორთქლის შემოქრა ევროპის. აზიისა და ამერიკის კონტინენტებზე. აქ ჰაერის აღმავალ დინებათა მოქმედებას ხელს არ უშლის სანაპირო ზოლში აღმართული ქედები, ამიტომ ატლანტის ოკეანიდან ტენიანი ჰაერის მასები შორს იჭრება აღნიშნული კონტინენტების ტერიტორიაზე. იმ გზებს, საიდანაც იჭრება ტენიანი მასები, ბრიუენერი „შემოსასვლელ კიშკრებს“ უწოდებს. ევროპისათვის ასეთი „შემოსასვლელი კიშკრები“... ა. ა. კამისკის მიხედვით, არის სკანდინავიის ქედის სამხრეთით (ბალტიის მხარე). ხმელთაშუა ზღვის, მარმარილოსა და შავი ზღვის ჩრდილო და აღმოსავლეთი სანაპიროები.

გ. 5. ვისოკის და ი. ი. კასატკინის მიხედვით, წყლის ორთქლი, რომელიც ოკეანიდან შემოდის ხმელეთზე. მისი კონდენსაცია პირველად ხდება ზღვებისა და ოკეანეების სანაპირო ზოლში და მოდის უხვი ატმოსფერული ნალექების ახით, რომლის ნაწილი თბილ ამინდში ხმელეთის ზედაპირიდან ორთქლდება, ატმოსფეროში აღის და ჰაერის დინების საშუალებით უფრო შორს იჭრება ხმელეთის სიღრმეში. აქაც კონდენსაციის შემდეგ კიდევ მოდის ნალექები, რომლის ნაწილიც კვლავ ორთქლდება. თანდათანობით იჭრება ხმელეთის სიღრმეში და შ. (ნახ. 4).

ასეთი ტენიანი ჰაერის მასები საბჭოთა კავშირში შუა რუსეთის ამაღლებულ წარმოშობს ნალექებს, რომელთა წყლის დიდი ნაწილი მდ. ვოლგით ჩაედინება კასპიის ზღვაში (ტბაში). აქედან ის ხელახლა ორთქლდება, საიდანაც წყლის ორთქლი ჰაერის აღმავალი დინებით აღწევს აზიის მაღალ მთიან ნაწილს და ძლიერი გაცივების შედეგად წარმოშობს ყინვარებს.

ამგვარად, რამდენადაც მეტ აორთქლებას ექნება ადგილი ამა თუ იმ ტერიტორიაზე და რამდენადაც ნაკლები იქნება იმავე ტერიტორიიდან მდინარეული

ჩამოხადენი, მით უფრო მეტი ორთქლი შემოიკრება კონტინენტის სიღრმეში. ამიტომ უმჯობესია გაძლიერდეს შიდაკონტინენტური წყლის ბრუნვა ტენიანი მასების შემოქრის გზებზე უნდა გაშენდეს ტყეები და ჩატარდეს სხვადასხვა სახით აგრომელიორაციული სამუშაოები.

§ 17. ადამიანის მოქმედება შიდაკონტინენტური წყლის ბრუნვაზე

რამდენადაც მეტია შიდაკონტინენტური წყლის ბრუნვა, იმდენად ხელს უწყობს იგი საზღაო მეურნეობის განვითარებას. ი. ი. კასატკინი სამართლიანად აღნიშნავდა, რომ ადამიანს შეუძლია ზემოქმედება მოახდინოს შიდაკონტინენტური წყლის ბრუნვაზე, თუ დიდი მასშტაბით ჩაატარებს სხვადასხვა სახის აგრომელიორაციულ სამუშაოებს.

ბუნების გარდაქმნა ჩვენი ქვეყნის სამხრეთ მხარეში გააძლიერებს კონტინენტზე შიდა წყლების ბრუნვას. ქარსაცავ ტყეათა ზოლები, გუბურები, დიდი წყალსაცავები და სხვა აგრომელიორაციული ღონისძიებანი მდინარეების წყლების ნაწილს გადააქცევს აქტიურ ნიადაგურ წყლებად, რომლებსაც მცენარეები გამოიყენებენ.

მიღებული წყლიდან მცენარეული საფარი შეითვისებს მისთვის საჭირო ნივთიერებებს და წყლის ტრანსპირაციის გზით აორთქლებს თავისი ზედაპირიდან, წარმოშობილი წყლის ორთქლი კი ხელახლა მიიღებს მონაწილეობას შემდგომ წყლის ბრუნვაში. ამ მოვლენების რიცხობრივ გაანგარიშებას ეხება ჰიდროლოგებისა და მეტეოროლოგების მრავალი მეცნიერული ნაშრომი.

ო. ა. დროზდოვის მიხედვით, ჩვენი ქვეყნის სამხრეთ მხარეში ბუნების გარდაქმნასთან დაკავშირებით ქარსაცავი ზოლებისა და მელიორაციულ ღონისძიებათა ჩატარების შედეგად გადიდდება აორთქლება და ნალექების რაოდენობაც დაახლოებით 25 მმ-მდე მოიმატებს დასავლეთიდან ზავოლოჩიემდე.

ხმელეთზე წყლის ბრუნვის სწორი გამოკვლევა თავის დროზე მოცემული იყო ა. ა. კამინსკის შრომებში. იგი მიგვითითებდა, რომ ხმელეთის სიღრმეში ორთქლის გადანაცვლების გასაანგარიშებლად საჭიროა ვისარგებლოთ სინოტიკური რუკებითა და აეროლოგიური დაკვირვების მასალებით.

ნ. გ. კონკინას¹ მიხედვით, ტენბრუნვის ელემენტების გაანგარიშება ცალკეული განსაზღვრული ტერიტორიისათვის შეიძლება შემდეგნაირად ვაწარმოოთ: დავუშვათ, A (ნახ. 5) არის გარედან შემოსული წყლის ორთქლის რაოდენობა საშუალოდ წელიწადში. x — მოცემულ ტერიტორიაზე წლიურად მოსული ატმოსფერული ნალექების ჯამი, z — საშუალო წლიური აორთქლება, y — საშუალო წლიური ჩამონადენი, x , y და z სიდიდეები ერთმანეთთან კავშირშია წყლის ცნობილი ბალანსის განტოლებით:

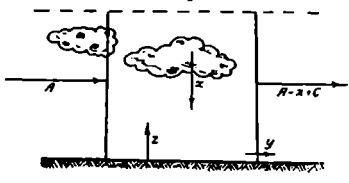
$$x = z + y.$$

განსახილველ ტერიტორიაზე გარედან შემოსულ წყლის ორთქლის A რაოდენობიდან ნაწილი გადაიტანება მეზობელ ტერიტორიაზე, ნაწილი იხარჯება ატმოსფერულ ნალექებზე, რომლებიც განსახილველ ტერიტორიაზე შემოვიდა ე. წ. „ადგილობრივი“ ნალექების სახით (x). მას შეუერთდება ნალექების ის რაოდენობა, რომელიც წარმოიშვა ადგილობრივი ორთქლიდან. ეს „ადგილობრივი“ ნალექები იქნება $x + x_1$. ამგვარად, ნალექების საერთო რაოდენობა გან-

¹ Л. К. Давыдов и Н. Г. Конкина, Общая гидрология, Ленинград, 1959.

სახდრული ტერიტორიისათვის იქნება „ადგილობრივი“ წარმოშობისა და გარედან შემოსული ორთქლის კონდენსაციით მიღებული ნალექების ჯამი.

წყლის ორთქლი მთლიანად არ იხარჯება ნალექების წარმოშობაზე, არაქედ მისი ნაწილი გადადის განსახილველი ტერიტორიის გარეთ. თუ გადასული ორთქლის რაოდენობას აღვნიშნავთ c -თი (ატმოსფერული ჩამონადენი), მივიღებთ შემდეგ განტოლებას: $z = (x - x_1) + c$. აქედან



ნახ. 5. ტენბრუნვის სქემა.

$$x_1 = c + y$$

უკანასკნელი განტოლება გვიჩვენებს, რომ „ადგილობრივი“ ნალექები უდრის განსახილველი ტერიტორიიდან გასული ორთქლის რაოდენობისა და იმავე ტერიტორიის მდინარეული ჩამონადენის რაოდენობის ჯამს. ეს კარგად ჩანს მოტანილი სქემიდან (ნახ. 5).

განტოლება $x = c + y$ -ით შეგვიძლია გამოვიანგარიშოთ ტენბრუნვა სასურველი ტერიტორიისათვის. თუ ვიცით, მაგალითად, x და x_1 , შეიძლება განვსაზღვროთ ტენბრუნვის კოეფიციენტი $\frac{x}{x_1}$; მცირე „ადგილობრივი“ ნალექების დროს

ტენბრუნვის კოეფიციენტი ახლოს იქნება ერთთან, ხოლო „ადგილობრივი“ დიდი ნალექიანობის დროს იგი ერთზე მეტი იქნება. მეტეოროლოგების გამოანგარიშებით საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილისათვის ტენბრუნვის კოეფიციენტი 1,14-ზე მეტია; ციმბირისათვის იგი უფრო დიდი იქნება. რაც უფრო შორს იქნება ხმელეთის სიღრმეში წყლის ბრუნვა, მით უფრო ძლიერდება ადგილობრივი ტენბრუნვა. თუ ვიცით გარედან შემოსული წყლის ორთქლის საშუალო რაოდენობა წელიწადში, აგრეთვე ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამი. მდინარეების წლიური ჩამონადენი და წლიური აორთქლების რაოდენობა, მაშინ ადვილად შევძლებთ წყლის ბალანსის ელემენტების დადგენას გამოსაკვლევი ტერიტორიისათვის. მე-6 ცხრილში მოტანილია შიდაკონტინენტურა წყლის ბრუნვის ცალკეული ელემენტების მნიშვნელობა მდ. ოკასა და საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის მთელი ტერიტორიისათვის.

ცხრილი 6
სსრ კავშირის ევროპული ნაწილისა და მდ. ოკას აუზის წყლის ბრუნვის ბალანსი.
(ქ. ი. კაშინინისა და ქ. პ. პოლოსინის მიხედვით)

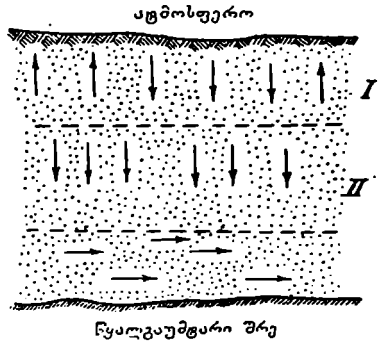
ტერიტორია:	წლიურად ჰერის მიერ შემოტანილი ორთქლის რაოდენობა A ²		ატმოსფეროს ნალექების წლიური ჯამი x		წლიური აორთქლების რაოდენობა %		მდინარეული ჩამონადენის რაოდენობა y	
	კმ ³	%	კმ ³	%	კმ ³	%	კმ ³	%
	მდ. ოკას აუზი	1285,0	100	134,2	10,5	101,0	7,9	93,2
სსრკ ევროპული ნაწილი	8507,0	100	3120,0	37,0	2192,0	26,0	928,0	11,0

მიწისქვეშა წყლები

§ 18. ცნება მიწისქვეშა წყლების შესახებ

ატმოსფერული ნალექების ნაწილი ნიადაგში ჩაიფონება, აქედან კი — დედამიწის ქერქის წიაღში ისე, რომ წყლის საერთო ბრუნვიდან არ გამოითიშება. რგი აორთქლების შედეგად შეუერთდება ატმოსფეროს წყალს ანდა წყაროების სახით გამოედინება დედამიწის ზედაპირზე, უერთდება მდინარეებს, ტბებს, ზღვებსა და ოკეანეებს.

ზედაპირული წყლებისაგან განსხვავებით მიწისქვეშა წყლები მოქცეულია დედამიწის ზედაპირის ქვეშ, როგორც ნიადაგის ზედაპირის მახლობლად, ისე დიდ სიღრმეში. აქ იგი გვხვდება სითხის, მყარ და ორთქლის მდგომარეობაში. დედამიწის ქერქში მიწისქვეშა წყლები თავისუფლად მოძრაობს სიმძიმის ძალის გავლენით ნიადაგისა და გრუნტის ფორმებსა და ნაპრალებში ანდა მოლეკულური ძალების მოქმედებით მიკროულია გრუნტის ნაწილაკების ზედაპირზე. წყალი შედის ზოგიერთი მინერალის შედგენილობაში. მონაწილეობას ლებულობს კრისტალური ქანების აგებულებაში, რომელთანაც ქიმიურად არის დაკავშირებული. მიწის წიაღის ყველა წყალი დაკავშირებულია ერთ-



ნახ. 6. წყლის მოძრაობის სხვადასხვა ფაზის სქემა

მანეთთან და განსაზღვრულ პირობებში ერთი მდგომარეობიდან მეორეში გადადის. ამგვარად, მიწისქვეშა წყლები ერთიან დინამიურ სისტემას წარმოადგენს.

დედამიწის ქერქის ზედა ნაწილში მიწისქვეშა წყლებს ორ ზონად ყოფენ: აერაციისა და წყლით გაჯერებულ ზონად. აერაციის ზონაში ქანების ფორები და სიცარიელები წყლით არ არის გავსებული, თუ გავსებულია, დროებით და არა ყველგან. წყლით შეუვსებელი ქანების ფორებში ატმოსფეროს ჰაერი თავისუფლად მოძრაობს. გაჯერებულ ზონაში კი ქანების ფორები და სიცარიელები წყლით არის გავსებული (ნახ. 6).

აერაციის ზონაში, უშუალოდ დედამიწის ზედაპირის მახლობლად, ნიადაგებში მოთავსებულია ნიადაგის წყლები. ნიადაგის წყალი სამივე

მდგომარეობაში იმყოფება და ადვილად გადადის ერთი მდგომარეობიდან მეორეში. წყლის მნიშვნელოვანი ნაწილი ნიადაგში მოლეკულური ძალების მოქმედებით დაკავშირებულია ნიადაგის ნაწილაკებთან, რაც მის მოძრაობას ხელს არ უშლის. იგი შეიძლება ჩავიდეს ქვევით, ამოვიდეს ზევით და აორთქლდეს ატმოსფეროში.

აერაციის ზონის ქვემოთ. წყლით გაჭერებულ ზონაში. გრუნტის წყლები: ისინი მეოთხეულის ფხვიერ ნაფენებში. შეცემენტებულ ქანებში — „გრუნტებში“ ან ძირითადი ქანების გამოფიტვის ქერქში იმყოფება. ეს წყლები წვეთობრივ თხევადია და გრუნტის ფორებშია და სიცარიელებს ავსებს. მიწისქვეშა წყლები გვხვდება აგრეთვე დედამიწის ქერქის უფრო ღრმა ფენებშიც. სადაც წარმოქმნის შრეთაშორის თავისუფალ და წნევიან წყლებს.

§ 11. ნიადაგისა და გრუნტის წყლები

ნიადაგის წყლები დედამიწის ზედაპირთან ახლოს არის და არ ეყრდნობა წყალგუმტარი ქანების ზედაპირს. თუ ნიადაგის ფორიანობა დაახლოებით 30%-ია, მაშინ ატმოსფერული ნალექების წყლები ნიადაგში ჩაჟონვის დროს მას 60 სმ-ზე და უფრო მეტ სიღრმეზეც დაასველებს. ეს წყალი ნიადაგის ფორებში დარჩება აორთქლებამდე ანდა ორთქლის სახით გადაინაცვლებს უფრო მეტ სიღრმეზე. სითხის მდგომარეობაში ნიადაგის წყლები ქვემოთ, უფრო ღრმა ფენებში ვადაინაცვლებს ნიადაგის მეტი ტენიანობის პირობებში. ნიადაგის ქარბი გატენიანება ხდება თოვლის დნობის პერიოდში. გაბმული წვიმების დროს. მდინარეების აღიდებისას და სხვ.

ნიადაგის წყლებისათვის დამახასიათებელია: 1) სეზონური ხასიათი, რაბდენადც ისინი მკიდროდა დაკავშირებული ჰიდრომეტეოროლოგიურ ფაქტორებთან; 2) ტემპერატურის ცვალებადობა — ზამთარში შეიძლება გაიყინოს, ხოლო ზაფხულში 50°-მდე გათბეს; 3) სხვადასხვა სახის მიკროორგანიზმებისა და ორგანულ ნივთიერებათა (ჰუმუსის) შემცველობის გადიდება. ეს მდგომარეობა ნიადაგის წყლებს უვარჯის ხდის ტექნიკური მოხმარებისათვის და სასმელად. მაგრამ მიკროორგანიზმები ღრმა ფენებში ვერ აღწევენ, რადგან წყლები დიდ სიღრმეზე ჩასვლის დროს იწმინდება მავნე ორგანიზმებისა და ჰუმუსისაგან.

ნიადაგ-გრუნტის წყლები უმთავრესად სარწყავ რაიონებში გვხვდება მორწყვის სეზონში ან ისეთ ადგილებში, სადაც ხმელეთის ზედაპირთან ახლოსაა. თოვლის დნობის პერიოდში ან გაბმული წვიმების დროს ადვილად ივსება ნიადაგის წყლების პორიზონტი და აღწევს გრუნტის წყლებამდე. ამავე დროს იზრდება გრუნტის წყლის დონეც და უახლოვდება დედამიწის ზედაპირს. თუ გრუნტის წყლების მინერალიზაცია დიდია, მაშინ ნიადაგის წყლების მარილიანობა იზრდება, რაც აორთქლების შემდეგ ნიადაგების დამლაშებას იწვევს.

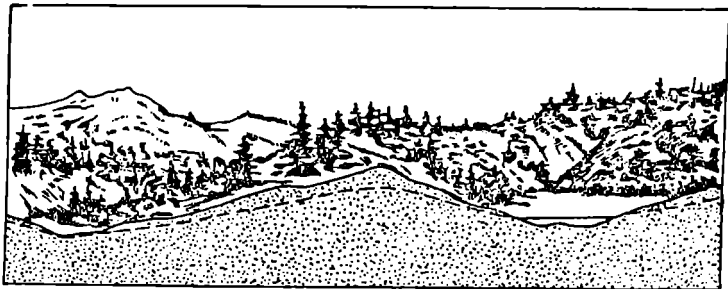
სავარგული მიწების მორწყვის დროს მცენარეულობა სარწყავი წყლის სრულ რაოდენობას ვერ ითვისებს; ზედმეტი წყალი ჩადის ქვევით და ავსებს გრუნტის წყლებს, რის შედეგადაც მარილიანი გრუნტის წყლები ზევით ამოდის და ნიადაგებს ამლაშებს. ნიადაგების დამლაშება კი მოსავლიანობას ამცირებს. ნიადაგების დამლაშება ინტენსიურად წარმოებს იმ ადგილებში, სადაც კარგად არ არის დაცული მორწყვისათვის საჭირო წყლის ნორმები. ნიადაგის დამლაშების წინააღმდეგ საჭიროა აგროტექნიკურ და ჰიდროტექნიკურ ღონისძიებათა დროულად ჩატარება.

გრუნტის წყლები ნიადაგში ჩაეონილ წყალს თავის გზაზე ხვდება წყალ-გაუმტარი ქანების ფენა, გროვდება მასზე და ავსებს მის ზევით მოთავსებულ გრუნტის ფორებს. ამის შედეგად წარმოიქმნება წყალშემცველი შრე, ახლ წყალშემცველი პორიზონტი.

წყალს, რომელიც დედამიწის ზედაპირის ქვევითაა პირველ წყალგაუმტარ ქანების ფენამდე, გ რ უ ნ ტ ი ს წ ყ ა ლ ს უწოდებენ.

გრუნტის წყლები ძირითადად მეოთხეულის ფხვიერ ქანებშია ან ძირითადი ქანების ზედა ნაწილში, მდინარეთა შორის არსებულ მასივებში, მდინარეთა ხეობების ალუვიურ ნაფენებში, გამოზიდვის კონუსებში, ყინვარების მიერ დაგროვილ ფლუვიოგლაციურ ნაფენებში, მთათაშორის დადაბლებებსა და მთის მდინარეთა მეერ დაგროვილ რიყიან-ქვიშიან ნაფენებში და სხვაგან.

გრუნტის წყლების ზედაპირი (სარკე) ჩვეულებრივ არ ატარებს პორიზონტულ ხასიათს. მას ტალღისებური ზედაპირი აქვს და ძალიან ხშირად იმეორებს დედამიწის ზედაპირის რელიეფის მოყვანილობას (ნახ. 7).



ნახ. 7. მიწისქვეშა წყლების დონეების დამოკიდებულება რელიეფის ზედაპირულ ფორმებთან.

ამის მიზეზია: ა) ქანების არაერთნაირი წყალგაუმტარობა; ბ) გაყონვის სხვადასხვა სიჩქარე; გ) გრუნტის წყლის საზრდლობის სხვადასხვა პირობები და ე) დედამიწის ზედაპირზე მათი გამოსვლის სხვადასხვა პირობები. გამოსასვლელ ადგილებთან მათი ზედაპირული დონე მცირდება.

გრუნტის წყლების განლაგების სიღრმე სხვადასხვაგვარია. იგი მერყეობს რამდენიმე ათეული მეტრიდან რამდენიმე სანტიმეტრამდე. მცირე სიღრმის დროს უერთდება ნიადაგის წყალს და იწვევს ადგილის დაქაობებას. დიდი მარლიანიზობის შემთხვევაში, როგორც აღნიშნული იყო, იწვევს ნიადაგების დაშლას.

§ 20. უხვიერი ქანების თვისებები წყლის მიმართ

მიწისქვეშა წყლების მარაგი, მათი განლაგების პირობები, მოძრაობა, ხარისხი და სხვ. მნიშვნელოვნად განისაზღვრება ქანების თვისებებით წყლის მიმართ. ფხვიერი ქანების ერთ-ერთი მთავარი თვისებაა მათი დიდი ფორიანობა და ხერხილიანობა. ფორიანობაში იგულისხმება ქანებში მცირე სიცარიელებების --- კაპი-

ლარული ფორების არსებობა, ხოლო ხერელიანობაში კი — უფრო დიდი ზო-
პის სიცარიელები. ხერელები სხვადასხვა წარმოშობისა და ფორმისაა.

ფორებით გამოირჩევა მარცვლოვანი და სტრუქტურიანი ფხვიერი ქანე-
ბი (ქვიშები, ხინკა, ლოსისებრი თიხები). ქანების ხერელიანობა დაკავშირე-
ბულია მასიური ქანების შრეების დანაპარალებასთან, ძლიერ გაძორეცხვასთან
და სხვ. ასეთი ნაპარალები და ხერელები გვხვდება კირქვების გავრცელების ად-
გილებში კარსტული ხერელებისა და მღვიმეების სახით და სხვ.

ფორიანობის სიდიდე P განისაზღვრება ფორების მოცულობისა (V) და
მშრალ მდგომარეობაში მთელი ქანის მოცულობის (W) შეფარდებით. იგი პრო-
ცენტებში შემდეგი სახით გამოისახება:

$$P = \frac{V}{W} \cdot 100\%;$$

ხოლო კოეფიციენტი — მეათედებში. ფორიანობის განსაზღვრა შეიძლება მარ-
ტივი ხერხით: თუ ავიღებთ ერთლიტრიან მენზურას, გავავსებთ მშრალი ქვი-
შით და შემდეგ ჩავასხამთ წყალს ჩაყრილი ქვიშის სრულ გაჭერებამდე, თუ
დასხმული წყლის რაოდენობა 400 სმ³-ია, მაშინ ფორიანობის რაოდენობა პრო-
ცენტებში იქნება:

$$P' = \frac{400}{1000} \cdot 100 = 40\%.$$

ხოლო ფორიანობის კოეფიციენტი

$$K = \frac{400}{1000} = 0,40.$$

ფხვიერ ქანებში ფორიანობის სიდიდე დამოკიდებულია: ქანების მარცვლე-
ბის ფორმაზე, ხარისხზე, შემადგენელი მარცვლების სიდიდეზე და მათი
ვანლაგების ხარისხზე. მაგალითად, ისეთ ქვიშებში, რომელთა მარცვლის დია-
მეტრი დაახლოებით 1 მმ-ია, ფორიანობა 30—35% უდრის, ხრეშის ფორიანობა
15—20% არ აღემატება. თიხისა კი 40—45%-ზე მეტია. ტორფის ფორიანობა
90%-ს აღწევს და ა. შ.

ქანების ფორიანობა და ხერელიანობა განსაზღვრავს ქანების თვისებებს —
ტენტევადობას, წყალგამტარობას და სხვ.

ტენტევად ქანებს უნარი აქვს შეითვისოს და შეაქავოს წყლის განსაზღვრუ-
ლი რაოდენობა. წყლით გაჭერების მიხედვით განასხვავებენ ქანების სრულ, კა-
პილარულ და უმცირეს მოლეკულურ ტენტევადობას. ქანის სრული ტენტევა-
დობისას ქანში ყველა კაპილარული და მსხვილი ფორები წყლით არის გავსი-
ლი და წყლის მეტი შეთვისების უნარი არა აქვს. ასე, მაგალითად, თუ 1000 სმ³
მოცულობის მენზურას მშრალი ქვიშით ავაესებთ, შეიძლება მასში კიდევ ჩა-
ვაასხთ 30—40 სმ³ წყალი. წყლის ეს რაოდენობა ახასიათებს ქვიშის სრულ ტენ-
ტევადობას.

თუ მენზურიდან წყალს გადავღვრით, იქიდან არ გამოვიღებთ ჩასხმული
წყლის მთელი რაოდენობა. ნაწილი წყლისა ქვიშაში დარჩება, რომელსაც კა-
პილარული და მოლეკულური ძალების მოქმედება დაიჭერს. ნადავ-გრუნ-
ტის ტენტევადობას წყლის შემცველობის მიხედვით პროცენტებში წონით ან
მოცულობით ერთეულებში გამოისახვენ.

კაპილარული ტენტევალობის დამოკიდებულების მიხედვით ქანები იყო-
 ვა: ძლიერ ტენტევაად, სუსტ ტენტევაად და არატენტევაად ქანებად. ძლიერ ტენ-
 ტევაად ქანებს მიეკუთვნება ტორფი, თიხა, თიხნარი; სუსტ ტენტევაადს — შერ-
 გელები, ცარცი, წვრილი ქვიშები, ლიოსები; არატენტევაად ქანებს — მსხვილი
 ნამსხვრევი ქანები: რიყნარი, ხრეშნარი, მსხვილი ქვიშნარი, მასიური ამონთხეუ-
 ლი ქანები და სხვ.

ბუნებრივ პირობებში ქანებს ყოველთვის არ შეუძლია შეაკავოს წყალი
 იმ რაოდენობით, რაც მას შეუძლია, ამიტომ ქანების ტენტევალობისაგან გა-
 ნასხვავებენ მათ ბუნებრივ ტენიანობას. ქანის ტენიანობა ნიშნავს, ბუ-
 ნებრივ მდგომარეობაში მოცეცული რომელიმე მომენტისათვის წყლის რა რაო-
 დენობა იმყოფება ქანში. ტენიანობა α გამოისახება პროცენტებში, წონით ან
 მოცულობით ერთეულებში,

$$\text{ე. ი. } \alpha = \frac{A}{P} \cdot 100\%,$$

α ქანის ტენიანობაა;

A — ბუნებრივ მდგომარეობაში ქანში წყლის რაოდენობა;

P — ქანის წონა გამოშრობის შემდეგ მუდმივ წონამდე 105° ტემპერატურის დროს.

ქანების მიერ წყლის გატარების უნარს წყალგამტარობას უწოდებენ. ქანის წყალგამტარობა იმ მომენტიდან იწყება, როდესაც ქანი წყლით არის გაჭერებული, მაგრამ მას ზემოდან კიდევ წყალი ემატება. წყალგამტარობა ქანში მატულობს: 1) ქანის ნაწილაკების დიამეტრის მატებასთან ერთად, 2) მასში კოლოიდურ ნივთიერებათა შემცირებით, 3) ქანების ფორიანობის მატების შედეგად, 4) წყლის წნევის გადიდებისას და 5) წყლის ტემპერატურის აწევის დროს. რაოდენობრივად წყალგამტარობა ხასიათდება წყალგამტარობის კოეფიციენტით, ე. ი. წყლით გაჭერებული ქანიდან გასული წყლის რაოდენობისა და ქანის მოცულობის შეფარდებით, რაც პროცენტებში გამოისახება.

§ 21. ნიადაგისა და გრუნტის ხასიათი

ნიადაგსა და გრუნტში წყლის გამტარობის თვისების შესწავლის დროს სასარგებლოა ვიცოდეთ არა მარტო ფორიანობა, არამედ ნიადაგ-გრუნტის შემადგენელი მარცვლების ზომაც. იმისდა მიხედვით, თუ რა ზომის მარცვლები ქარბობს გრუნტში, ასხვავებენ ქვიან, ხრეშიან, ხვინკვიან, მსხვილმარცვლოვან და მტვრისებრ გრუნტებს.

გრუნტის ნაწილაკების ფორმა ძალზე სხვადასხვანაირია და იშვიათად გვხვდება ერთგვაროვანი სახით.

გრუნტის ნაწილაკების ფორმა და სიდიდე დამოკიდებულია პირველადი მასალის თვისებებზე, ე. ი. იმ ქანებზე, რომელთაგანაც წარმოიშვა გრუნტი გამოფიტვისა თუ წყლით დამუშავების შედეგად.

სხვადასხვა ნიადაგისა და გრუნტის დამოკიდებულება წყლის მიმართ განისაზღვრება მათი შედგენილობითა და თვისებებით. წყლის სხვადასხვა მდგომარეობა შეესაბამება გრუნტის შემადგენელი ნაწილაკების დიამეტრსა და ხვედრით ზედაპირს, ფორიანობას, წყალგამტარობას, წყალშემცველობასა და სხვა თვისებებს.

გრუნტის შემადგენელი ნაწილაკები თანაბარი სიდიდის არ არის; მათი ზო-

მის განსაზღვრა შეიძლება მრავალნაირი ხერხით. ასეთია, მაგალითად, მექანიკური ანალიზის მეთოდი, გრუნტის ნაწილაკების დაყოფა წყლის ქავლის საშუალებით, დალეკვა მდგარ წყალში (გლუშკოვის, საბანინის და სხვ. მეთოდები). ნიადაგისა და გრუნტის მექანიკური, ანუ გრანულომეტრიულ ანალიზს უმთავრესად იყენებენ ლაბორატორიებში. გრუნტს დაანაწევრებენ ცალკეულ ნაწილებად და განსაზღვრავენ ფრაქციაში ცალკეული მარცვლების დიამეტრს. ერთნაირი დიამეტრის მქონე ფრაქციებისა და აღებული გრუნტის ნიმუშის მთელი წონის შეფარდებით გებულობენ ფრაქციის პროცენტულ რაოდენობას. მექანიკური ანალიზის სხვადასხვა მეთოდებიდან ყველაზე უფრო გავრცელებულია გრუნტის გაცრისა და წყლის ანალიზის მეთოდები. გაცრის ხერხით ქახებიდან მიიღება მსხვილი ფრაქციები — 0,25 მმ-ზე მეტი დიამეტრით. ამისათვის დაფხვნილ გრუნტის ნიმუშებს გაატარებენ საცრებში, რომელთაც სხვადასხვა სიდიდის დიამეტრის ნაჩვრეტები აქვთ—ჩვეულებრივად 3 მმ-დან (იშვიათად 10 მმ) 0,25 მმ-მდე. ზედა საცერს უფრო დიდი დიამეტრის ნაჩვრეტები აქვს. ხოლო ქვედა საცერების ნაჩვრეტების დიამეტრი თანდათანობით მცირდება. თუ ფრაქციები 0,25 მმ ნაკლებია, იმ შემთხვევაში მიმართავენ წყლით ანალიზის მეთოდს.

§ 22. ძალთა ველი ძანების ფორმები

ბუნებაში წყლის გადანაცვლება წარმოებს ამა თუ იმ ძალების ან თანაბარ მოქმედ ძალთა მოქმედებით. ნიადაგში წყალი განიცდის ს ი მ ძ ი მ ი ს ძ ა ლ ი ს მოქმედებას, რაც აიძულებს მას მსხვილ ფორებში ჩაიყონოს. წყლის მოლეკულებსა და ნიადაგის ნაწილაკების ზედაპირის მოლეკულებს შორის არსებობს მოლეკულური ურთიერთმოქმედი ძალები, რომლებიც იწვევს სორბციულ მოვლენებს (ნიადაგის ნაწილაკების მიერ წყლის შთანქმება). ს ო რ ბ ც ი უ ლ ი ძ ა ლ ე ბ ი ხ ე ლ ს უ წ ყ ო ბ ს ნ ი ა დ ა გ ი ს ა და გ რ უ ნ ტ ი ს ნ ა წ ი ლ ა კ ე ბ ი ს ზ ე დ ა პ ი რ ზ ე წ ყ ლ ი ს შ ე კ ა ვ ე ბ ა ს . ე ს ძ ა ლ ე ბ ი ძ ა ლ ი ა ნ დ ი დ ი ა , ხ ო ლ ო მ ა თ ი მოქმედების რადიუსი ძალზე შეზღუდული. კაპილარულ ფორებში წყლის დაგროვებისას ზედაპირული დაქიმულობის შედეგად გამოქმდენებული კ ა პ ი ლ ა რ უ ლ ი ძ ა ლ ე ბ ი ი წ ვ ე კ ს ნ ი ა დ ა გ ა ს და გ რ უ ნ ტ შ ი წ ყ ლ ი ს გა დ ა ნ ა ც ვ ლ ე ბ ა ს . გ რ უ ნ ტ შ ი ტ ე ნ ი ს გა დ ა ნ ა ც ვ ლ ე ბ ი ს ა თ ე ი ს მ ნ ი შ ე ნ ე ლ ო ვ ა ნ ი ა ო ს მ ო ს უ რ ი ძ ა ლ ე ბ ი ც , რომლებიც იწვევს დიფუზიის მოვლენებს. ეს მოვლენები გვხვდება ისეთ ადგილებში, სადაც ერთმანეთს ხვდება სხვადასხვა კონცენტრაციის ხსნარები. ყველა მოლეკულა და იონი, მათთან ერთად გამხსნელი ხსნარებიც, გადაადგილებას იწყებს მაღალი კონცენტრაციის ადგილიდან მცირე კონცენტრაციის ადგილისაკენ.

მცენარეულობით დაფარულ ნიადაგებში წარმოიქმნება აგრეთვე კიდევ ერთი ძალა — მცენარის ფესვთა სისტემის მიერ შე მ წ ო ვ ი ძ ა ლ ა . ამ ძალის გავლენით ნიადაგიდან და გრუნტიდან წყალი მცენარის საშუალებით ზევით ამოდის და ორთქლდება მცენარის ფოთლების ზედაპირიდან; ამ მოვლენას ტ რ ა ნ ს პ ი რ ა ც ი ი ს პროცესს უწოდებენ.

წყალი ორთქლის მდგომარეობაში განიცდის ყველა ზემოთ დასახელებული ძალის გავლენას. მაგრამ ყველაზე დიდი მნიშვნელობა ამ შემთხვევაში აქვს დ ი ფ უ ზ ი უ რ მ ო ვ ლ ე ნ ე ბ ს : წყლის ორთქლი გადაადგილდება დიდი დრეკადობის ადგილიდან მცირე დრეკადობის ადგილისაკენ.

წყლის ორთქლის გადანაცვლებისას შეიძლება რამდენადმე მნიშვნელოვანი

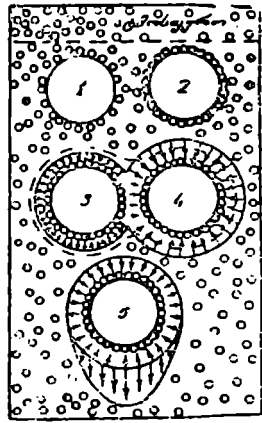
იყოს ჰაერის წნევა და ტემპერატურის პერიოდული ცვალებადობაც. ორთქლიანი ჰაერის გაფართოებამ და შემკიდრობამ შეიძლება გრუნტის ფორებში წყლის ორთქლის გადანაცვლება გამოიწვიოს.

ამრიგად, ნიადაგ-გრუნტში მოქმედი ბუნებრივი ძალების სიდიდესხვადასხვაგვარია და იცვლება ფართო საზღვრებში. ეს დამოკიდებულია ნიადაგ-გრუნტის ფორებში წყლის შემცველობის რაოდენობაზე ნიადაგ-გრუნტის გატენიანებასთან ერთად მცირდება სორბციული ძალების მოქმედებაც. შემცირებული სორბციული ძალები კაპილარული ძალების თანაზომადი ხდება. ამ ორ ძალას შორის საზღვრის დადგენა ჭერჭერობით შეუძლებელია. ფიქრობენ, რომ მათი საზღვარი დაახლოებით ერთი ატმოსფეროს ტოლი უნდა იყოს. აქედან სორბციული და კაპილარული ძალები სიმძიმის ძალის თანაზომადი ხდება. მათი შეერთება იწვევს წყლის მოძრაობას. აღნიშნულ ძალთა მიმართულება და სიჩქარე მუდმივი არაა.

§ 23. წყალთა სახეები ნიადაგისა და გრუნტის ფორებში

წყალი ნიადაგისა და გრუნტის ფორებში შეიძლება სხვადასხვა სახით იყოს: ჰიგროსკოპულ, აფსკისებრ, გრაეიტაციულ, კაპილარულ, ორთქლისებურ, კოლოიდურ, ყინულისა და სხვ. მდგომარეობაში.

ჰიგროსკოპული წყალი არასრული აფსკის სახით მოლეკულური ძალებითაა დაკავებული ნიადაგისა და გრუნტის შემადგენელი ნაწილაკის ზედაპირზე. ეს მოლეკულები ზოგჯერ შეერთებისას წარმოქმნის წყლის თხელ აფსკს ერთი ან ორი მოლეკულის სისქით. ნიადაგის უნარს—დაიკავოს თავისი ნაწილაკების ზედაპირზე ჰიგროსკოპული წყლის გარკვეული რაოდენობა—ნიადაგ-გრუნტის ჰიგროსკოპულობას უწოდებენ. თიხიანი ნიადაგები დიდი ჰიგროსკოპულობით ხასიათდება, ხოლო ქვიშები, ხვინჭა და სხვა პირიქით, მცირე ჰიგროსკოპულობით გამოირჩევა. როდესაც ნიადაგისა და გრუნტის ნაწილაკების ზედაპირი დაფარულია ერთიანი ჰიგროსკოპული წყლის ერთი-ორი ან მეტი მოლეკულის სისქის ფენით, მაშინ მას მაქსიმალურ ჰიგროსკოპულ წყალს უწოდებენ. ჰიგროსკოპული წყალი ქანებიდან გამოიდევნება ქანის გახურებით 105—110°-ით ან გამოშრობით მის მუდმივ წონამდე. ჰიგროსკოპული წყლის რაოდენობის გაანგარიშება ქანში შეიძლება მისი გახურებით (ნახ. 8).

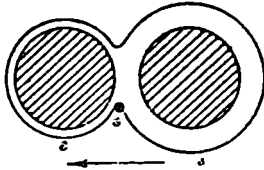


ნახ. 8. ნიადაგში წყლის სხვადასხვა სახე (ა. ლებელევის მიხედვით). 1—ნიადაგის ნაწილაკზე წყალი არასრული ჰიგროსკოპულობით; 2—ნიადაგის ნაწილაკზე წყალი მაქსიმალური ჰიგროსკოპულობით; 3, 4 — ნიადაგის ნაწილაკი აფსკისებრი წყლის ფენით; 5—წყლის ნაწილაკი გრაეიტაციული წყლით.

აფსკისებრი წყალი. თუ ნიადაგის ნაწილაკები შემოკრულია ჰიგროსკოპულ-

ლი წყლის ერთი-ორი და მეტი მოლეკულის სისქის მთლიანი ფენით, იგი აფსკისებრ წყლად გადაიქცევა.

აფსკისებრი წყალი შეიძლება წარმოვიდგინოთ წყლის სფეროდ, რომელიც შედგება წყლის რამდენიმე ფენის მოლეკულებისაგან, რომლებიც ერთმანეთს იჭერს. აფსკისებრი წყლის ფენით დაფარულ ნიადაგ-გრუნტის ნაწილაკებს შორის მოთავსებული ჰაერი გრუნტს მშრალ სახეს აძლევს. აფსკისებრი წყალი მოლეკულური მიზიდულობის ძალთა მოქმედებით მოძრაობს. მოლეკულური ძალებით წყალი აფსკის სქელი ფენიდან თხელი ფენისაკენ გადაინაცვლებს.



ნახ. 9. აფსკისებრი წყლის გადაინაცვლების სქემა (ა. ლებედევის მიხედვით).

წარმოვიდგინოთ ნიადაგის ორი თანაბარდამეტრიანი ნაწილაკი ა და ბ.

დავუშვათ, რომ ა ნაწილაკი დაფარულია აფსკისებრი წყლის სქელი ფენით.

თუ გ წერტილის წყლის მოლეკულა ბ ნაწილაკის ცენტრთან უფრო ახლოსაა, ვიდრე ა ნაწილაკის ცენტრთან, მაშინ ა მოლეკულა მოლეკულური მიზიდულობის ძალებით მოძრაობას დაიწყებს ბ ნაწილაკის მიმართულებით. ეს პროცესი მანამ გაგრძელდება, სანამ ორივე ნაწილაკზე აფსკისებრი წყლის სისქე ერთნაირი არ გახდება (ნახ. 9).

წყალი ქვემოთ გადაადგილდება, როდესაც სიმძიმისა და მოლეკულური მიზიდულობის ძალები თანაბარმოქმედია. ამ შემთხვევაში სიმძიმის ძალა გახაპირობებს (დინების შედეგად) ნიადაგის მარცვლის ქვედა ნაწილში წყლის აფსკის გასქელებას. თუ ნიადაგის ზედა მარცვლის ქვედა ნაწილში წყლის აფსკი უფრო სქელი აღმოჩნდება, ვიდრე ნიადაგის ქვედა მარცვლის ზედა ნაწილში. აფსკისებრი წყლის გადაადგილება უფრო ინტენსიური გახდება.

კაპილარული წყალი. ნიადაგის ნაწილაკებს შორის უწყვირლეს ფორებში. ანუ კაპილარებში, მოთავსებულ წყალს კაპილარული წყალი ეწოდება. კაპილარული კვეთის შევსებისას კაპილარულ წყალს გადაეცემა ჰიდროსტატიკური წნევა. ორ წერტილში სხვადასხვა წნევის დროს კაპილარული წყალი კაპილარული ძალების გავლენით გადაინაცვლებას იწყებს ნიადაგში.

კაპილარული ძალები შეიძლება სხვადასხვა მიმართულებით მოქმედებდეს, მათ შორის ზევითაც — იმ შემთხვევაში, როდესაც კაპილარული წყლის ზემოთ არის ჰაერი, რომელიც სიმძიმის ძალის საწინააღმდეგოდ მოქმედებს. ამ დროს კაპილარულ წყალს არ შეუძლია ნიადაგიდან გამოსვლა. რადგანაც მას კაპილარული ძალები იჭერს.

წყალი კაპილარული ძალების მოქმედებით გრუნტის წყლების მთლიანი ფენიდან ზევით ამოიწვეს კაპილარული შეწოვის თვისებათა გავლენით და კაპილარულ არშიას ქმნის.

ნიადაგ-გრუნტში, რომელსაც ძალზე წვრილი კაპილარები აქვს (თიხები). კაპილარულ და აფსკისებრ წყლებს შორის სხვაობა იკარგება. მართალია, წყალი ყველა ფორის კვეთებს ავსებს, მაგრამ ფორების კედელთა მიზიდულობის ძალები იმდენად ძლიერია, რომ წყალი მტკიცედ არის დაჭერილი.

გრავეტაციული, ანუ წვეთობრივ-ჰავისებრი წყალი გრუნტში ავსებს დი-

დი ზომის ფორებს. ასეთ მდგომარეობაში მყოფი წყალი არ განიცდის მოლეკულური მიზიდულობის ძალთა გავლენას, ემორჩილება სიმძიმის ძალას და ჩამოდინება ზემოდან ქვემოთ ცალკეული ჰავლების სახით (როდესაც ნიადაგის ქვედა ფენები წყლით არ არის გაჭერებული) ანდა იფილტრება წყლით გაჭერებული ნიადაგიდან იმ მიმართულებით, სადაც გრუნტი წყლების დონეები დაბლა არის დაწეული. გრავიტაციულ წყლებს გადაეცემა ჰიდროსტატიკური წნევა, რომლის მოქმედებითაც წყალმა შეიძლება ზედა ამოწიოს, როგორც ეს ხდება შეერთებულ კურქელში.

იმბიბიციური წყალი ეწოდება ნიადაგის მიერ შეწოვილ წყალს. შეწოვების შემდეგ წყალი ახალ თვისებებს იძენს. იმბიბიციურ წყლებს დიდი მნიშვნელობა აქვს მცენარეულობისათვის. მცენარეთა უჭრედები თითქმის მთლიანადაა გაუღენთილი იმბიბიციური წყლით. მცენარეებს მოქნილობის უნარი მათი წყალობით აქვს.

კოლოიდური წყალი. ნიადაგების ფიზიკურ-ქიმიური თვისებებიდან უდიდესი მნიშვნელობა აქვს ნიადაგების კოლოიდურ შედგენილობას. ნიადაგის ზედა ფენებში, სადაც განვითარებულია ფესვთა სისტემა და მიმდინარეობს ბაქტერიული პროცესები, გრუნტის ნაწილაკები ერთმანეთს ეწეობა ორგანული წარმოშობის ლაბინებრი ნივთიერებით (კოლოიდებით), რომლებიც ავსებს ფორების ნაწილს. ნიადაგის კოლოიდები წყლის შეწოვის დროს იწვევს ნიადაგის გაჭირვებასა და მისი მოცულობის გადიდებას, რაც ამცირებს წყლის ინტენსიური შეწოვის უნარს.

ორთქლისებრი წყალი გრუნტის ნაწილაკებს შორის (ფორებში) მყოფ ჰაერშია. ღამით წყლის ორთქლის წნევა ატმოსფეროში ხშირად უფრო მეტია, ვიდრე გრუნტის ფორებში. ამის შედეგად ადგილი აქვს ორთქლისებრი წყლის გადანაცვლებას ატმოსფეროდან გრუნტის ღრმა ფენებში, სადაც ტემპერატურის დაწვეასთან ერთად ხდება ორთქლის კონდენსაცია იგი გადაიქცევა წვეთობრივ-სითხისებრი წყლად. თუ გრუნტის ტემპერატურა მაღალია, მაშინ, პირაქით, გრუნტის ფორებში მოთავსებული წყალი ორთქლის მდგომარეობაში გადავა.

წყალი მყარ მდგომარეობაში (ყინული). ყინული ნიადაგსა და გრუნტში მზრად ან ყინულის ლინზების სახით გვხვდება. ყინული გამოქვამულებში კრისტალბის სახით გვხვდება, ნიადაგსა და გრუნტში კი — ნამარხ მდგომარეობაში. გამოქვამულებში ყინულების გაჩენას ხელს უწყობს გამჟოლი ჰაერის დინებები და დაბალი ტემპერატურა. ნამარხი ყინულები, ზოგიერთის აზრით, წარმოადგენს მეოთხეული გაყინვარების რელიქტებს, რომლებიც დროთა განმავლობაში დაიფარა ნიადაგითა და გრუნტით იმ სისქემდე, სადაც ჰაერის ტემპერატურა ვეღარ აღწევს. მუდმივი ტემპერატურის შედეგად ნამარხი ყინულები ცალკეული ფრაგმენტების სახით დღემდე შემორჩენილი.

§ 24. მიწისქვეშა წყლის მოძრაობის მექანიზმი და მისი განმსაზღვრელი პირობები

მიწისქვეშა წყლების ზემოაღნიშნული სახეობიდან მოძრაობა ჰიდროსკოპულ წყალს არ შეუძლია, სხვები კი განსაკუთრებული კანონების მიხედვით მოძრაობს. ორთქლის, აფსკისა და, ზოგ შემთხვევაში, კაპილარულ მდგომარეობაში წყალი (ზევიდან ქვევით მოძრაობის დროს) სიმძიმის ძალის გავლენის გარეშე მოძრაობს. სხვა სახეობები ნიადაგის კაპილარებში სიმძიმის ძალის გავლენით

მოდრაობს. მიწისქვეშა წყლების მოძრაობის სიჩქარე გაცილებით მცირეა ზედაპირული წყლების სიჩქარესთან შედარებით. ნიადაგში წყლის მოძრაობის სიჩქარე შერყევობს 0,5-დან 1 მეტრამდე დღე-ღამის განმავლობაში.

გრუნტის წყლის მოძრაობის სიჩქარე დამოკიდებულია შემდეგ ფაქტორებზე: 1) გრუნტის წყალგამტარობაზე; 2) გრუნტში არსებულ სიციარიელთა სიდიდებზე, ე. ი. ფორიანობაზე; 3) ნიადაგ-გრუნტის ფიზიკურ თვისებებზე, ე. ი. ფორების ფორმაზე, ნაწილაკების სიდიდებზე, წყალში ამა თუ იმ ნაერთის არსებობაზე; 4) წყლის წნევაზე; 5) წყლის ტემპერატურაზე და სხვ.

ნიადაგის წყალგამტარობა ჰიდროლოგიური თვალსაზრისით ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი თვისებაა. იგი დამოკიდებულია ნიადაგის აგრეგატულობაზე. ფორიანობასა და ფორების ხასიათზე. ნიადაგის წყალგამტარობის ინტენსივობა მარტო მარცვლებს შორის სიციარიელისა და ხვრელიანობის სიდიდით არ განისაზღვრება. მაგალითად, თიხა, რომლის ფორიანობაც 50—60% და მეტსაც აღწევს, შეიძლება პრაქტიკულად წყალგაუმტარი იყოს, მაშინ როდესაც ქვიშის ფორიანობა, მართალია, 30%-ს უდრის, მაგრამ იგი საუკეთესო წყალგამტარია. თიხის წყალგაუმტარობა აიხსნება მისი უწყვრილესი ნაწილაკებით, რომელთა შორის მანძილები ძალიან მცირეა და სწრაფად ივსება დასველებით გაჭირჭევების დროს. ამის გამო წყალი დასაწყისშივე ავსებს თიხის ფორებს, ამიტომ მასში წყლის გაცვლაც უმნიშვნელოა ანალოგიური სურათი გვხვდება კარგად გახრწნილ ტორფში, რომელიც შედგება ძალზე წვრილმარცვლოვანი ორგანული ნივთიერებისაგან. იგი თითქმის სრულიად წყალგაუმტარია, თუმცა წყალს სწრაფად ნთავს. წყალგამტარობის მიხედვით ქანები შეიძლება სამ ძირითად ჯგუფად დავყოთ: 1. წყალგამტარი ქანები— ქვიშა, ხვინჭკა, ხრეში და სხვ.; 2. ნახევრად წყალგამტარი ქანები—თიხიანი ქვიშები, თიხნარები, ლიოსები და სხვ.; 3. წყალგაუმტარი ქანები — თიხა. კრისტალური ქანები (თუ დანაპარალებული არ არის) და სხვ.

§ 25. ქანებში წყლის მოძრაობა ზევით (კაპილარული და ავსახისებრი წყალი)

გრუნტის ნაწილაკებს შორის მოქცეულ კაპილარულ წყალს შეუძლია მოძრაობა ზევით, ქვევით და ყოველგვარი მიმართულებით. კაპილარული წყლის მოძრაობა ზევით გამოწვეულია განსაკუთრებული მიზეზებით; იგი განსხვავდება წყლის სხვაგვარი მოძრაობის გამომწვევი მიზეზებისაგან.

კაპილარული წყლის ზევით აწევა მენისკის ზედაპირული დაქიმულობის შედეგია. იმ შემთხვევაში, როდესაც კაპილარული მილაკის კედლებს სველადი ზედაპირი აქვს, ამოზნექილი მენისკი გვექნება, რის შედეგადაც წყალი ზევით მოძრაობს. ხოლო როდესაც კაპილარული მილაკის კედლები არასველადია და მშრალია. ჩაზნექილი მენისკი წარმოიქმნება და წყალიც ქვევით მიედინება, მაგრამ გრუნტში კაპილარული მილაკები მუდამ სველადია, ამიტომ წყალი მუდამ აძოვია ზევით. მრგვალ კაპიტალურ მილაკში წყლის აწევის სვეტის სიმაღლე (h) მილაკის (d) დიამეტრის უკუპროპორციულია და დამოკიდებულია ტემპერატურაზე (t). განტოლების თანახმად

$$h = \frac{30(1 - 0,02)t}{d}$$

სადაც d და h გამოსახულია მილიმეტრებში, ხოლო t — გრადუსებში ცელსიუსით¹.

თუ $d=1$ მმ და $t=15^{\circ}$, მაშინ $h=29,1$ მმ.

თუ $d=0,1$ მმ და $t=15^{\circ}$, მაშინ $h=291$ მმ.

თუ $d=0,01$ მმ და $t=15^{\circ}$, მაშინ $h=2910$ მმ.

აქედან კარგად ჩანს, რომ ერთი და იმავე ტემპერატურის დროს კაპილარული მილაკების დიამეტრის შემცირებასთან ერთად კაპილარული წყლის სვეტის სიმაღლე პროპორციულად იზრდება.

წყლის მარილიანობის გადიდებით წყლის სვეტის სიმაღლე მილაკში მცირდება. თუ კაპილარული მილაკის კვეთი არ არის მრგვალი, მაშინ წყლის სვეტის აწევა პირდაპირპროპორციული იქნება ფარდობისა მენისკის წრეწირის სიგრძესა და მის ფართს შორის. გრუნტში კაპილარული მილაკების კვეთი ყოველთვის არასწორია, ამის გამო გრუნტის კაპილარებში წყლის სვეტის აწევა ყოველთვის უფრო დიდი იქნება, ვიდრე შუშის მრგვალ წესიერ კაპილარულ მილებში.

წყლის სვეტის აწევის სიმაღლე დამოკიდებულია გრუნტის შემადგენელი მარცვლების სიდიდეზეც. როდესაც გრუნტის შემადგენელი მარცვლები შედარებით დიდია, წყლის აწევის სიმაღლე მცირეა ასევე მცირეა მისი მოძრაობის სიჩქარეც, რადგანაც წყლის ნაწილაკებზე გავლენას ახდენს სიმძიმის ძალა. მარცვლების დიამეტრის შემცირებისას კაპილარულ აღმავლობას დასაწყისში დიდი სიჩქარე ახასიათებს, ხოლო შემდეგ იგი თანდათან კლებულობს კაპილარული სვეტის ზრდასთან ერთად.

კაპილარული წყლის მოძრაობას ზევით ძალიან დიდი მნიშვნელობა აქვს მცენარის ფესვთა სისტემისათვის. ფესვებს ამოაქვს წყალი უფრო ღრმა წყალშემცველ ფენებიდან. ამ შემთხვევაში კაპილარული წყლის სვეტის სიმაღლესთან ერთად დიდ როლს ასრულებს მოძრაობის სიჩქარეც, ვინაიდან ეს უკანასკნელი განაპირობებს წყლის შემოსვლის მოცულობას დროის ერთეულში.

აფსკისებრი წყლის მოძრაობა ზევით იწყება მაშინ, როდესაც გრუნტის ნაწილაკები დაფარულია წყლის უფრო მეტი სისქის ფენით, რომელიც მცირდება აორთქლებით ან მცენარეების ფესვთა სისტემის შეწოვის ძალით. ამ შემთხვევაში აფსკისის წონასწორობა ირღვევა, ამიტომ აფსკისის დარჩენილი წყლის მოცულობა ცდილობს განაწილდეს გრუნტის ნაწილაკის ზედაპირზე, როგორც იყო პირველ მდგომარეობაში; ეს კი იწვევს წყლის ნაწილაკების გადანაცვლებას ქვევიდან ზევით. თუ წყლის მოშორება აფსკის გარე ნაწილიდან განუწყვეტლივ მიმდინარეობს, მაშინ წარმოიშობა წყლის დინება ზევით.

ეს პროცესი უფრო ადგილი წარმოსადგენია, როდესაც იგი მიმდინარეობს შებრუნებულად, ე. ი. ზევიდან ქვევით. ასეთ პროცესს ადგილი აქვს ატმოსფერული ნალექების დროს.

ამრიგად, აფსკისებრი წყალს აქვს უნარი გადაინაცვლოს მეტი სისქის ფენიდან უფრო მცირე სისქისაკენ, ე. ი. ნიადაგის უფრო ტენიანი ადგილიდან უფრო მშრალი ადგილისაკენ.

მ. ა. ველიკანოვი აფსკისებრი წყლის გადანაცვლების სიჩქარის შესახებ გამოთქვამს შემდეგ აზრს:

¹ ა. ვ. ოგოცესკი, ხმელეთის პედროლოგია, თბილისი, 1948, გვ. 120.

1) აფსკისებრი წყლის მოძრაობის სიჩქარე მატულობს მისი საშუალო სი-
ქის კვადრატთან ერთად;

2) სხვა დანარჩენი პირობების ერთგვარობის შემთხვევაში სიჩქარე მატუ-
ლობს ნაწილაკების დიამეტრის შემცირებასთან ერთად.

აფსკისებრი წყლის ზევით მოძრაობას მნიშვნელობა აქვს მცენარეულ სა-
ფარის საზრდოობისათვის.

§ 26. წყლის გაყინვა პრუნის ფორეზში

მიწისქვეშა წყლების თერმულ რეჟიმს განაპირობებს გრუნტის ტემპერა-
ტურა. როგორც ცნობილია, ტემპერატურის ცვალებადობა დედამიწის ქერქის
ზედაპირზე იწვევს ზედაპირული ფენის გახურებას ან გაცივებას. ტემპერატურის
ამპლიტუდა როგორც დღე-ღამის, ისე წლის განმავლობაში ზედაპირულ ფე-
ნაში გაცილებით მეტია, ვიდრე სიღრმეში. ტემპერატურები სიღრმეში გადა-
ეცემა მხოლოდ გრუნტის სითბოგამტარობის გზით. ნიადაგისა და გრუნტის
სიღრმის მატებასთან ერთად ტემპერატურის ამპლიტუდა სწრაფად ეცემა. დღე-
ღამური ტემპერატურის მუდმივი ფენა იცვლება რაძდენიმე სანტიმეტრიდა-
ათობით სანტიმეტრამდე. ამ ფენის სიღრმე, ალბათ, დამოკიდებულია გრუნტის
ფიზიკურ თვისებებზე. გ. ვილდის აზრით, ზედაპირული ფენის დღე-ღამური
ტემპერატურის ცვალებადობა ერთი მეტრის ქვევით არ გვხვდება.

წლიური ტემპერატურის რყევადობა სიღრმეში გაცილებით მეტია. გ. ვილ-
დის მიხედვით წლიური მუდმივი ტემპერატურის სიღრმე დედამიწის ზედაპირის
სხვადასხვა ადგილას მერყეობს 15—30 მეტრამდე, ხოლო უფრო დიდ სიღრ-
მეზე ადგილი აქვს ტემპერატურის მომატებას. მაგალითად, აღმოსავლეთ ციმ-
ბირის ცენტრალურ ნაწილში, შერგინის შახტში, აღმოჩნდა, რომ ტემპერატურა
100—116 მეტრის სიღრმემდე — 11°-დან — 3°-დე მერყეობს. ამ მოხაცემე-
ბის საფუძველზე დადგინდა შერგინის შახტისათვის ე. წ. გეოთერმული საფეხუ-
რის სიღრმე, რომელიც 30,5 მეტრის ტოლია, ე. ი. აღნიშნულ შახტში სიღრმის
ყველა 30,5 მეტრზე ტემპერატურა 1°-ით მატულობს.

თოვლითა და მცენარეულობით დაფარული ადგილები უფრო დაცულია
მზის სითბური ენერჯისა და ჰაერის ტემპერატურის ცვალებადობისაგან, ვიდრე
მცენარეულობით დაუფარავი ნიადაგების ზედაპირი. ამიტომ ნიადაგი ასეთ
პირობებში მცირედ ცივდება.

ნიადაგის გაყინვის პროცესებზე გავლენას ახდენს მიკრორელიეფი, სადაც
თოვლის განაწილება მრავალფეროვანია და ნიადაგის გაყინვის რეჟიმიც სიღრ-
მეში სხვადასხვაგვარია.

ნ. ა. კამინსკის მიხედვით წყლის გაყინვა ნიადაგში ძირითადად დამოკიდე-
ბულია ნიადაგის სტრუქტურასა და ტენიანობაზე. ძალიან მცირე ტენიანობის
დროს ნიადაგის შემადგენელი ნაწილაკები ყინულის უწყრილესი კრისტალებით
იფარება. გრუნტის დიდი ტენიანობის დროს გვხვდება გრუნტის ნაწილაკებზე
ყინულის კრისტალების მოკრეგობითი ფენები. გაყინული ნიადაგის წყალგამ-
ტარობა უმთავრესად დამოკიდებულია ნიადაგის სტრუქტურასა და მასში მო-
თავსებული ყინულის კრისტალების განაწილებაზე. გაყინულ ნიადაგებში წყლის
გამტარობა დამოკიდებულია ნიადაგში არსებული ყინულის კრისტალოთა სტრუქ-
ტურაზე ან მთლიანი ყინულის განაწილებაზე.

მარადი მზრალობა მკიდრო კავშირშია მხარის კლიმატურ პირობებთან. მის წარმოშობას ამა თუ იმ მხარეში განაპირობებს ცივი, მკირეთოვლიანი და ხანგრძლივი ზამთარი, მოკლე და გრილი ზაფხული, წლია განმავლობაში მცირე რაოდენობით ატმოსფერული ნალექების მოსვლა და სხვ.

მარადი მზრალობის პერიოდების შესახებ მრავალი სხვადასხვა შეხედულება არსებობს. ზოგიერთი მეცნიერის აზრით, მზრალობა თანამედროვე კლიმატური პირობების შედეგია, სხვების აზრით კი ოგი უძველესი პერიოდის პროდუქტია მზრალობის ადგილებში ნახული მამონტებისა და მარტორქების ნამარხები მიუთითებს იმაზე, რომ მარად მზრალობას ადგილი ჰქონდა მეოთხეული გაყინვარების პერიოდში. მარადი მზრალობის ასაკზე მიუთითებს ის ფაქტიც, რომ იგი გვხვდება ისეთ სიღრმეებზე, სადაც ზამთრის ტემპერატურა ვერ აღწევს. ნი-ადგისა და გრუნტის ზედა ფენებში ძირითადად გავრცელებულია სეზონური მზრალობა. სეზონური მზრალობის სისქე საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ფარგლებში მერყეობს რამდენიმე სანტიმეტრიდან 1—2 მეტრის სიღრმემდე. შუა განედებში კი მისი სისქე 0,6—0,8 მეტრს შეადგენს.

მარადი მზრალობის სისქე 1—2 მეტრიდან რამდენიმე ასეულ მეტრამდე აღწევს. მაგალითად, შპიციბრაგენის რაიონში მარადი მზრალობის სისქე 240 მეტრს აღემატება, ხოლო ამდერძის რაიონში 400 მეტრამდე აღწევს.

მარადი მზრალობის გრუნტის ზემოთ არის გაყინული გრუნტის ფენა, რომელიც ზაფხულის პერიოდში ყოველწლიურად დნება, ხოლო ზამთარში ისევ იყინება. მარადი მზრალობის ზევით მოთავსებულ გაყინულ ფენას მოქმედებს მზრალ აქტიური ფენის უწოდებენ.

მარადი მზრალობის სისქე შეიძლება პირდაპირ გადადიოდეს სეზონური მარადი მზრალობის სისქეში ან მათ შორის შეიძლება მდნარი წყლის თხელი ფენა იყოს.

თუ მარად მზრალი ფენა ისეთ სიღრმეზეა, სადაც სეზონური მარადი მზრალობის ფენა ყოველწლიურად აღწევს მის ზედაპირამდე, ასეთ შემთხვევაში მარად მზრალობას შერწყმულ მზრალობას უწოდებენ, ხოლო, თუ სეზონური მზრალობა არ აღწევს მარადი მზრალობის ზედაპირამდე, მაშინ მას არაშერწყმული მზრალობა ეწოდება.

გვხვდება არამზრალი ადგილები მარადი მზრალობის მხრიდან სამხრეთით გადმონაცვლებისას ცალკეულ უბნებზე ტბებისა და მდინარეების ქვევით ასე თოვლის დაგროვების ადგილებზე.

მარადი მზრალობის ფართობებზე არამზრალი ადგილების თანაფარდობის მიხედვით ასხვავებენ:

- 1) მთლიანი მარადი მზრალობის გავრცელების რაიონს. ე. ი. ისეთ რაიონს. სადაც მარადი მზრალობა გავრცელებულია ყველგან;
- 2) მარადი მზრალობის მთლიანი გავრცელების რაიონს, რომელიც დარღვეულია მცირე ან დიდი მოცულობის არამზრალი ფართობებით;
- 3) მარადი მზრალობის ფორმების გავრცელებას ცალკეული კუნძულების სახით არამზრალი დიდი სიერცის ადგილებში;
- 4) მარადი მზრალობის გავრცელებას მხოლოდ ტორფიანი ადგილები-ბორცვებში.

მარადი მზარდობის ექსტრაპოლაციური ზონის ხასიათის მიხედვით ხმელეთის წყლები შეიძლება დაიყოს ოთხ კატეგორიად:

- ა) ზედაპირული წყლები (მდინარეები და ტბები);
- ბ) მზარდობის ზედა წყლები. რომლებიც მარადი მზარდობის ფენის ზედაპირის ზედაპირზეა;
- გ) მზარდობათა შორის წყლები მარადი მზარდობის ფენის ფარგლებში; უფრო ხშირად ისინი მყარ მდგომარეობაშია.
- დ) მზარდობის ქვედა წყლები მარადი მზარდობის ფენის ქვევით; ამ წყალთა ზედა ფენის მარადი მზარდი შრე წარმოადგენს.

მარადი მზარდობის გავრცელების რაიონებში ზედაპირულ წყალთა რეჟიმი მთელი რიგი თვისებებით გამოირჩევა.

მდინარეებს, რომლებიც მიედინება მარადი მზარდობის რაიონებში, ზამთრის პერიოდში აქვს უმცირესი ჩამონადენი. იგი წლიური ჩამონადენის 1—2%-ს არ აღემატება. მრავალი მდინარე აქ ფსკერამდე იყინება და მათი დინება სრულიად წყდება. ზამთარში ჩამონადენის მკვეთრ შემცირებას თან ახლავს მდინარეთა ზედაპირული ყინულის საფარის გაჩენა, რომლის სისქე 1—1,5 მეტრს აღწევს. ზოგიერთ შემთხვევაში კი ორ მეტრზეც მეტია.

მარადი მზარდობის რაიონებში ფართოდ არის გავრცელებული მდინარეული მინაყენები, რომლებიც წარმოადგენს ყინულის კორძებს. მათი სიდიდე ზოგჯერ რამდენიმე ათას კვ. მ აღწევს. მდინარის მინაყენები წარმოიშობა დიდი ყინვების დროს მდინარეთა ყინულის საფარის ზედაპირზე ამოსული წყლისაგან. რომელიც სწრაფად მიეყინება ზედაპირულ ყინულს და იზრდება მანამდე. სანამ ყინულის ზედაპირზე ამოსული წყლის დინება არ შეწყდება.

მარადი მზარდობის რაიონებში წვიმისა და თოვლის წყალი მცირე რაოდენობით შთაინთქმება ნიადაგსა და გრუნტში, თითქმის უდანაკარგოდ ჩაედინება მდინარეებში და იწვევს მდინარის წყლის დონეთა სწრაფ მატებას. მარადი მზარდობა დიდ გავლენას ახდენს მდინარეთა კალაპოტების მდგომარეობაზე.

ტბები. მარადი მზარდობის რაიონებისათვის განსაკუთრებით დამახასიათებელია ტბების არსებობა. ისინი წარმოიშობა გრუნტში არსებული ყინულების კამოდნობის შედეგად წარმოშობილ დადაბლებულ ადგილებში. თერმოკარსტიკით ან ჩაქცევით წარმოშობილ ადგილებში ტბების ფართობი ზოგჯერ რამდენიმე კვ. კმ აღწევს. ტბების საზრდოობა ყინულის მდინარი წყლით ხდება.

პატარა ტბები, სიღრმით 1—2 მეტრამდე, ფსკერამდე იყინება, რის შედეგადაც ამ ტბების ფსკერის ქვეშ მცირე სიღრმეზეა მზარდი გრუნტი. უფრო დიდი ტბებს ფსკერის ქვეშ აქვს უფრო მეტი სისქის არამზარდი გრუნტი, რომელიც ზოგჯერ მიწისქვეშა წყლებით საზრდოობს.

თერმოკარსტიკი დამახასიათებელია მარადი მზარდობის ტერიტორიისათვის. გრუნტის თერმული პირობების დარღვევას თან ახლავს მზარდი გრუნტის ყინულების გადნობა და ადგილების ჩაღრმავება, ანუ კარსტული მოვლენა.

მზარდობის ზედა მიწისქვეშა წყლები მარადი მზარდი გრუნტის ზევით არის. ისინი უფრო ხშირად გვხვდება წყლების მიერ დამუშავებულ ადგილებში, მდი-

ბარეთა ხეობების ფსკერის ალუვიურ ფენებში. ტბების ქვაბულებსა და მთის კალთების ძირში.

მზრალობისზედა მიწისქვეშა წყლებს შორის გამოიყოფა:

- ა) სეზონურად გაყინული წყლები, რომლებიც მოქმედ პორიზონტშია;
- ბ) სეზონურად ნაწილობრივ გაყინული წყლები, რომლებიც ავსებს ნიადაგ-კრუნტის სისქეს და ჩადინება სეზონურად გაყინული ფენის ქვევით;
- გ) არასეზონურად გაყინული წყლები, რომლებიც სეზონურად გაყინული წყლების ქვევითაა.

მზრალობისზედა წყლებს ძირითადად ასაზრდოებს ატმოსფერული ნალექები, ამიტომ მათი მარაგის სიდიდე, პირველ რიგში, მკიდრად არის დაკავშირებული ნიადაგის მდნარი წყლების რაოდენობასა და ზაფხულის პერიოდში მოსულ ატმოსფერულ ნალექებზე.

მზრალობათაშორისი წყლები წარმოიშობა ცალკეული ყინულის ნამარხებიდან, რომლებიც გვხვდება ლინზების, ბელტებისა და სხვა სახით. ნამარხი ყინულის გადნობის ადგილიდან იწყება წყაროები, რომლებიც ტბებსა და მდინარეებს ასაზრდოებს.

მზრალობათაშორისი წყლები თხევად მდგომარეობაშია და არ განიცდის სეზონურ გადნობასა და გაყინვას. მათი გაყინვა და გადნობა შეიძლება მოხდეს პრაველწლიურ პერიოდებს შორის, ე. ი. გადნობა მოხდება პრაველწლიური გათბობის პერიოდში, ხოლო გაყინვა — აცივების პერიოდში. მზრალობათაშორისი წყლები ზედაპირული წყლებითაც საზრდოობს, რომლებიც ჩვეულებრივ დაკავშირებულია წყლის ნაკადებთან მდინარეებისა და ტბების კალაპოტების ქვეშ.

მზრალობისქვედა მიწისქვეშა წყლები მარადი მზრალობის ფენის ქვევითაა. ამ წყლებში არ მოიპოვება ყინულები. იმ წყალთა ტემპერატურა, რომლებიც მარადი მზრალობის ქვედა ფენის მახლობლადაა, უახლოვდება 0°-ს, ხოლო მზრალი ფენის დაშორებასთან ერთად მატულობს. მზრალობისქვედა მიწისქვეშა წყლის ცირკულაციური პროცესები თითქმის ისეთივეა, როგორც არამზრალობის რაიონში მიწისქვეშა წყალთა ცირკულაცია.

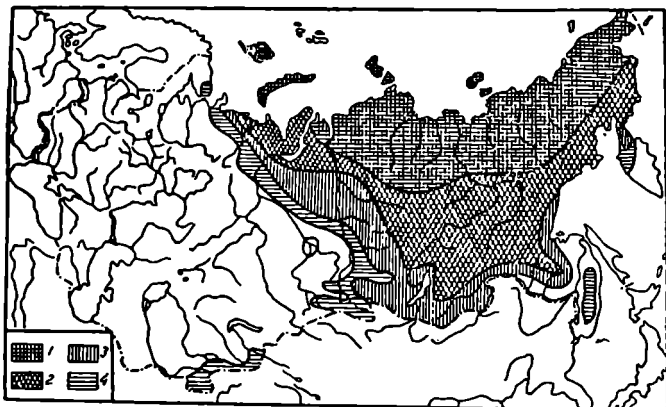
მინაყინები წარმოადგენს ყინულოვან წარმონაქმნს და წარმოიქმნება დიდი სიცივეების დროს (—30—35°) მდინარეებიდან ან მიწისქვეშა წყლების ზედაპირზე გამოსვლის შედეგად. წარმონაქმნის მიხედვით არჩევენ მდინარეულს, მიწისქვეშა წყლებისა და შერეული საზრდოობის მინაყინებს. მინაყინების ფართობი ფართო საზღვრებში მერყეობს. ხშირად გვხვდება მინაყინები 4 მეტრის სისქით. მიწისქვეშა წყალთა ზედაპირის მახლობლად წარმოქმნილი მინაყინები კმნის ბორცვებს, რომლებიც ქრება წლის თბილ პერიოდში, ხოლო ცივ პერიოდში კი ისევ ჩნდება.

მარადი მზრალობის ფიზიკურ-გეოგრაფიული მნიშვნელობა მეტად დიდია. მისთვის დამახასიათებელია რელიეფის ზედაპირზე ჩადაბლებული ადვილები, ბორცვები, თერმული კარსტები, ჰიდროლაკლიტები, რომლებიც მინაყინის ბორცვისაგან დიდი სიღრმითა და მრავალწლიური არსებობით განსხვავდება. ჰიდროლაკლიტები მოიცავს როგორც ზედაპირის ახლო მყოფი მოქმედი ნიადაგის ფენას, ისე მარად მზრალ ფენასაც. მზრალობის მხარეებში გზების, შენობებისა და სხვ. ნაგებობათა მშენებლობა მოითხოვს მზრალი ადგილების დეტალურ შესწავლას. ხშირია შემთხვევები, როცა გაყვანილი რკინიგზები და შენობები დანგრეულა მათი საფუძვლის მახლობლად მზრალი გრუნტის

გაყინვის შედეგად. ამ მიზნით მზრალობის შესწავლისათვის საბჭოთა კავშირში შექმნილია მზრალობის მკოდნეობის სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტი და სხვა მრავალი დაწესებულება.

§ 29. მარადი მზრალობის გავრცელება საბჭოთა კავშირსა და საზღვარგარეთ

მარადი მზრალობა გავრცელებულია საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში. მისი ფართობი სსრ კავშირში 10 მილიონ კვ. კმ შეადგენს.



ნახ. 10. მარადი მზრალობის რუკა (მ. პ. სუმგინის მიხედვით).

- 1—მთლიანი მარადი მზრალობა; 2—მარად მზრალი ფართობი არამზრალი ადგილებით; 3—მარადმზრალი ფართობი არამზრალი ადგილების სივარდით; 4—არამზრალ ტერიტორიაზე მარადმზრალი კუნძულები.

მზრალობა აგრეთვე გავრცელებულია ჩრდილო ამერიკის კონტინენტზე კანადასა და ალიასკაში, კუნძულ გრენლანდიაზე და სხვაგან. ამ მხარეებში მზრალობის საერთო ფართობი 9 მილიონ კვ. კმ აღწევს. ევროპაში მისი არსებობა დადგენილია სსრკ ევროპული ნაწილის უკიდურეს ჩრდილოეთში და ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანის კუნძულებზე, სკანდინავიის ნახევარკუნძულსა და ფინეთში.

დელამიწის ზედაპირზე მზრალობის მთელი ფართობი დაახლოებით 30 მილიონ კვ. კმ-ს შეადგენს.

მარადი მზრალობის ტერიტორიული და ზონალური გავრცელება საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ფარგლებში მოცემულია სქემატურ რუკაზე (ნახ. 10).

§ 30. მიწისკვეთა ფაღვანის წარმოშობა და საზღვრობა

გრუნტის წყლების ძირითადი მასაზრდოებილი წყაროა ატმოსფერული ხალექები (წვიმა, თოვლი, ნამი) და ყინვარების წყლები. ინფილტრაციის სიდიდე აერაციის ზონაში დამოკიდებულია მოსული ატმოსფერული ნალექების ინტენ-

იკობასა და ხასიათზე. აგრეთვე ნიადაგისა და გრუნტის წყალგამტარობაზე. ხანმოკლე წვიმები მცირე გავლენას ახდენს მიწისქვეშა წყლების მარაგის შევსებაზე, რადგან ასეთი წვიმების დიდი ნაწილი ნიადაგში მცირე სიღრმეზე იჭრება და წვიმის შეწყვეტის შემდეგ სწრაფად ორთქლდება. ხანმოკლე თავსება წვიმები მცირედ მოქმედებს მიწისქვეშა წყლების საზრდოობაზე. ასეთი წვიმების დროს დიდი ნაწილი, განსაკუთრებით რელიეფის ზედაპირის დიდი დახრილობის პირობებში, ჩაედინება მახლობელ მდინარეებში. გრუნტის წყლების საზრდოობისათვის ყველაზე დიდი მნიშვნელობა აქვს ინტენსიურ გამბულ წვიმებს, როცა ჰაერის შეფარდებითი ტენიანობა დაახლოებით 100%-ია. ისინი ძლევია ნიადაგში მაქსიმალურ ინფილტრაციას.

ზამთრის სეზონში მოსული ატმოსფერული ნალექები გრუნტის წყლებს მხოლოდ გაზაფხულის პერიოდში ასაზრდოებს. ზამთრის ნალექების ინფილტრაცია დამოკიდებულია მზრალი ნიადაგის გადნობის დროზე, ადგილის რელიეფზე, მცენარეულ საფარზე, ნიადაგის წყალგამტარობასა და სხვა ფაქტორებზე. მაგალითად, მოსწორებული ზეგანი გაზაფხულზე თოვლის დნობის დროს ინფილტრაციის პირობებისათვის უფრო ხელსაყრელია, ვიდრე ციკაბო მთის კალთები; მცენარეულობით დაფარულ ადგილებში ინფილტრაცია უფრო ინტენსიურია, რადგან მცენარეულობა ანელებს თოვლის დნობის ინტენსივობას და ამცირებს ზედაპირულ ჩამონადენს. რითაც ხელს უწყობს მდნარი წყლების ჩასვლას ნიადაგში დიდ სიღრმეზე.

ველიან რაიონში, სადაც თოვლის საფარი მცირეა და ისიც ძლიერ ქარებს გადააქვს ხეობებსა და ხრამებში, ადგილზე რჩება თოვლის მცირე რაოდენობა. რომლის წყალიც ნიადაგში მცირე სიღრმეზე იჭრება. მიწისქვეშა წყლები შედარებით უფრო ინტენსიურად საზრდოობს ხეობებსა და ჩადაბლებულ ადგილებში, სადაც მდნარი თოვლის წყლები გროვდება. ბუნებრივია, ასეთ ადგილებში გაზაფხულის პერიოდში გრუნტის წყლების დონეები მაღლა იწევს და მიწისქვეშა წყლები მტკნარი ხდება.

მთის რაიონებში გრუნტის წყლების საზრდოობაში, გარდა წვიმისა და თოვლის წყლებისა, მონაწილეობს ნამი, რთვილი და სხვ. ზღვის მხრიდან წამოსულ ტენიან ჰაერის მასებს გზას უღობავს ზოგჯერ მალალი მთები, სადაც ხდება შათი გაცივება. ამის შედეგად ნალექები ქვაყრილებსა და ნიადაგის ზედაპირზე გამოიყოფა. ეს წყლები ხელსაყრელ პირობებს ქმნის მიწისქვეშა წყლების საზრდოობისათვის.

უდაბნო მხარეებში შეიძლება ადგილი ჰქონდეს მიწისქვეშა წყლების საზრდოობას კონდენსაციის გზით, ე. ი. წყლის ორთქლის შესქელებით, რომელიც ილექება ქანების ნაწილაკებზე. მაგალითად, ყარაყუმის უდაბნო ხასიათდება ძალზე მცირე ატმოსფერული ნალექებით და დიდი აორთქლებით. აქ გვხვდება სველი ქვიშაქვები. ასეთი სველი ქვიშები აღმოჩენილ იქნა ყარაყუმში იმ დროს, როცა ატმოსფერული ნალექები 3—4 თვის განმავლობაში არ მოსულა!

თითოეული მასაზრდოებელი წყაროს როლი. რომელიც მონაწილეობს გრუნტის წყლების წარმოშობაში, ძირითადად იცვლება კლიმატურ და გეოლოგიურ პირობებთან დაკავშირებით.

მაგალითად, ჩრდილოეთში გრუნტის წყლები მცირე სიღრმეზეა. აქ ნალექების რაოდენობა დიდია, ხოლო აორთქლება — უფრო მცირე, ვიდრე სამხრეთ რაიონებში. ამიტომ ჩრდილოეთის რაიონებში ინფილტრაციულ წყლებს მთავარი როლი ენიჭება გრუნტის წყლების შექმნაში. რაც შეეხება კონდენსაციურ წყლებს, შეიძლება თავისი აბსოლუტური სიდიდით იგი უფრო დიდი იყოს, ვიდრე სამხრეთის რაიონებში, მაგრამ მათი როლი გრუნტის წყლების წარმოშობაში. ინფილტრაციის წყლებთან შედარებით, უმნიშვნელოა.

ამგვარად, გრუნტის წყლების რეჟიმი ჩრდილო რაიონებში მტკიცე კავშირშია მოსულ ატმოსფერულ ნალექებთან, რადგანაც ატმოსფერულ ნალექებზე შეუძლია ჩქარა მიიღოს მონაწილეობა გრუნტის წყლების საზრდოობაში.

სამხრეთით, ველებისა და ნახევრადუდაბნოების რაიონებში, მცირე ატმოსფერული ნალექებისა და შედარებით დიდი აორთქლების შედეგად შეიძლება წყალმა მცირე რაოდენობით ჩაეონოს გრუნტში, ისიც გაზაფხულის პერიოდში თოვლის დნობის დროს. წლის დანარჩენ პერიოდში კი ნიადაგის წყლები ჩედინება გრუნტში მხოლოდ ორთქლის მდგომარეობაში. ამგვარად, სამხრეთ რაიონებში შესაძლოა გრუნტის წყლების საზრდოობაში უფრო მეტად კონდენსაციური წყლები მონაწილეობდეს.

ამრიგად, გრუნტის წყლების საზრდოობის ინტენსივობა სამხრეთ რაიონებში უფრო მცირე უნდა იყოს, ვიდრე ჩრდილო რაიონებში.

ა. თ. ლებედევი თვლიდა, რომ ქ. ოდესის რაიონში კონდენსაციის გზით ატმოსფეროდან გრუნტში გადასული ტენის რაოდენობა ატმოსფეროს ნალექების მთელი რაოდენობის 15—20% -ს შეადგენს.

მიწისქვეშა წყლების რომელიმე ნაწილი წარმოიშობა აგრეთვე წყლის ორთქლის კონდენსაციით, რომელიც ამოდის დედამიწის წიაღიდან, ე. ი. იუვენილური წყლების სახით, დანარჩენი ნაწილი წარმოიშობა ატმოსფერული ნალექებიდან, რომლებიც მოდის დედამიწის ზედაპირზე და გრუნტში ფორების საშუალებით¹ იყონება.

§ 21. თავისუფალი წყალშემცველი შრეები და მასში გრავიტაციული წყალთა მოძრაობა

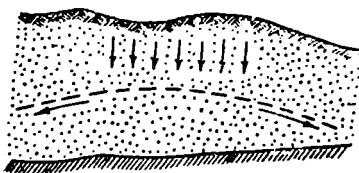
თავისუფალი წყალშემცველი შრე ისეთი შრეა, რომელშიაც მიწისქვეშა წყლის დონეს თავისუფლად შეუძლია რყევა ზემოთ განლაგებულ ნიადაგთა წყალგამტარობის გამო.

თავისუფალ წყალშემცველ შრეს შეუძლია ისაზრდოს ზემოდან თავის გარეკლების ფართობზე, მაგრამ არათანაბრად, იმისდა მიუხედავად, ფართობის რა ნაწილზე მოდის ატმოსფერული ნალექი ამა თუ იმ მომენტში. იქ, სადაც მეტი ნალექი მოვა, წყლის დონე წყალშემცველ შრეში ჰგვა ადგილებთან შედარებით მაღლა აიწევს.

ამავე დროს წყლის მოძრაობას წყალშემცველ შრეში შეიძლება ადგილი ჰქონდეს არა წყალგაუმტარი შრის დახრილობის მიმართულებით, არამედ წყლის ზედაპირის დახრილობის მიხედვით. ეს მოძრაობა ვრცელდება იმ ადგილამდე. სადაც მიწისქვეშა წყალშემცველი ფენა ზედაპირზე გამოდის. მასასადაამე, თავისუფალი წყალშემცველი შრის საშუალო დახრილობა უნდა განისაზღვროს

¹ А. Ф. Лебедев, Почвенные и грунтовые воды, М—Л., 1936.

შეფარდებით, სადაც მრიცხველში იქნება სხვაობა მიაი უმაღლესი ნაწილი. სიმალლისა და წყალგაუმტარი შრის გამოსვლის სიმაღლეს შორის, მნიშვნელოვანი კი მათ შორის ჰორიზონტული მანძილი. ასე, მაგალითად, მე-11 ნახ.-ზე წყლის მოძრაობა მარჯვენა ნაწილში, სადაც ფსკერისა და რელიეფის დახრილობა ერთმეორის საწინააღმდეგოდ არის მიმართული, შესაძლებელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც წყალგაუმტარი შრის გამოსასვლელი უფრო ახლოსაა, ვიდრე რელიეფის ზედაპირისა და ფსკერის ხაზის გადაკვეთის წერტილი. წინააღმდეგ შემთხვევაში წყლის მთელი მოძრაობა შეჩერდება და ნახაზის მარჯვენა ნაწილში წარმოიშობა უძრავი ზონა იქამდე, სანამ გრძელდება წყლის მატება ზემოდან.



ნახ. 11. თავისუფალი წყალშემცველი შრე (ა. ოგიეესკის მიხედვით).

ხაზი, რომელიც აერთებს წყალშემცველი შრის უმაღლეს დონეთა წერტილებს, მიწისქვეშა წყლების წყალგამყოფია. იგი არ ემთხვევა ხშირად ზედაპირულ წყალთა წყალგამყოფს. ზედაპირული წყალგამყოფი დამოკიდებულია ადგილის რელიეფსა და დახრილობაზე, ამასთან მუდმივობით ხასიათდება. მიწისქვეშა წყლების წყალგამყოფი კი არ არის დამოკიდებული ადგილის ზედაპირის რელიეფზე. იგი განისაზღვრება წყალგამტარი ფენის დახრილობითა და ნალექების განაწილებით, ე. ი. მას ცვალებადი ხასიათი აქვს.

თავისუფალი გრავიტაციული წყლის დაკავება აღარ შეუძლია ნიადაგ-გრუნტის დიდი ფორების კედლებს, ამიტომ იგი სიმძიმის ძალით მოძრაობს დახრილობის მიმართულებით. მისი მოძრაობა ხორციელდება წვეთობრივ-ჰაველი-სებრი სახით.

მიწისქვეშა წყლების მოძრაობა დამოკიდებულია გრუნტში ფორობის სიდიდეზე. მათ ახასიათებთ ლამინალური ან ტურბულენტური მოძრაობა. ლამინალურ მოძრაობას ადგილი აქვს წერილმარცვლოვან გრუნტში მიწისქვეშა წყლების ფილტრაციის დროს, ხოლო ტურბულენტური მოძრაობა გვხვდება გრუნტის დიდი ფორიანობის ან დანაპრალების შემთხვევაში.

ლამინალური მოძრაობის დროს წყლის ნაწილაკები საერთო დინების პარალელურად მიედინება და ერთმანეთში არ აირევა. ასეთი ხასიათის დინების დროს სიჩქარე (V) პროპორციულია მისი ჰიდრავლიკური დახრილობისა (i): $V=Ki$, სადაც K გრუნტის ფილტრაციის კოეფიციენტი. იგი გრუნტში წყლის გადანაცვლების სიჩქარეს გამოხატავს, როდესაც ჰიდრავლიკური დახრილობა ერთის ტოლია.

ტოლობის $V=Ki$. დადგენილ დამოკიდებულებას დახრილობასთან მიწისქვეშა წყალთა დინების სიჩქარისას და რ ს ი ს კ ა ნ ო ს უ წ ო ლ ე ბ ე ნ . წყლის რაოდენობა, რომელიც იფილტრება გრუნტის გარდიგარდმო კვეთში (წყლის ხარჯი), ტოლია ამ გარდიგარდმო კვეთის ფართობისა და წყლის სიჩქარის ნამრავლისა:

$$Q = V F \text{ ან } Q = Ki F,$$

სადაც Q გაფილტრული წყლის რაოდენობაა, K — ფილტრაციის კოეფიციენტი.

$i = \frac{h}{e}$ — ჰიდრავლიკური დახრილობა, h — წნევა, e — ფილტრაციის გზის სიგრძე; F — წყლის დინების გარდიგარდმო კვეთის ფართობი.

თუ ჰიდრავლიკური დახრილობა და წყლის დინების კვეთის ფართობიც ერთია ტოლია. მაშინ გაფილტრული წყლის რაოდენობა (ანუ ხარჯი) ფილტრაციის კოეფიციენტის ტოლი იქნება, ე. ი. $Q = K$.

ტურბულენტური ხასიათის დინების დროს წყლის ნაწილაკები არა მარტო აირევა ერთმანეთში და გადაინაცვლებს ნაკადის საერთო დინებიდან, არამედ უწესრიგოდ გადაინაცვლებს მთელი ნაკადის ფარგლებშიც. ამ შემთხვევაში ნაკადის სიჩქარე V გამოიანახება შემდეგი ფორმულით:

$$V = C \sqrt{Ri}$$

სადაც C კოეფიციენტი, რომელიც დამოკიდებულია კედლების მქისეობაზე. R ჰიდრავლიკური რადიუსია, ე. ი. შეფარდება ნაკადის გარდიგარდმო კვეთის ფართობის სველ პერიმეტრთან; სველი პერიმეტრი ხაზის სიგრძეა, რომლითაც შემოაზღვრულია ნაკადის დინების კვეთის ფართობი.

§ 22. ჰიდროგეოლოგიური აგებვა

ჰიდროგეოლოგიურ აგებვას უწოდებენ რაიონის ჰიდროგეოლოგიური მდგომარეობის გამოკვლევას, რელიეფის ამგები ქანების მდებარეობისა და მათში წყალშემცველობის შესწავლას. დავალების მიხედვით არჩევენ მარშრუტულ, ზოგადს. სპეციალურს. დეტალურსა და სხვა სახის აგებვებს.

როგორც არ უნდა იყოს ჰიდროგეოლოგიური აგებვის დავალება, პირველ რიგში აუცილებელია წინასწარი მოსამზადებელი სამუშაოების ჩატარება. უნდა შესწავლილ იქნეს გამოსარკვევი რაიონის კარტოგრაფიული მასალა. ყველაზე წერილმასშტაბიანი რუკა, რომელიც ვარგისია გამოსაყენებლად, 1:500000 მასშტაბისაა. რამდენადაც უფრო მსხვილმასშტაბიანია რუკა, მით უფრო უკეთესია იგი რელიეფის შესასწავლად. ყველაზე კარგია რუკა იზოჰიტების, რომლითაც ადვილია რელიეფის სხვადასხვა ფორმების, აბსოლუტური და შეფარდებითი სიმაღლეებისა და სხვ. დადგენა. გარდა რუკებისა, აუცილებელია ლიტერატურული წყაროების შესწავლა, რომლებიც საკვლევ ტერიტორიას ეხება თუ აშუალება გვაქვს, უნდა გავეცნოთ გამოსაკვლევი რაიონის მუზეუმის მასალებსაც. სადაც შეიძლება იყოს ქვების, ქაბურღილებისა და ნამარხების მონაცემები.

გამოკვლევის პერიოდში დიდი მნიშვნელობა აქვს ადგილობრივი მოსახლეობის გამოკითხვასაც წყაროების, ქვების, ნამარხებისა და სხვ. შესახებ.

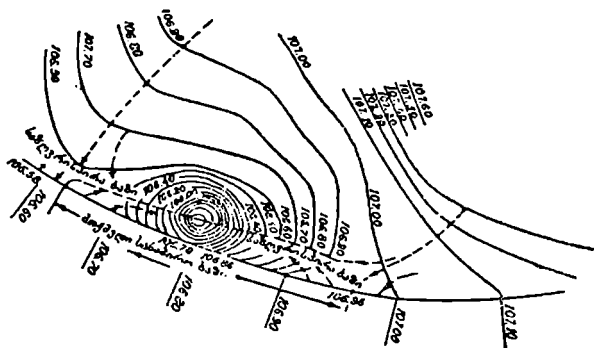
საველე მუშაობა შემდეგ ეტაპებად იყოფა: პირველ ეტაპზე ხდება ადგილია ტოპოგრაფიული, გეოლოგიური და ჰიდროგეოლოგიური დახასიათება, მეორე ეტაპზე კი — მიწისქვეშა წყლების ჰიმოური გამოკვლევა, დაკვირვება მიწისქვეშა წყალთა დინების მიმართულებაზე და მის სიჩქარეზე, გრუნტების წყალშემცველობაზე, წყალგამტარობაზე, ტენტევალობაზე და სხვ.

თუ გამოკვლევის სამუშაოებში შედის სტატისტიკური სამუშაოები, მაშინ აწარმოებენ დაკვირვებას მიწისქვეშა წყლების რეჟიმზე, დონეთა რყევადობაზე. წყლის ტემპერატურის ცვალებადობაზე და სხვ.

საველე მუშაობის დასრულების შემდეგ დგება ანგარიში, რომელშიც მო-

ცემული უნდა იყოს დაკვირვების შედეგების აღწერა, ავეგმვის მასალები და სათანადო მასშტაბის გეოლოგიური და ჰიდროგეოლოგიური რუკები.

ჰიდროიზოჰიფსები. საველე მუშაობის პერიოდში მიწისქვეშა წყალთა დონეებზე ერთდროული დაკვირვების შედეგად (კაში, ჰაბურლილში, წყაროების გამოსასვლელებთან და სხვ.) შეიძლება შევადგინოთ გრუნტის წყალთა სარკის რუკა. გრუნტის წყალთა დონეების სიმაღლე აითვლება აბსოლუტური ან შეფარებითი სიმაღლეების მიხედვით. თანაბარ სიმაღლეზე მდებარე გრუნტის წყალთა დონეების შემაერთებელ ხაზს **ჰ ი დ რ ი ზ ო ჰ ი ფ ს ე ბ ს** უწოდებენ. ტოპოგრაფიულ რუკებზე ჰიდროიზოჰიფსები ინტერპოლაციის მეთოდით დგება. მათი კვეთის სიდიდე დამოკიდებულია რუკის მასშტაბზე და გაზომილი წყლის დონეთა წერტილების რაოდენობაზე, რომლებიც რუკაზეა გადმოტანილი.



ნახ. 12. ჰიდროიზოჰიფსების რუკა (ა. ვ. ოგიეცკის მიხედვით).

გრუნტის წყლების ჰიდროიზოჰიფსების რუკაზე შეიძლება განისაზღვროს შემდეგი ელემენტები:

1. გრუნტის წყალთა მიმართულება და დახრილობა,
2. გრუნტის წყლის სიღრმე სასურველ წერტილში ან სასურველ უბანზე,
3. წყალშემცველი შრის სისქე,
4. გრუნტის წყალთა განლაგება და მისი დამოკიდებულება რელიეფის ზედაპირთან.

გრუნტის წყალთა მიმართულება განისაზღვრება უდაღესი ნიშნულის ჰიდროიზოჰიფსიდან დაშვებული პერპენდიკულარით, უმცირესი ნიშნულის ჰიდროიზოჰიფსის მიმართ.

გრუნტის წყალთა ნაკადის დახრილობა განისაზღვრება ამა თუ იმ უბნისათვის ორი მეზობელი ჰიდროიზოჰიფსის სიმაღლეთა ნიშნულის სხვაობის გაყოფით ამ ჰიდროიზოჰიფსებს შორის მანძილზე, ე. ი.

$$i = \frac{H_1 - H_2}{L},$$

სადაც i დახრილობაა, H_1 — მაღალი დონის ჰიდროიზოჰიფსის სიმაღლე მეტ-
5 ნ. უკლება

რბით, H_2 — დაბალი დონის ჰიდროიზოპიფსის სიმაღლე, L — მანძილი აღნიშნულ ჰიდროიზოპიფსებს შორის.

გრუნტის წყალთა მდებარეობა სასურველ წერტილში განისაზღვრება მანძილით ზედაპირის ჰორიზონტალის ნიშნულსა და მოცემულ წერტილში ჰიდროიზოპიფსის ნიშნულს შორის.

წყალშემცველი შრის სისქე ჰიდროიზოპიფსების რუკაზე შეიძლება გახსნაზღვროთ იმ შემთხვევაში, თუ რუკაზე, გარდა ზედაპირული ჰორიზონტალებისა და ჰიდროიზოპიფსებისა, მოცემულია წყალგაუმტარი შრის ზედაპირის ჰორიზონტალები. ჰიდროიზოპიფსებია და წყალგაუმტარი ზედაპირის ჰორიზონტალებს შორის მანძილი განისაზღვრება გრუნტის წყალშემცველი შრის სისქით.

როდესაც გრუნტის წყალთა დონეები რყევადობას განიცდის, ჰორიზონტალების რუკა იძლევა გრუნტის წყლების სარკის მდებარეობას მხოლოდ იმ მომენტისათვის, როდესაც ჩატარებულია ჰიდროგეოლოგიური აგეგმვა და შეღვენილია რუკა.

§ 28. წყალშემცველ შრეში გრუნტის წყლების სიჩქარეთა განსაზღვრა

პრაქტიკული მიზნით მნიშვნელოვანია მიწისქვეშა წყლების სიჩქარეთა გაგება. მაგალითად, თუ ჩვენ ვესურს წყალმომარაგებისათვის გამოვიყენოთ მიწისქვეშა წყლის ნაკადი, მაშინ საჭიროა ვიცოდეთ — როდის მივიღებთ წყლის მოხმარების შემდეგ ახალ მარაგს. მცირე რაოდენობით წყლის მოწოდების დროს შეგვიძლია მოვიხმაროთ მიწისქვეშა წყლის მცირე რაოდენობა, ხოლო წყლის ჩქარი მოწოდების დროს კი — დიდი რაოდენობა.

მიწისქვეშა წყლის ნაკადის დინების სიჩქარის განსაზღვრა ხდება ფიზიკაში ცნობილი ფორმულით:

$$V = \frac{L}{T},$$

სადაც V სიჩქარეა, L — მანძილი ორ წერტილს შორის, T — წყლის მოძრაობის დრო აღნიშნულ ორ წერტილს შორის.

მიწისქვეშა წყლის დინების სიჩქარის განსაზღვრისათვის ნაკადის დინების მიმართულებით გაჭრიან ორ ჰეს ერთმანეთისაგან რამდენიმე მეტრის დაშორებით. ერთ მათგანში ჩაუშვებენ რაიმე ინდიკატორს, ხოლო მეორეში უთვალთვალენ, თუ როდის მოხვდება პირველ ჰესში ჩაშვებული ინდიკატორი მეორეში. გაიგებენ დროს, მანძილი კი ცნობილია. მანძილის შეფარდება დროსთან გვაძლევს მიწისქვეშა ნაკადის ნამდვილ სიჩქარეს. ასეთი ინდიკატორები მრავალნაირია. მაგალითად, ინდიკატორად შეგვიძლია გამოვიყენოთ სუფრის მარილის ხსნარი (NaCl). მასში ქლორის განსაზღვრა ადვილად შეიძლება აზოტმკაეა ვერცხლის საშუალებით. ეს ხერხი გამოდგება მაშინ, თუ მიწისქვეშა წყალი არ შეიცავს ნატრიუმის ქლორიდს.

თუ გამოსარკვევ მიწისქვეშა წყალში ქლორიანი ნატრიუმია, მაშინ იყეხებენ საღებავ ინდიკატორებს. მათ შორის წყალში ყველაზე ადვილად იხსნება ფლუერესცენი, მაგრამ ეს ინდიკატორიც არ გამოდგება სიჩქარეთა გამოსაკვლევად ქებში მკაეა წყლების არსებობის შემთხვევაში, რომელც მას გააუფერულება.

ინდიკატორებია საშუალებით ნამდვილი სიჩქარეების გაზომვის ხერხს კოლორიმეტრულ მეთოდს უწოდებენ. ვარდა კოლორიმეტრული მეთოდისა, მიწისქვეშა წყლების სიჩქარეთა გაზომვისათვის იყენებენ აგრეთვე ელექტროლიტურ მეთოდს. ეს მეთოდი ძირითადად დამყარებულია მიწისქვეშა წყლებში მარილიანობის კონცენტრაციის გადიდებაზე, ე. ი. მიწისქვეშა წყლებში ელექტროლიტების შეტანაზე, რომელიც ადიდებს ელექტროგამტარობას და ამცირებს წინააღმდეგობას. ერთ-ერთ ქაში ჩაუშვებენ კათოდს, მეორეში — ანოდს, შემდეგ დენი გაჰყავთ გალვანომეტრის სისტემაში. ხელსაწყოთა ისრის გადახრით განსაზღვრავენ ელექტროლიტის გასვლას სათვალთვლო ქაში. ელექტროგამტარების გასადიდებლად ქაში უშვებენ ქლორამონიუმს (NH_4Cl) ან სუფრის მარილს (Na_2SO_4). ჩვეულებრივ პირველად უშვებენ 10 კგ და შემდეგ მარილის ჩაშვებას იმეორებენ 10—15 წუთში. იმ მომენტში, როდესაც ელექტროლიტის ხსნარი სათვალთვლო ქასში მიადრეკს, მილიამპერი უჩვენებს ელექტროგამტარობის მკვეთრ მატებას. მილიამპერზე ათვლა წარმოებს ყოველ 0,5—1 საათში, შემდეგ ააგებენ გრაფიკს, რომლითაც ადგენენ მიწისქვეშა წყალთა სიჩქარეს.

§ 84. წყალშემსველ ზრახში მიწისქვეშა წყლების დონეთა რეგულაცია

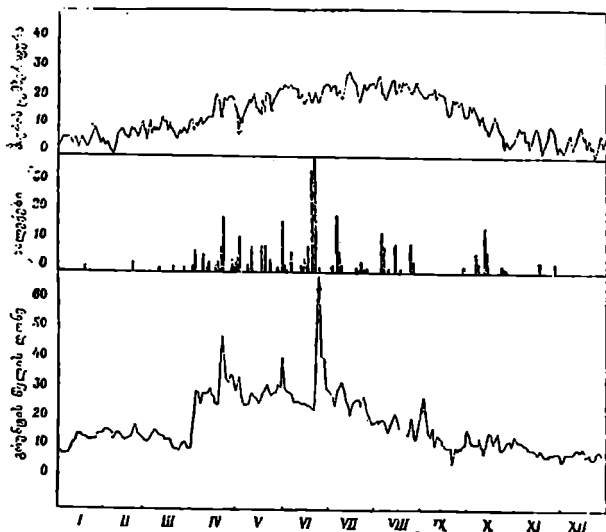
მიწისქვეშა წყლების დონეთა რეგულაცია მკაფიოდ გამოსახული ხასიათი აქვს. წლის განმავლობაში დონეთა რეგულაციის აპლიტუდა ზოგჯერ რამდენიმე მეტრს აღწევს. გრუნტის წყლების დონეთა რეგულაციის გამოწვევი მიზეზები მრავალგვარია. სხვა მიზეზებს შორის ყველაზე მნიშვნელოვანია ატმოსფერული ნალექები, განსაკუთრებით ვაკე ადგილებში, სადაც ნიადაგი და გრუნტი თავისუფლად ატარებს ზედაპირზე მოსულ ატმოსფერული ნალექების წყლებს. რაც ზრდის გრუნტის წყალთა დონეს. ამ შემთხვევაში ადვილი დასადგენია კავშირი მოსულ ატმოსფერული ნალექების რაოდენობასა და მიწისქვეშა წყლების დონეთა რეგულაციას შორის. გარდა ატმოსფერული ნალექებისა, მიწისქვეშა წყლების დონეთა რეგულაციაზე დიდ გავლენას ახდენს აორთქლება და ზედაპირული წყლების (მდინარის, ტბების) დონეთა რეგულაცია.

ატმოსფერული ნალექები, აორთქლება და ზედაპირული წყლები იწვევს მიწისქვეშა წყლების სეზონურ რეგულაციას. ზედაპირული წყლების გავლენით დონეთა რეგულაცია, განსაკუთრებით დიდი მდინარეების მახლობლად, ძალზე დიდია და რამდენიმე მეტრს აღწევს, ხოლო მეტეოროლოგიური ფაქტორებით გამოწვეული დონეთა რეგულაცია შედარებით მცირე ამპლიტუდით ხასიათდება. მიწისქვეშა წყლების ნელი მოძრაობის შედეგად მათი დონეთა მატება არ ხდება ნალექების მოსვლასთანავე, არამედ რამდენიმე დღით და ზოგჯერ რამდენიმე თვითაც იგვიანებს. მიწისქვეშა წყლების დონეების მომატება ინტენსიურად მიმდინარეობს წვრილი გაბმული ხანგრძლივი წვიმების პერიოდში (ნახ. 13).

გრუნტის წყლების ძირითადი მასაზრდოებელი წყარო გაზაფხულზე თოვლის წყალია. მის ინფილტრაციაზე გავლენას ახდენს თოვლის დნობის ხანგრძლიობა და ნიადაგის ზედაპირის ყინულის დნობის პერიოდი.

ველიან რაიონებში, სადაც თოვლის საფარი მცირეა და დნობა ძალიან სწრაფად ხდება, თოვლის წყლები მხოლოდ ნიადაგის ზედაპირს დასველებს; ასწრებს და ღრმა გრუნტის წყლებამდე ვერ აღწევს. ამიტომ გრუნტის წყალთა

დონეც არ მატულობს, ხოლო ჩადრმავებული რელიეფის ფორმებში, სადაც თოვლის წყალი გროვდება, შეიძლება ნიადაგში ჩაეონილმა წყლებმა მიაღწიოს ღრმა გრუნტის წყლის ზედაპირამდე და დონემ შესამჩნევად აიწიოს.



ნახ. 13. ნიადაგისა და გრუნტის წყლების დონეთა, ასევე ნალექებისა და პაერის ტემპერატურების რყევადობა (თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიური ლაბორატორიის მონაცემების მიხედვით).

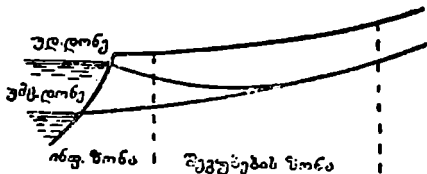
ამგეარად, ატმოსფერული ნალექების გავლენა გრუნტის წყლების დონეთა რყევადობაზე დამოკიდებულია გრუნტის წყლების მდებარეობასა და სიღრმეზე. გრუნტის ამგები ქანების ხასიათსა და ატმოსფერული ნალექების მოსვლის ინტენსივობაზე.

მიწისქვეშა წყლების რეჟიმი მდინარეთა ხეობებში სულ სხვაგვარია. მიწისქვეშა წყლების რეჟიმზე მდინარეთა სანაპირო ზოლში გავლენას ახდენს თვით მდინარის წყლიანობის რეჟიმი. მიწისქვეშა და ზედაპირული წყლები ერთიმეორესთან მუდმივ კავშირშია. ზედაპირული წყლები უმეტეს შემთხვევაში მკვეთრ გავლენას ახდენს სანაპირო ზოლში არსებულ მიწისქვეშა წყლებზე.

თავის მხრივ მიწისქვეშა წყლები ასაზრდოებს მდინარეებს იმ პერიოდში, როდესაც ისინი ზედაპირულ საზრდოობას მოკლებულნი არიან.

ზედაპირულ და მიწისქვეშა წყლებს შორის წყლის ცვლის პროცესები დამოკიდებულია არა მარტო მათ დონეთა რყევაზე, არამედ ჰიდროგეოლოგიურ პირობებზეც და ადგილის გეომორფოლოგიურ ხასიათზე.

თუ მდინარის დონე მიწისქვეშა წყლის დონეზე დაბლაა, მაშინ მიწისქვეშა წყალი მდინარისაკენ მიედინება და ასაზრდოებს მას, ხოლო თუ მდინარის დონე მიწისქვეშა წყლის დონეზე მაღლაა, საწინააღმდეგო მოვლენას აქვს ადგილი — მდინარიდან წყალი მიემართება წყალშემცველ შრეში და ამაღლებს მიწისქვეშა წყალთა დონეს. ამ შემთხვევაში მდინარის მომატებული დონე აკავებს მიწისქვეშა წყლის დინებას მდინარისაკენ, ამიტომ მდინარის წყალი შეიძლება სანაპირო ზოლის გრუნტში შეიკრას და წარმოქმნას ინფილტრაციის ზონა მიწისქვეშა წყლის დაგუბების ზონაში (ნახ. 14).



ნახ. 14. გრუნტის წყალთა დონეები მდინარის წყალდიდობის დროს.

მშრალი კლიმატური პირობების რაიონებში, სადაც მიწისქვეშა წყლები მთელი წლის განმავლობაში საზრდოობს მდინარეთა წყლებით, წყალდიდობის პერიოდში წარმოებს მდინარეებიდან წყალთა ინტენსიური გაჟონვა გრუნტის წყლების შესავსებად. წყალდიდობის დაცხრომის დროს მდინარის დონეთა დაცემა უფრო სწრაფად მიმდინარეობს, ხოლო გრუნტის წყლების დონეთა დაცემა კი ნელი ტემპით წარმოებს (ნახ. 15).



ნახ. 15. გრუნტის წყალთა დონეები მდინარის წყალმცირობის დროს.

სიმაღლეც დამოკიდებულია გრუნტის წყალგამტარობაზე. მსხვილმარცვლოვანი გრუნტის პირობებში თხემის სიმაღლე უფრო დაბალი იქნება, ვიდრე წვრილმარცვლოვანი გრუნტის პირობებში.

§ 46. წყაროები, ვოკალუზები, მინერალური წყლები, წნეხიანი (არტეზიული) წყლები

მიწისქვეშა წყლების გამოსასვლელს დედამიწის ზედაპირზე წყაროს უწოდებენ. წყაროებიდან შემდეგში წარმოიშობა ნაკადულები. რომლებიც თავის გზას იკვლევს მდინარეებისაკენ და მათ საზრდოობაში მონაწილეობს.

წყაროები ზედაპირზე გამოსვლის ხასიათის მიხედვით მრავალგვარია. უფრო ხშირად მათ ყოფენ ორ ძირითად ჯგუფად: 1) დაღმავალ და 2) აღმავალ წყაროებად.

დაღმავალი წყაროები, თავის მხრივ, რამდენიმე ჯგუფად იყოფა. მათ შორის პირველ ადგილზეა ის წყაროები, რომლებიც გამოედინება მდინარეთა ხეობების ფერდობებზე. ასეთ წყაროებს შეიძლება ეროზიული წყაროები ეწოდოს. თუ ხეობის ფერდობი ნაყარი მასალით არის აგებული, მაშინ ისინი

უარავენ მიწისქვეშა წყალთა გამოსასვლელებს და წყაროები ნაყარი მასალის ქვეშ მიედინება. თუ წყალგამტარი ქანი წარმოდგენილია სინკლინური ჩაზნე-ქილობის სახით, სადაც მონაცვლეობს წყალგაუმტარი და წყალშემცველი შრე-ები, მასში შეიძლება დაგროვდეს წყალი, სანამ მთლიანად არ შეივსება წყალ-შემცველი შრის ქანები, ხოლო წყლის შემდგომი დაგროვება გამოიწვევს წყლის გადმოღვრას წყაროს სახით წყალგაუმტარი და წყალშემცველი შრეების საზღ-კარზე.

კარსტულ მხარეებში უფრო მეტად გვხვდება გამოქვაბულის წყა-როები, რომლებიც გამოედინება დედამიწის ზედაპირზე დიდი ნაკადის სახით. წყაროების ამ ჯგუფს მიეკუთვნება ე. წ. ვოკლუზები. ვოკლუზები გვხვდე-ბა საფრანგეთში, დალმაციაში, საქართველოში, ქ. სოხუმის მახლობლად. მდ. ბესლეთი ვოკლუზური წყაროდან იწყება. ვოკლუზები არის გალის რაიონ-შიც, მდ. რეჩხის სათავეში და სხვ.



ნახ. 16. მდ. ბესლეთის ვოკლუზი.

წყლის დებიტის რყევის მიხედვით არჩევენ მუდმივ და დენაწყვეტილ წყა-როებს. მუდმივ წყაროებში წყლის დინებას მუდამ აქვს ადგილი. დენაწყვეტილ წყაროებში კი წყალი პერიოდულად მატულობს ან კლებულობს. დენაწყვე-ტილი წყაროები წარმოიშობა მიწისქვეშა რეზერვუარებიდან, სადაც წყალი ნაპრალით ჩაედინება და სიფონის საშუალებით გადმოიღვრება.

აღმავალი, ანუ წნევიანი (არტეზიული) წყაროები ბუნებრივ-წნევიან წყალთა გამოსასვლელებია, რომლებიც შეიძლება ამოვიდეს ან ჰიდროსტატიკური წნევით, ანდა გაზებისა და ორთქლის წარმოშობის გზით.

ჰიდროსტატიკური წნევის მოქმედების შედეგად წყაროები ამოღოს მაშინ, როცა წყალგაუმტარი შრის ზედა ფენა წყალშემცველი შრის ზემოთ დაშლილია რომელიმე ნაპრალის ან ქანის დასხლეტის შედეგად.

წყლის ამოსვლა დედამიწის ზედაპირზე უფრო ხშირად შეუძლია გამოიწვიოს ნახშირმჟავა გაზმა. გაზების წნევის შედეგად გამოსული წყალი გამოყოფს წვრილ ბუშტულებს და ადუღებულ წყალს მოგვაგონებს.

წნევიანი წყაროების წარმოშობაში წყლის ორთქლი მთავარ როლს ასრულებს მხოლოდ ვულკანურ მხარეებში. წყლის ორთქლის მოქმედებით ამოხეტილ წყაროებს გეიზერებს უწოდებენ. გეიზერები დროგამოშვებით მოქმედებს.



ნახ. 17. არტეზიული წყლების განლაგების სქემა.

გეიზერი წარმოიშობა დედამიწის ზედაპირიდან შედარებით დიდ სიღრმეზე, სადაც წყლის ტემპერატურა 100° -ზე ჰქვია. გეიზერის ქაში წყალი მიწის წიაღის გახურებულ სიღრმეში იმყოფება და წყლის სვეტს წარმოადგენს. ჰიდროსტატიკური წნევის გამო წყლის სვეტის ქვემოთ მოთავსებული წყალი არ

დუღდება 100° -ზე. მხოლოდ მაშინ, როდესაც წყალი გადახურდება და მისი ტემპერატურა აიწევს 100° -ზე მაღლა, იწყება ხოლმე მძაფრად წყლის ორთქლის გამოყოფა და ქიდან ამოხეტიან წყლის უზარმაზარი შადრევანი. ასეთი გეიზერების ამოსროლა წარმოებს დროგამოშვებით. როდესაც წყლის ტემპერატურა დაიწევს და ორთქლის გამოყოფა შემცირდება, გეიზერი დროებით შეწყვეტს მოქმედებას. გეიზერები გავრცელებულია ისლანდიის კუნძულზე, ჩრდილო ამერიკის შეერთებულ შტატებში, საბჭოთა კავშირში (კამჩატკაზე) და სხვაგან.

გამოყენების ხასიათის მიხედვით გამოირჩევა: ა) სასმელი, ბ) სამკურნალო და გ) სარწყავი წყაროები. წყაროების წყალი სასმელად გამოიყენება საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ჩრდილო მხარეში, ურალში, კავკასიასა და აძიერკავკასიის წინამთებრ ზონაში, მთისწინების შლეიფის ზოლში, შუა აზიაში, ყაზახეთში, ციმბირში, შორეულ აღმოსავლეთში და სხვაგან.

წყაროს წყლის სასმელად გამოყენების დროს საჭიროა მისი სანიტარული შეფასება, ფიზიკური და ქიმიური თვისებების შესწავლა. წყაროს წყალში, რომელიც სასმელად გამოიყენება, მშრალი ნაშთი ერთ ლიტრში საშუალოდ 300—400 მგ არ უნდა აღემატებოდეს; ამიაკი — 0,1 მგ/ლიტრში; არ უნდა იყოს აღნიშნული რაოდენობაჲ კი აზოტოვანი სიმჟავისა. ქლორის არსებობა 1 ლიტრზე არ უნდა აღემატებოდეს 10 მგ-ს. წყალს არ უნდა ჰქონდეს სუნი, მოყვითალო ფერი და სიხისტე განსაზღვრულ რაოდენობაზე მეტი და სხვ.

სამკურნალო წყაროები გავრცელებულია როგორც დანალექი ქანების მხარეებში, ისე მთისწინების ზონაში (ჩრდილო კავკასიაში, საქართველოში, კოპეტ-დაღსა და ყირგიზეთში), სადაც მათ ხშირად აღმავალი ხასიათის გამოსასვლელები აქვთ და დაკავშირებული არიან თერმულ ტექტონიკურ ხაზთან (მაგალითად, კოპეტ-დაღის თერმული წყლების ზონა).

სამკურნალო, ანუ მინერალური წყლები განსხვავდება მტკნარი წყლებისაგან უმთავრესად ადამიანის ორგანიზმზე ფიზიოლოგიური მოქმედებით, რასაც განაპირობებს მათი ქიმიური, თერმული და გაზების შედგენილობა. ბუნებრივი მინერალური წყლების ბაზაზე საბჭოთა კავშირში მოწყობილია მთელი რიგი დიდი კურორტები.

მინერალურ წყლებს ჩვეულებრივ აჯგუფებენ ტემპერატურისა და ქიმიური შედგენილობის მიხედვით. არჩევენ შემდეგი სახის მინერალურ წყლებს:

1. ტუტიან წყაროებს, რომლებშიაც ჰარბობს ნახშირმჟავა ნატრიუმი და CC_2 (ბორჯომის წყაროები);
2. რკინიან წყაროებს, სადაც რკინა შედის არა ნაკლებ 0,3 მგ ლიტრში (წალკის რკინის წყარო);
3. დარიშხანიან წყლებს, რომლებშიაც შედის არა ნაკლებ 0,003 მგ/ლ (ნარინის წყარო სამხრეთ ოსეთში);
4. გოგირდიან H_2S წყაროებს (წყალტუბო, ზეკარი, ცაიში, თბილისი და სხვ.);
5. კირიან წყლებს, სადაც ჰარბობს $CaCO_3$ და სხვ.

სარწყავ წყაროებს, გარდა სავარგული ფართობის მორწყვისა, ხშირად იყენებენ სასმელად და იშვიათად — სამკურნალოდ. მათ მიეკუთვნება: კარსტული წყაროები, კოპეტ-დალის თერმული ზონის წყაროები, მთათაშორის გამოზღვის კონუსებიდან ინფილტრაციით გამოსული წყაროები და სხვ.

§ 88. მიწისქვეშა წყლების კლასიფიკაცია

მიწისქვეშა წყლების კლასიფიკაცია საქმაოდ მრავალია. ეს ძირითადად აიხსნება მიწისქვეშა წყლების მდგომარეობით და ბუნებრივი პირობების სირთულით, ასევე გაზრდილი მოთხოვნილებით სხვადასხვა ტიპის წყლებზე. მიწისქვეშა წყლების კლასიფიკაცია შეიძლება მისი წარმოშობის, განლაგების პირობების, ჰიდროდინამიკური პროცესების, ტემპერატურის, ქიმიური შედგენილობის, წყალშემცველი შრეების ასაკისა და სხვა ნიშნების მიხედვით.

ქვემოთ მოცემულია მიწისქვეშა წყლების კლასიფიკაცია ა. მ. ოგჩინიკოვის მიხედვით, პ. ჰ. კლიმენტოვის შესწორებით (იხ. ცხრილი 7).

სხვა კლასიფიკაციებით მიღებულია მიწისქვეშა წყლების დაყოფა ნიადაგისა და ქანების ტენეტვადობის, ტემპერატურის, ქიმიური შედგენილობისა და ქანების სტრატეგრაფიული ხასიათის მიხედვით.

მდებარეობის სიღრმის მიხედვით გამოირჩევა: 1. ზედაპირული წყლები, 2. შრეობრივი წყლები, რომლებიც იმყოფება ქანების შრეებში, 3. კარსტული

ცხრილი 7

მიწისქვეშა წყლების კლასიფიკაციის ხემა

მიწისქვეშა წყლის ძირითადი ტიპები	წყნის ხასიათი	მიწისქვეშა წყლების მთავარი სახეები	საზრდო-ობის არისა და გავრცელების შეფარდება	რეჟიმის ხასიათი	წარმოშობა	სახალხო მურწნობაში გამოყენება
აერაციის ზონის წყლები	უწყნო	ჰაობების, ნიადაგის, მლაშობების წყლები. მარადი მზრალობის რაიონებში მოქმედი ფენის წყლები	საზრდო-ობის არე მთხვევა გავრცელების მხარეს	ჩვეულებრივი წყლები დროებითი ხასიათისა	ძირითადად ინფილტრაციული	დიდი მნიშვნელობა აქვს სოფლის მურწნობისათვის, მაგრამ ზოგჯერ გამოყენებულია სეზონური წყლით მომარაგებისათვის პატარა და წესებულებებსა და წარმოებებში

მიწისქვეშა წყლის ძირითადი ტიპები	წნევის ხასიათი	მიწისქვეშა წყლების მთავარი სახეები	საზღო-ობის არისა და გავრცელების შეფარდება	რეგიონის ხასიათი	წარმოშობა	სახალხო მკურნე-ბაში გამოყენებ
გრუნტის წყლები	ხშირად უწნევო	ალუვიური ნაფენების წყლები, ყინვარული ნაფენების წყლები, დელუვის, პროლუვის და სხვა ნაფენის შრეები, ევლების, უდაბნოებისა და ნახევრად უდაბნოების წყლები. ზღვის სანაპირო ზონის წყლები. მთიან მხარეთა წყლები	1	წყალს დონზე ირ-ყვეა ზედა-პირული ტენის ინ-ფლტრაციით, მი-წისქვეშა აორთქლე-ბით და ადგილზე წნევის გ-დაც.	ზოგიერთ ადგილზე შეიძლება იყოს კონ-დენსაცი-ური	გამოიყენება წყალ-მომარაგებისათვის და მორწყვისათვის
არტეზი-ული წყლები	წნევიანი	შრეთაშორისი წნე-ვიანი წყლები. პით შორის: ნაუთობიანი. მზრალობის ქვედა მი-ნერალური წყლები	საზღო-ობის არე არ ემ-თხვევა გავრცე-ლების მხარეს	წყლის დონე ირყეა-წნევის გა-დაცემის შემდეგ	ინფილ-ტრაცი-ული და ზღვიური	მტკნარი წყლები გამოიყენება წყალ-მომარაგებისათვის, მა-ღალმარლიანი წყლები—მარილებისა და სხვადასხვ. ელემენტების მისაღე-ბად სამკურნალო მიზნებისათვის.

წყლები, რომლებიც მოძრაობს კარსტულ ნაპრალებში. ხვრელებსა და სხვა ფორებში და 4. ტექტონიკური ნაპრალების წყლები.

ტემპერატურის მიხედვით ასხვავებენ: 1) ცივ წყლებს 20°-ზე დაბალ-ტემპერატურით, 2) თბილ წყლებს 20—50°-ის ტემპერატურით და 3) ცხელ წყლებს 50°-ზე მეტი ტემპერატურით.

მინერალზაციის მიხედვით ვ. ი. ვერნადსკი მიწისქვეშა წყლებს შორის აო-ჩევს: 1) მტკნარ წყლებს — 1 ლიტრ წყალში 1 გ მარილის შემცველობით. 2) მარილიან წყლებს — 1 ლიტრ წყალში 10 გრამამდე მარილის შემცვე-ლობით და 3) მლაშე წყლებს — ერთი ლიტრი შეიცავს 50—400 გ მარილს.

§ 27. ა. თ. ლეზაძევის შრომები და თეორიები მიწისქვეშა წყალთა წარმოშობის შესახებ

ჩერ კიდევ ჩვენს წელთაღრიცხვამდე პირველ საუკუნეში მარკუს-ვიტრუ-ვიუს-პოლი აღნიშნავდა, რომ მიწისქვეშა წყლები მიიღება დედამიწაში თოვ-ლისა და წვიმის წყლების ჩაჟონებით. ეს შეხედულება განვითარდა საშუალო საუკუნეებშიც. რუსეთში მას მხარს უჭერდა მ. ვ. ლომონოსოვი. ეს თეორია ცნობილია ინფილტრაციის თეორიის სახელწოდებით.

1717 წელს ინფილტრაციის თეორია განმეორებით წამოაყენა ფრანგმა მეც-ნიერმა მარიოტმა. იგი ამტკიცებდა, რომ მიწისქვეშა წყლების ყველა სახე (რო-გორც ნიადაგის, ისე გრუნტის წყლები) წარმოიქმნება ატმოსფერული ნალექების ჩაჟონვით წყალგაუმტარ ფენამდე. მიწაში ჩაჟონილი წყალი, რომელიც მოძრა-ობს წყალგაუმტარი ფენის გასწვრივ, შეიძლება გამოვიდეს დედამიწის ზედა-პირზე წყაროების სახით. ეს თეორია წარმოადგენს მარკუს-ვიტრუვიუს-პოლის

ეთერიის განმეორებას, მაგრამ საყოველთაო აღიარება ინფილტრაციის თეორი-
ამ მხოლოდ მარიოტის შრომების წყალობით პოვა.

ინფილტრაციის თეორიის ზოგიერთ მიმდევარს (პლატონი) მიწისქვეშა
წყლების წარმოშობა სხვანაირად ჰქონდა წარმოდგენილი. ისინი ამტკიცებდ-
ნენ, რომ მიწისქვეშა წყლები დედამიწის წიაღში წარმოიშობა ზღვის წყლის
ჩაქონებით, სადაც ზღვის წყალი იწმინდება მარილებისაგან და შემდეგში, რო-
ცორც მტკნარი წყალი, ქმნის ცირკულაციას დედამიწის სიღრმეში. ზღვის ღო-
ბიდან მალა მდებარე ადგილებში წყლის ასეა ხდება წყალშემცველი ორგა-
ნიზმების საშუალებით, მსგავსად ცხოველთა ორგანიზმებში სისხლის მოძრაო-
ბისა. ასეთი მოსაზრებები ვითარდებოდა თითქმის მე-19 საუკუნის პირველ მე-
ოთხედამდე.

მე-16 საუკუნეში აგრიკოლამ წამოაყენა მიწისქვეშა წყლების წარმოშო-
ბის იუვენილური თეორია, რომლის მიხედვით დედამიწის ქერქში შეიძლება დი-
დი სიღრმიდან წამოსული ორთქლი შესქელდეს და წარმოიშვას მიწისქვეშა
წყლები. აგრიკოლას იუვენილურმა თეორიამ იმ დროს მხარდაჭერა ვერ პოვა და
პიეიწყებულ იქნა.

1902 წელს ზიუსი გამოვიდა მიწისქვეშა წყლების წარმოშობის იუვენი-
ლური თეორიით. ზიუსი ამტკიცებდა, რომ დედამიწის სიღრმეში მაგმა წარმოად-
გენს ბლანტ, მწებარე სილიკატების თხევად მასას, იგი აძლევს დასაწყისს
სიღრმით ქანებს -- გრანიტს, ბაზალტებსა და სხვ.

მაგმიდან გამოყოფილი ორთქლი და გაზები ისწრაფვის დედამიწის ზედა-
პირისაკენ. დაბალი ტემპერატურის არეში მოხვედრისას გაზებიდან გამოიყოფა
წყალბადი და ეთანბადი. წარმოიქმნება წყალი, რომელიც წამოვა ზევით გაზებ-
თან ერთად. ორთქლი და გაზები ძალიან რთული გზებით ამოღის დედამიწის
ზედაპირზე. ასეთ პროდუქტებს ზიუსი იუვენილურ წარმონაქმნებს უწოდებს,
რომლებიც პირველად მოხვდა დედამიწის ზედაპირზე. ამგვარად, დედამიწის
ზედაპირზე იუვენილური წყლები შეიძლება გამოვიდეს იუვენილური მინერა-
ლური წყაროების სახით:

კონდენსაციის თეორია მიწისქვეშა წყლების წარმოშობის შე-
ახებ წამოაყენა გერმანელმა მეცნიერმა ფოლგერმა მე-19 საუკუნის მეორე
ნახევარში (1856—1878 წწ.). ფოლგერმა მოგვცა ორი დებულება:

- 1) გრუნტის წყლები არ არის წარმოქმნილი ატმოსფერული ნალექებით,
- 2) გრუნტის წყლები ჩნდება ატმოსფეროდან მიწაში ჩასული ორთქლის კონდენ-
საციით ერთგვარ სიღრმეზე ნიადაგის ზედაპირიდან.

ფოლგერზე ადრე ამ საკითხზე გამოთქმული იყო მრავალი მოსაზრება.
არისტოტელე და სენეკა ამტკიცებდნენ, რომ ჰაერი, რომელიც იჭრება ცივ
ქანებში, იქცევა წყლად, რომ მიწისქვეშა წყლები მაღალ მთებში საზრდოობს
არა მარტო წვიმის წყლებით, არამედ აგრეთვე ნიადაგში ნისლისა და ღრუბლე-
ბის შეკუმშვით ჩნდება არსებობდა მოსაზრება, რომ მიწისქვეშა წყლები ალ-
პების მთის მწვერვალებზე უმთავრესად წარმოიქმნება ნისლის ხარჯზე. წყლის
რაოდენობა, რომელიც ამგვარად წარმოიშობა ორთქლით გაჩერებული ჰაერი-
დან. 450 მმ აღწევს და შეიძლება მეტიც იყოს. ფოლგერს წარმოდგენილი ჰქონ-
და, რომ ატმოსფეროს ჰაერისა და მიწისქვეშა სიცარიელებებში მოთავსებულ
ჰაერს შორის წარმოებდა გამუდმებული ცირკულაცია. იგი აღნიშნავდა, რომ

ატმოსფეროს ტენიანი ჰაერი დედამიწის ქერქის ცივ ნაწილში მოხვედრისას და-
ტოვებს თავის ტენს და შემდეგ მშრალი სახით უბრუნდება ატმოსფეროს.

კონდენსაციის თეორიამ მე-20 საუკუნის დასაწყისში რუსი აგრონომების,
ჰიდროლოგებისა და ჰიდროგეოლოგების ყურადღება მიიპყრო იმის გამო, რომ
კათ ვერ შეძლეს ინფილტრაციის თეორიის საშუალებით აეხსნათ შავი ზღვის-
პირა მხარეში მიწისქვეშა წყლების წარმოშობა.

მიწისქვეშა წყლების წარმოშობის დადგენაში დიდი დამსახურება მიუძღ-
ვის ოდესის აგრონომ-ჰიდროლოგს პროფ. ა. თ. ლებედევს. ფოლგერისაგან
ვანსხვავებით მან თავისი ცდებით დაამტკიცა, რომ წყლის ორთქლის შექრა
ნიადაგში არ არის დამოკიდებული ჰაერზე, რომ წყლის ორთქლის გადანაცვლე-
ვა მიწისქვეშა ჰაერში არ არის დაკავშირებული გრუნტის ფორებში ჰაერის
საერთო ცირკულაციასთან, არამედ წყლის ორთქლის დიდი წნევის ადგილიდან
ხდება გადანაცვლება მცირე წნევის ადგილისაკენ.

ა. თ. ლებედევმა¹ დაადგინა, რომ ღამით ხშირად ჰაერის ორთქლის წნევა
პეტია, ვიდრე ორთქლის წნევა ნიადაგში, რის გამოც ორთქლი ჰაერიდან გადა-
ღის ნიადაგში. ასეთი გზით მიღებული ტენის რაოდენობა ნიადაგში ოდესისათ-
ვის შეადგენს ატმოსფერული ნალექების საერთო ჯამის 15—25%-ს (60—100
ჰმ). მიწისქვეშა წყლების მცირეოდენი ნაწილი, ლებედევს მიხედვით, ჩნდება
აგრეთვე იმ ორთქლის კონდენსაციის შედეგად, რომელიც ამოდის დედამიწის
პილრიდან, ე. ი. იუვენილური წყლების ხარჯზე.

დანარჩენი ნაწილი მიწისქვეშა წყლების საერთო რაოდენობისა, ექვეგარე-
შეა, ატმოსფერული წარმოშობისაა, ე. ი. იმ ნალექების ჩაუნებით ჩნდება, რომ-
ლებიც მოდის დედამიწის ზედაპირზე და იყონება გრუნტის ფორებში.

ამგვარად, ა. თ. ლებედევმა ჩატარებული დიდძალი დაკვირვებებისა და
ცდების საფუძველზე შეათანხმა ორივე წინანდელი მიმდინარეობა (ინფილტრა-
ციისა და კონდენსაციის) და დაამტკიცა, რომ გრუნტის წყლები წარმოიქმნება
როგორც ნალექების ჩაუნებით, აგრეთვე წყლის ორთქლის კონდენსაციით ნი-
დაგსა და გრუნტში. ამით ლებედევმა საფუძველი ჩაუყარა მიწისქვეშა წყლე-
ბის შესწავლას და მის მეცნიერულ შემდგომ განვითარებას. ლებედევს თეორი-
ის სისწორე და მისი მეცნიერული შეხედულებები შემდგომში კიდევ უფრო გა-
მართლა მეცნიერების განვითარებამ.

§ 36. მიწისქვეშა წყლების როლი ფიზიკა-გეოგრაფიულ ლანდშაფტში

მნიშვნელოვანია მიწისქვეშა წყლის როლი ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდ-
შაფტის შექმნაში. მათი მოქმედება თვალსაჩინოდ ვლინდება დედამიწის რელი-
ეფის ზედაპირის სხვადასხვა ფორმების წარმოქმნაში. როგორც წინა თავები-
დან დავინახეთ, მიწისქვეშა წყლების გამოსასვლელებთან წარმოიქმნება მცე-
ნარეული საფარის თავისებური ფორმები. ზოგიერთ შემთხვევაში ეს წყლები
წვევს ადგილების დაქაობებას.

მიწისქვეშა წყლები მონაწილეობს მდინარეების საზრდოობაში, განსაკუთ-
რებით ზამთრისა და ზაფხულის წყალმცირობის პერიოდში, როდესაც ისინი
ზედაპირული წყლის საზრდოობას მოკლებული არიან. მიწისქვეშა წყლები ხსნის
მიწისქვეშა სხვადასხვა ნივთიერებებს და გამოაქვს დედამიწის ზედაპირზე. აქე-

¹ А. Ф. Лебедев, Почвенные и грунтовые воды, М.—Л., 1936.

დან მდინარეებს მიაქვს ისინი ზღვებსა და ოკეანეებში, რაც ზრდის წყლის მარ-
ლიანობას და ცვლის მის ფიზიკურ თვისებებს.

დედამიწის ზედაპირის ზოგიერთ რაიონში, მთების კალთებზე, მდინარე-
ხეობებში და სხვაგან, სადაც ზედაპირზე გამოდის მიწისქვეშა წყლები, იქმნება.
თავისებური ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფორმები, ჩნდება მეწყერები, სუფოზი-
კარსტი და სხვ.

მეწყერები წარმოიშობა მიწისქვეშა წყლების უშუალო მონაწილეობით
მდინარეთა ხეობებში, ზღვის სანაპირო ზოლში, მთების კალთებზე, ტბების სა-
ნაპიროებზე და სხვაგან დახრილი რელიეფის პირობებში. წყალშემცველი შრე-
გაშიშვლების დროს წყალგაუმტარი ქანის ფენამდე და წყალგაუმტარი შრე-
ხეობისაკენ რამდენადმე დახრილობის პირობებში მიწისქვეშა წყლებს თანდათ-
ნობით გამოაქვს წყალშემცველი ქანის წვრილი ნაწილაკები; ამ შემთხვევაში
წყალშემცველ შრესა და წყალგაუმტარ ქანებს შორის შეჭიდულობის ძალ-
მცირდება, რის გამოც წყალგაუმტარი შრის ზემოდან არსებული წყლით გა-
ლენთილი ზედა ფენა თანდათანობით ცურდება ან მოწყდება ხეობის ძირისაკენ.
საითქვანაც მას საყრდენი არა აქვს. ხეობის ძირზე ჩამოსული მეწყერი გზა-
ულობავს მიწისქვეშა წყლების ზედაპირზე გამოსასვლელს, ამიტომ იგი დაი-
წყებს მეწყერის ქვედა პირიდან გამოსვლას და ხელახლა იწყებს წყალშემცველ
შრის გამორეცხვას. ამის გამო დაცურდება ქანების ახალი ფენა და წარმოიშობა
რთული მეწყერი. რთული მეწყერების ზედაპირზე გაჩნდება ბორცვები, ღრმუ-
ლები, პატარ-პატარა ტბები და რელიეფის სხვა ფორმები. თუ მეწყერულ მასა-
წყალი წაიღებს, მაშინ მეწყერულ პროცესები პროგრესულად მიმდინარეობს.

მეწყერები გავრცელებულია ვოლგის, დნეპრისა და სხვა მდინარეთა აუზებ-
ში, შავი ზღვის სანაპირო ზოლში ტუაფსედან სოხუმამდე, ოდესის და ყირიმის
მიდამოებში, საქართველოს ტერიტორიაზე — რაჭაში. იმერეთში, აჭარასა და
სხვ. მეწყერები ხელს უშლის მშენებლობას და დიდ ზიანს აყენებს მოსახლეობას.

სუფოზია. საინტერესოა აგრეთვე მოკლედ განვიხილოთ სუფოზიის მო-
ვლენები. სუფოზიას უწოდებენ მიწისქვეშა წყლების საშუალებით ფხვიერი ქა-
ნების გამორეცხვას. ჩაჟონილი წყალი გრუნტის ნაწილაკების სხვადასხვა ზომი-
შემთხვევაში მოედინება სხვადასხვა სიჩქარით, რაც ქმნის პირობებს უფრო
წვრილი ნაწილაკების ზედაპირზე გამოტანისას (თიხის ნაწილაკები) და გრუნტის
გამორეცხვისას. მიწისქვეშა წყლის დინების მიმართულებით წარმოიშობა არ-
ხისებრი გამოსასვლელები, წყლის ძარღვები და სიცარიელები. წყლის ამ ცა-
რელი სასვლელების გადიდებასთან დაკავშირებით ფხვიერი წყალშემცველ
შრეები ჩაიწევა. ასეთი ჩავარდნილი ადგილები ადვილი შესამჩნევია მიწისქვეშა
წყლების გამოსასვლელებთან.

სუფოზიის მოვლენები ფართოდაა გავრცელებული მშრალი კლიმატის ზო-
ნაში: ლიოსიან ვაკეებზე უკრაინაში, დასავლეთ ციმბირში, შუა აზიაში, ტაშკენ-
ტის ოაზისში, მშვიერ სტეპში და სხვ., სადაც გვხვდება სუფოზიური ძაბრები.
ჩაქტეები, ჩაწეული ადგილები, სუფოზიური კვლები და სხვ.

კარსტი სუფოზიისაგან განსხვავდება იმით, რომ მიწისქვეშა წყლის ნაკა-
დები, რომლებიც აწარმოებს გამორეცხვით მოქმედებას, მოედინება მაგარი
ქანების ცარიელ სივრცეებში და არა ფორმებში. როგორც სუფოზიური მოვლე-
ნის, ისევე კარსტული მოვლენების დროს წარმოიქმნება კალაპოტი, სადაც

წყლის მოძრაობა მიმდინარეობს არა დარსის კანონია თანახმად (ლაპიხალური ზოძრაობა), არამედ შეზის კანონის მიხედვით.

კარსტის წარმოქმნის პროცესები ძირითადად დაკავშირებულია კირქვე-
ბთან, სადაც თაბაშირის ლინზებია, რომლებიც შედარებით ადვილად იხსნება
წყალში; მათ ადგილზე ჩნდება უფრო დიდი სიციარიელები, რომლებშიაც წყა-
ლი თავისუფლად მოძრაობს. მოძრავი წყალი თანდათანობით ხსნის კირქვებს,
ადიდებს თავის სადინარებს და დროთა განმავლობაში აიწინს კარსტულ ნაპრა-
ლებს, სიციარიელებსა და გამოქვაბულებს; მათი მოცულობა ხშირად ათეულ,
ასეულ და ათასეულ კუბურ მეტრს შეადგენს.

დედაქალაქის ზედაპირზე კი წარმოიქმნება ჩაღრმავებები, ძაბრები, დიდი
ფართობის ქვაბულები, კარსტული ჭები, რომლებიც რელიეფის განსაკუთრებულ
უორბებს ქმნიან.

კარსტული მხარეები ღარიბია მდინარეული ქსელით. მოსული ატმოსფერუ-
ლი ნალექები სწრაფად იფონება კარსტულ ქანებში და მცირდება ზედაპირული
ჩაზონადენი. მდინარეებს არა აქვს შემდინარეები. ზოგჯერ კარსტული მხარის
მდინარეები იკარგება კარსტულ ძაბრებსა და ნაპრალებში, რამდენიმე კილომეტ-
რზე მიედინება მიწისქვეშა კალაპოტებით და შემდეგ კვლავ გამოდის ზედაპირ-
ზე. მიწისქვეშა მდინარეები ცნობილია სხვადასხვა ქვეყნებში. ბალკანეთში,
ტრეისტინის კარსტში, მიწისქვეშა დინება აქვს მდ. პიუკას და მის შემდინარე
რაკბახს. მიწისქვეშა დინება აქვს დუნაის. მისი წყალი იკარგება იმმენდინგენის
ნაპრალებში და მიწისქვეშ მიედინება 12,5 კმ-ზე. კარსტული მდინარეები ცნო-
ბილია ამიერკავკასიაში, კერძოდ, დასავლეთ საქართველოში. მდ. შაორა იკარ-
გებოდა შაორის ქვაბულში და გამოედინებოდა ამბროლაურის მახლობლად შა-
რეულას სახელწოდებით. მდ. ტყიბულა იკარგებოდა კარსტულ ნაპრალებში და
ვამოდებოდა შემდეგ ძეგრულას სახელწოდებით; ასეთივეა მდ. რეჩხი, ამტყელი
და სხვ. კარსტულ ქვაბულებში გროვდება წყლები და წარმოიშობა კარსტული
ტბები, რომელთაც აქვთ ოვალური ფორმა და დიდი სიღრმე. შაორის ქვაბულ-
ში ასეთი ტბები იყო: ხარისთვალა, ძროხისთვალა და სხვ. კარსტული მღვი-
მეებისათვის დამახასიათებელია სტალაქტიტების და სტალაგმიტების არსებობა.
კარსტული მოვლენები აგრეთვე გვხვდება იქ, სადაც ქვამარილის საბადოებია.

§ 35. მიწისქვეშა წყლების მნიშვნელობა სახალხო მეურნეობაში

ადამიანის ცხოვრებაში მიწისქვეშა წყლები მნიშვნელოვან როლს ასრუ-
ლებს. მისი მნიშვნელობა განსაკუთრებით დიდია იმ რაიონებში, სადაც ზედა-
პირული წყლები ძალზე მცირეა ან სრულებით არ არის. ამ შემთხვევა-
ში მხოლოდ მიწისქვეშა წყლებით სარგებლობს საზოგადოება, ცხოველები და
მცენარეები.

ცნობილია, რომ ეგვიპტელები უძველეს დროში ჰრიდნენ ძალიან დიდი
აილრმის ქებს სასმელი წყლის მოსამარაგებლად. ძველთაგან იცოდა ადამიანმა
წყლის გამოყენება მისი ხარისხის მიხედვით. კარგად სარგებლობდნენ მინერა-
ლური სამკურნალო წყაროებით საქართველოში. ბაგნეთსა და სხვა და-
სახელებულ ადგილებში აღმოაჩინეს მიწისქვეშა წყლების ბაზაზე მოწყობილი
წყალსადენები, რომლებიც მიეკუთვნება მე-2 საუკუნეს ჩვენს წელთაღრიცხვამ-
დე. როგორც გათხრებისას გამოარკვიეს, ცაიშის (ზუგდიდის რაიონი) გოგირ-

დოვან თერმულ მინერალურ წყაროებს ხალხი სამკურნალოდ ჩვენს წელთაღრიცხვამდე პირველი საუკუნიდან იყენებდა და სხვ.

მშრალი კონტინენტური ჰავის რაიონებში მიწისქვეშა წყლებს მორწყვა-სათვის უძველესი დროიდან იყენებდნენ. მათ ღღესაყ დიდი გამოყენება აქვს. ჰაგალითად, შუა აზიასა და ამიერკავკასიაში.

მიწისქვეშა წყლებს ათანადო მნიშვნელობა აქვს სამხედრო საქმისათვის. თავდაცვითი სანგრების მოწყობის ადგილებზე, სამხედრო საბინაო ადგილებში. საომარი მოქმედების წინახაზებისა და სხვა ოპერაციების ჩატარების დროს. სარხედრო ნაწილების სანიტარულ-ჰიგიენური პირობებისათვის მთავარ როლს ასრულებს მიწისქვეშა წყლები, რომლებიც უვნებელი და სუფთაა ზედაპირულ წყლებთან შედარებით.

ამგეარად, მიწისქვეშა წყლებს სახალხო მეურნეობისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს წყლით მომარაგებისათვის, სასოფლო-სამეურნეო კულტურების მოსარწყავად, მაღალი და ხარისხოვანი მოსავლის მისაღებად, სამკურნალო ბალნეოლოგიური კურორტები მოსაწყობად, თავდაცვის საქმეში და სხვ.

§ 40. ადამიანის მომადგამის გავლენა ნიადაგისა და გრუნტის წყლების რეჟიმზე

ღედამიწის ზედაპირზე უდიდესი ტერიტორიების ათვისება გავლენას ახდენს ბუნებრივი პირობების გარდაქმნაზე. ეს კი, თავის მხრივ, მოქმედებს მიწისქვეშა წყლების წარმოქმნასა და რეჟიმზე. ეს გავლენა უფრო მეტად ვლინდება იქ, სადაც ტარდება ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა მშენებლობა, სხვადასხვა მელიორაციული სამუშაოები და დასახლებული ადგილების მომარაგება მიწისქვეშა წყლებით.

ადამიანი მოქმედება მიწისქვეშა წყლების წარმოქმნასა და რეჟიმზე ყველაზე მეტად ვლინდება მიწისქვეშა წყლების დიდი სიღრმიდან ამოქაჩვის დროს სხვადასხვა საჭიროებისათვის. ამ მხრივ დიდ გავლენას ახდენს აგრეთვე ჰაობების ამოშრობა; ამ შემთხვევაში მიწისქვეშა წყლების ჰორიზონტი ქვევით იწევს და მისი მარაგიც ძალზე მცირდება. მაგალითად, მოსკოვის ტერიტორიაზე მიწისქვეშა წყლების ჰორიზონტის სიღრმე 10—20 მეტრით უფრო დაბლა მდებარეობს, ვიდრე 50—40 წლის წინათ იყო.

ნიადაგისა და გრუნტის წყლების ჰორიზონტის მაღლა აწევას ხელს უწყობს სახნავი ფართობების მორწყვა, სადაც ზედაპირული წყლები სარწყავი მაგისტრალური არხების საშუალებით მთელ ფართობზე ნაწილდება და წყალი ზევიდან ქვევით დიდი რაოდენობით ჩაედინება ნიადაგსა და გრუნტში. სარწყავი ფართობების მორწყვის შედეგად გრუნტის წყლების მარაგის მცირე რაოდენობა იხარჯება აორთქლებზეც.

მდინარეები

§ 41. ცნება მდინარეთა შესახებ

დედამიწის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექების ნაწილი ნი-
დაგში იჟონება, ნაწილი ორთქლდება, ხოლო ნაწილი ჯერ რელიეფის ზედა-
პირის ჩადაბლებულ ადგილებში გროვდება, შემდეგში სიმძიმის ძალის გავლე-
ნით იწყებს დინებას ადგილის დახრილობის მიხედვით და ზედაპირული დინე-
ბის ჭალებს წარმოშობს; ისინი მოქრაობის გზაზე ეროზიულ კვლებს წარმოქმ-
ნის. ჭალების შეერთებით წარმოიქმნება ნაკადულები, რომელთა შეერთების
ადგილზე მდინარის სათავე გაჩნდება. მდინარის დასაწყისი შეიძლება იყოს წყა-
როები, ტბები, ჭაობები, პოლარულ და მალაშმიან ადგილებში კი — ყინვარე-
ბი. სათავეიდან მდინარე მიედინება გარკვეულ კალაპოტში, გზადაგზა იერთებს
წყაროებს, შემდინარეებს და ბოლოს უერთდება ოკანეს, ზღვას, ტბას ან მეორე
მდინარეს.

ამგვარად, მდინარე ეწოდება წყლის დინებას კალაპოტში, ე. ი. ამ ცნებაში
აუცილებლად უნდა ვიგულისხმოდ მიმდინარე წყლისა და კალაპოტის ერთობ-
ლიობა.

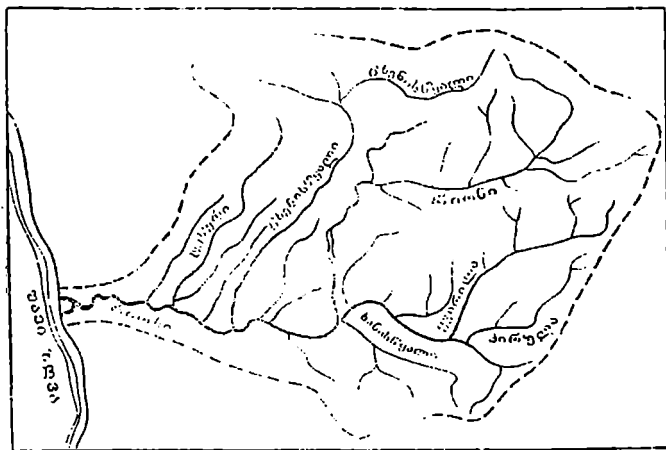
მდინარეს აქვს სათავე და შესართავი. შეიძლება მდინარე ვერ აღწევდეს
ზღვამდე და ოკეანემდე და კარგავდეს წყლებს აორთქლებაზე ან ჩაჟონებაზე.
ასეთ შემთხვევაში მდინარეს არა აქვს შესართავი. მის ქვედა ნაწილს ბრმა ბო-
ლოს უწოდებენ.

მდინარეს, რომელიც ერთვის რომელიმე წყალსატევს, მთავარ მდინ-
არეს უწოდებენ. მდინარეთა ერთობლიობას, რომლებიც მთავარ მდინარეს
ერთვის, თავისი შემდინარეებით მდინარეთა სისტემას უწოდებენ.

რომელიმე მოცემულ ტერიტორიაზე ყველა წყლის ობიექტთა (მდინარე-
ტბები, წყაროები, ჭაობები და სხვ.) ერთობლიობას ტერიტორიის ჰიდრო-
გრაფიულ ქსელს უწოდებენ. ამავე ტერიტორიის მდინარეთა ქსელი
ჰიდროგრაფიული ქსელის ნაწილს წარმოადგენს.

მდინარეებს, რომლებიც უშუალოდ ერთვის მთავარ მდინარეს, პირველი
რიგის შემდინარეებს უწოდებენ. პირველი რიგის შემდინარეთა შემდინარეებს
მეორე რიგის შემდინარეებს უწოდებენ მთავარი მდინარის მიმართ, ხოლო ან
უკანასკნელთა შემდინარეებს—მესამე რიგის შემდინარეებს და ა. შ. მაგალითად.
რიონი მთავარი მდინარეა, იგი შავ ზღვას ქ. ფოთთან ერთვის. მდინარეები: ყვი-
რილა, ცხენისწყალი, ტეხური და სხვა მისი პირველი რიგის შემდინარეებია; მდ.
ყვირილას შემდინარეა მდ. ძირულა, რომელიც მდ. რიონის მიმართ მეორე რი-
გის შემდინარეა; მდ. ძირულას შემდინარე ჩხერიმელა პესამე რიგის შემდინარ-
ეა მდ. რიონის მიმართ და ა. შ.

არის მთელი რიგი შემთხვევები, როდესაც მდინარე, რომელსაც მთავარ აღინარედ თვლიან, სინამდვილეში ჩამორჩება რომელიმე თავის შემდინარეს სიგრძითა და წყლიანობით. მაგალითად, მდ. ანგარა მდ. ენისეის შემდინარეა. პაგრამ, თუ შევადარებთ მათ ერთმანეთს წყლიანობის მიხედვით, მაშინ მდინარე ენისეი შეიძლება ჩავთვალოთ მდ. ანგარის შემდინარედ და ა. შ.



ნახ. 18. მდ. რიონის სისტემა.

თუ ორი ერთნაირი ზომის (სიგრძის ან წყლიანობის) მდინარე ერთმანეთს ერთვის, ამ შემთხვევაში ძნელია დადგენა, თუ რომელი უნდა ჩაითვალოს მთავარ მდინარედ და რომელი — შემდინარედ. ამ საკითხის გადაწყვეტისას უნდა გავიკვავს, თუ რომელი მათგანი უფრო გრძელია ან უფრო უხვწყლიანი, აგრეთვე შევისწავლოთ მათი აუზების ფართობები, გეოლოგიური ხნოვანება, მდინარის დახრილობა და სხვ. თუ აღნიშნული ელემენტების გამოკვლევით არ დადგინდა განსხვავება, მაშინ მთავარი მდინარის დასაწყისად ჩაითვლება ორივე მდინარის შეერთების ადგილი, მაგალითად, მდ. კოდორის დასაწყისად თვლიან მდ. აკენისა და მდ. ღვანდრის შეერთების ადგილს სოფ. გენცვიშთან.

§ 42. მდინარის აუზი

დელამიწის ზედაპირის ნაწილს, საიდანაც მდინარის სისტემა ან ცალკეული მდინარე საზრდოობს, მდინარეთა სისტემის აუზს უწოდებენ. თითოეული მდინარის აუზში შედის ზედაპირული და მიწისქვეშა წყალშემკრები აუზები.

ზედაპირული წყალშემკრები წარმოადგენს დელამიწის ზედაპირის ფართობს, საიდანაც ზედაპირულ წყალს ლებულობს მდინარის სისტემა.

მიწისქვეშა წყალშემკრები წარმოიქმნება ნიადაგისა და გრუნტისაგან, საიდანაც ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლები შემოდის მდინარის სისტემაში.

თითოეული მდინარის წყალშემკრები აუზი მეზობელი მდინარის აუზისაგან

განყოფილია წყალგამყოფი ხაზით, რომელიც ორ მეზობელ აუზს შორის უმაღლეს წერტილებს გაუყვება. მდინარის ზედაპირული წყალშემკრები აუზი როგ შემთხვევაში არ ემთხვევა მიწისქვეშა წყალშემკრებ აუზს, მაგრამ ამის დადგენა პრაქტიკულად ძალიან ძნელია. ხშირად ასხეავენ მდინარის აუზს მდინარის წყალშემკრები აუზისაგან. ამ აუზების სიდიდეთა გათანაბრების შედეგად შეცდომები შეიძლება არსებითი იყოს მხოლოდ პატარა მდინარეებისათვის ან იმ მდინარეთათვის, რომლებიც მიედინება ისეთ გეოლოგიურ პირობებში, სადაც მეზობელ მდინარეებს შორის კარგად არის გამოვლინებული წყალცვლა (კარსტის გავრცელების რაიონში). მაგრამ ზოგჯერ წყალშემკრები აუზის ფართობი უფრო ნაკლები იქნება მდინარის აუზის ფართობზე იმ შემთხვევაში, როდესაც აუზის შიგნით იქნება შიდა ჩამონადენი ან ისეთი ფართობი, რომელსაც ჩამონადენი სრულებით არა აქვს. მაგალითად, მდ. ოზის აუზში არის საკმაოდ დიდი ფართობი, რომლის ჩამონადენიც მდ. ოზში არ ჩაედინება. ასეთი შიდა ჩამონადენის ფართობებია ოზსა და ირტიშს შორის, ირტიშსა და იშიმს შორის, იშიმსა და ტობოლს შორის და სხვ. ამიტომ, რომ მდ. ოზის აუზის ფართობი მეტია მის წყალშემკრებ აუზის ფართობზე.

მდინარეთა აუზებს შორის მდებარე წყალგამყოფები შეიძლება მკაფიოდ იყოს გამოხატული მთის ქედებითა და მაღალი ბორცვებით, მაგრამ ვაკე ადგილებში ისინი ზოგჯერ შეუმჩნეველია და მათი დადგენა მხოლოდ ნიველირების საშუალებით შეიძლება.

წყალგამყოფი არ წარმოადგენს უცვლელ სიდიდეს. წყლის ეროზიული მოქმედების შედეგად შეიძლება მოხდეს წყალგამყოფის კალთების დაღაბლება და წყალგამყოფი ხაზის გადარეცხვა ან გადანაცვლება. ეს პროცესი ძალიან ნელა მიმდინარეობს და მისი შემჩნევა ხშირად ძნელი ხდება. ზოგჯერ მდინარე სათავეში აწარმოებს გაძლიერებულ უკუსვლით ეროზიას, რის შედეგადაც არღვევს წყალგამყოფს მეზობელ მდინარესთან. ამ შემთხვევაში შეიძლება მდინარის ორად გაყოფა. ისინი სხვადასხვა მდინარეთა სისტემაში მოხვედებიან. ამ მოვლენას მდინარის ბ ი ფ უ რ კ ა ც ი ა ს უწოდებენ. აღნიშნული მოვლენის შედეგად შეიძლება ერთი მდინარის „მოტაცება“ მეორის მიერ. ასეთ „მოტაცებას“ ადგილი ჰქონდა მდ. გუმისთაზე. აღმოსავლეთი გუმისთა წინათ დამოუკიდებლად ერთგოდა შავ ზღვას ქ. სოხუმთან იქ, სადაც დღეს პატარა მდ.სოხუმი ერთვის, ხოლო შემდეგ აღმოსავლეთ გუმისთა მიიტაცა დასავლეთ გუმისთამ კამანის წყაროების გასწვრივ. ორივე მდინარე შეერთდა და გუმისთის სახელწოდებით ერთვის შავ ზღვას სოხუმიდან დასავლეთით რამდენიმე კილომეტრის დაშორებით.

ვაკე აუზის პირობებში ზოგჯერ უხვი ატმოსფერული ნალექების მოსვლის დროს ერთი მდინარის აუზიდან წყლის ნაწილი გადადის მეორე მდინარის აუზში, ე. ი. ადგილი აქვს წყალგამყოფი ხაზის გადიდებას. ასეთ მოვლენებს ხშირად აქვს ადგილი ბელორუსიაში პოლესიეს მდინარეების აუზებში. საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ჩრდ. მხარის მდინარეთა აუზებში, კოლხეთის დაბლობზე, მდ. რიონის აუზში და სხვაგან. აუზის წყალგამყოფი ხაზის ცვალებადობა აუცილებლად მხედველობაში უნდა იქნეს მიღებული ჩამონადენის შესწავლის დროს ვაკისა და ქაობიან მდინარეთა პირობებში.

აუზის ფართობის სიდიდის დადგენა ადვილად შეიძლება, თუ გარკვეული იქნება წყალგამყოფი ხაზის მდებარეობა.

აუზის ფართობის განსაზღვრის მეთოდები. მდინარის აუზია ძირითად გეომეტრიული ნიშანი წყალშემკრები აუზის ფართობი. წყალშემკრები აუზის ფართობის სიდიდით უშუალოდ განისაზღვრება მდინარეთა წყლიანობის სიდიდე: რამდენადაც ღიღია წყალშემკრები აუზის ფართობი. იმდენად უზენაესი მდინარე.

აუზის ფართობის გაზომვა რუკაზე პლანიმეტრის ანაშუალებით ხდება. მდინარის აუზის ფართობის პლანიმეტრით გაზომვისათვის პირველ რიგში მსხვილმასშტაბიანი რუკიდან ამოვხაზავთ მოცემული მდინარის აუზს და პლანიმეტრის საფასურის გაგების შემდეგ ადვილად გავზომავთ აუზის ფართობს.

იმ შემთხვევაში, როდესაც პლანიმეტრი არა გვაქვს, შეიძლება აუზი დაეყოს წესიერ სამკუთხედებად, გამოვიანგარიშებთ თითოეული სამკუთხედის ფართს გეომეტრიული წესით. სამკუთხედების ფართობთა შეჯამებით მივიღებთ აუზის მთლიან ფართობს.

მდინარის აუზის ფართობის გაანგარიშებლად შეგვიძლია გამოვიყენოთ აგრეთვე სანტიმეტრიან ან ნახევარსანტიმეტრიან კვადრატებად დაყოფილი გამჭვირვალე ქაღალდი. ვიციტ რა რუკის მასშტაბი, ადვილი გასაგებია ერთ კვადრატულ სანტიმეტრ გამჭვირვალე ქაღალდზე აუზის რამდენი კვადრატული კილომეტრი მოდის. ასეთ უჯრედიან ქაღალდს ვათავსებთ რუკიდან ამოხაზულ მდინარის აუზის ფართობზე, ვითვლით კვადრატების რაოდენობას და მათი შეჯამებით (შესატყვის მასშტაბში გადატანით) მივიღებთ მდინარის აუზის მთლიან ფართობს.

გარდა ფართობის სიდიდისა, მდინარის აუზი ხასიათდება მთელი რიგი სხვა ელემენტებით, რომლებიც შეიძლება ორ მთავარ ჯგუფად დაეყოთ:

აუზის გეომეტრიული დახასიათება და აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიული დახასიათება. მეასამე ჯგუფში შეიძლება შევიტანოთ ადამიანის ზემოქმედება მდინარის აუზის ფართობზე.

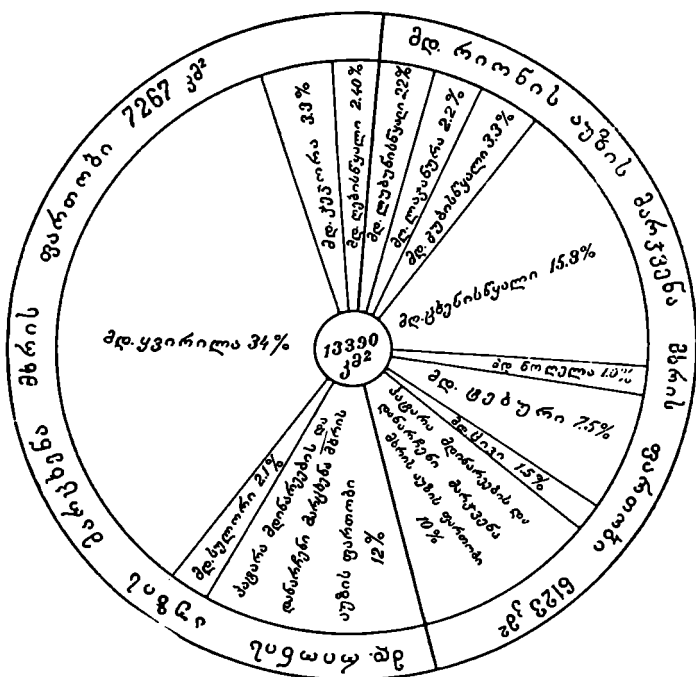
1. გეომეტრიულ დახასიათებაში შედის: ა) მთავარი მდინარის აუზის ფართობის დანაწილება შემდინარეთა ფართობებს შორის, ბ) აუზის ფართობის ზრდა. გ) აუზის კონფიგურაცია.

მთავარი მდინარისა და მისი შემდინარეების აუზთა ფართობების განსაზღვრის შედეგად მიღებული მონაცემები შეიძლება გრაფიკების სახით წარმოვადგინოთ. იგი თვალსაჩინო წარმოდგენას გვაძლევს მდინარის მთელი აუზის დანაწევრებაზე ცალკეულ შემდინარეთა აუზებს შორის და აუზის ფართობის ზრდასთან დაკავშირებით.

მთავარი მდინარის აუზის ფართობის დანაწილება შემდინარეთა ფართობებს შორის უფრო მოსახერხებელია აუზის მრგვალი გრაფიკის აგების ხერხით.

მრგვალი გრაფიკის აგებისათვის ვანგარიშობთ მდინარის აუზის მარცხენა და მარჯვენა მხარისათვის ცალკეულ შემდინარეთა აუზების ფართობების პროცენტება აუზის მთელი ფართობიდან. აუზის მთელი ფართობის (100%) მარცხენა შემდინარეები (%) დალაგდება მარცხენა მხარეზე ცალკეული სექტორების სახით, ხოლო მარჯვენა შემდინარეების აუზთა ფართობები — მარჯვენა მხარეზე. შემდინარეთა შორის უჩანადენო ფართობები და იმ პატარა შემდინარეთა აუზების ფართობები. რომლებიც სიმცირის გამო გრაფიკზე არ არის გადატანილი. ორივე მხარეზე გამოიყოფა ცალკეული სექტორების სახით. მრგვალი გრაფიკი, გარდა იმისა, რომ თვალსაჩინოდ გვაძლევს მთელი აუზის დანაწილების

სქემას. გვეხმარება მთავარი მდინარის აუზის ფართობის სიმეტრიულობის დადგენაში, თუ აუზის რომელ მხარეა რა ფართობი უქირაეს პროცენტობით მთელი აუზის ფართობთან შედარებით (ნახ. 19).



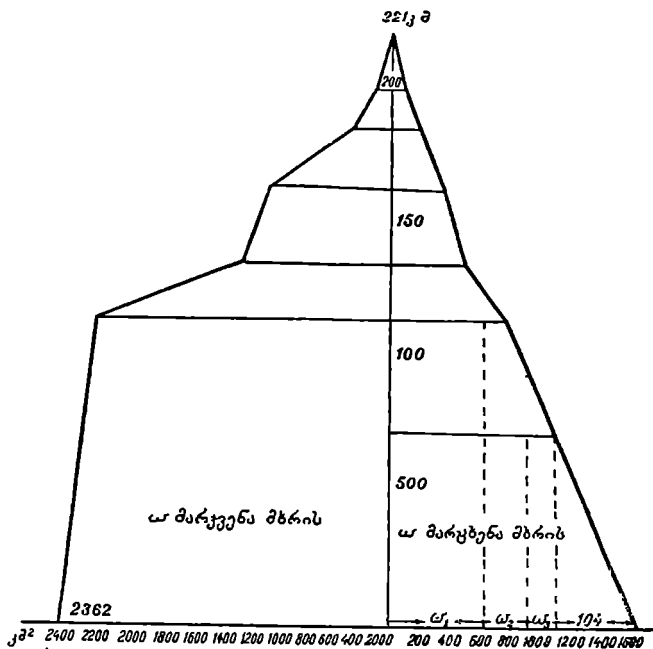
ნახ. 19. მდ. რიონის აუზის შრევალი გრაფიკი.

აუზის ფართობის ზრდა მდინარის სიგრძის მიხედვით გრაფიკულად შემდგენილად გამოისახება: კოორდინატთა სათავედან აბსციისის ღერძზე მარცხენა მხარეზე შესატყვის მასშტაბში გადავზომავთ აუზის მარცხენა მხარის შემდინარეების აუზთა ფართობებს, ხოლო მარჯვენა მხარეზე — მდინარის მარჯვენა მხარის შემდინარეთა აუზების ფართობებს. ორდინატის ღერძზე გადაიზომება მდინარის სიგრძე კმ-ბით შესაბამის მასშტაბში. შემდინარეთა ფართობების შეჯამებითი ზრდა მდინარის ორთავე მხარეზე მოგვცემს მთელი აუზის ფართობის ზრდას სათავედან შესართავამდე.

მთავარი მდინარის აუზის ფართობის თანდათანობითი ზრდა შემდინარეთა შეერთების ადგილებთან მკვეთრად იცვლება. ეს დამოკიდებულია შემდინარეის აუზის ფართობის სიდიდეზე (ნახ. 20).

მდინარის აუზის კონფიგურაციის დახასიათება, ჩვეულებრივ,

აღწერის ხერხით და სხვადასხვა მახასიათებლების გაანგარიშებით ხდება. ასეთ მახასიათებელთა შორის მნიშვნელოვანია: მდინარის აუზის განვითარების სიმეტრიულობა, აუზის სიგრძე, საშუალო სიგანე, აუზის საშუალო სიმაღლე, საშუალო დახრილობა და სხვ.



ნახ. 20. მდ. ენგურის აუზის ფართობის ზრდის გრაფიკი.

აუზის ფართობის სიმეტრიულობის დახასიათება შეიძლება ასიმეტრიულობის კოეფიციენტის გამოანგარიშებით. ასიმეტრიის კოეფიციენტი გამოანგარიშება ფორმულით:

$$K_{\text{ას.}} = \frac{f_{\text{მუ.}} - f_{\text{აგ.}}}{F},$$

სადაც $f_{\text{აგ.}}$ არის მთავარი მდინარის აუზის მარცხენა მხარის ფართობი, $f_{\text{მუ.}}$ — აუზის მარჯვენა მხარის ფართობი, F კი მდინარის აუზის მთელი ფართობია.

თუ ვიცით მდინარის აუზის ფართობი და აუზის სიგრძე მდინარის შესართავიდან აუზის უშორეს წერტილამდე (ზოგჯერ აუზის სიგრძედ მდინარის სიგრძესაც ეღებულებენ), მაშინ ადვილია მდინარის აუზის საშუალო სიგანის გამოანგარიშება ფორმულით:

$$B_{\text{საშ.}} = \frac{F_{\text{კმ}^2}}{L_{\text{კმ}}},$$

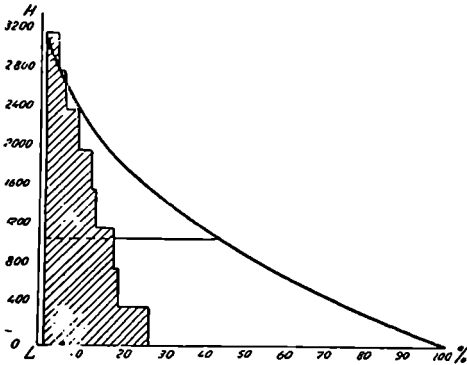
სადაც

B — აუზის საშუალო სიგანეა კმ-ობით,

F — აუზის ფართობი კმ²-ობით,

L — აუზის სიგრძე კმ-ობით.

მდინარის აუზის ფართობი იცვლება ადგილის სიმაღლის მიხედვით, ე. ი. ვერტიკალური ზონალობის მიხედვით. ვერტიკალური ზონალობით ხასიათდება ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდშაფტიც, რომელიც განაპირობებს მდინარის



ნახ. 21. მდ. რიონის ჰიფსოგრაფიული მრუდი.

წყლიანობას და სხვა ჰიდროლოგიურ პროცესებს. ამიტომ ინტერესმოკლებული არ არის აუზის ვერტიკალური განვითარების ცოდნა. აუზის ჰიფსომეტრიული განვითარება კარგად არის წარმოდგენილი მსხვილი მასშტაბის იზოჰიფსებიან რუკაზე. თუ ამ რუკებით ვისარგებლებთ და პლანიმეტრის საშუალებით გამოვითვლით ფართობს ყოველ ორ მეზობელ იზოჰიფსს შორის, მაშინ შეგვიძლია ავაგოთ ჰიფსოგრაფიული მრუდი (ნახ. 21), რომლის აბსცისის ღერძზე ინტეგრალური წესით გადაიზომება იზოჰიფსებს შორის მდებარე ფართობთა სიდიდეები კვადრატული კილომეტრებით ან პროცენტობით მთელი აუზის ფართობიდან. ორდინატის ღერძზე ნაჩვენებია ჰიფსომეტრიული საფეხურები.

ჰიფსომეტრიული მრუდი წარმოდგენას გვაძლევს აუზის ფართობის განაწილებაზე ზონების ან სარტყლების მიხედვით. აღნიშნული მრუდიდან შეიძლება გავიგოთ აუზის საშუალო სიმაღლე; აუზის საშუალო სიმაღლე შეიძლება აგრეთვე გამოვიანგარიშოთ ფორმულით:

$$H_{\text{საშ.}} = \frac{\frac{(H_0 + H_1)}{2} \cdot f_1 + \frac{(H_1 + H_2)}{2} \cdot f_2 + \dots + \frac{(H_{n-1} + H_n)}{2} \cdot f_n}{F},$$

სადაც f_0, f_1, f_n არის ფართობები ორ მეზობელ იზოჰიფსს შორის,

$$\frac{(H_0 + H_1)}{2} ; \quad \frac{H_1 + H_2}{2} \quad \frac{H_{n-1} + H_n}{2}$$

საშუალო სიმაღლეა ორ მეზობელ იზოჰიფსს შორის, F აუზის მთელი ფართობია.

ზოგიერთ შემთხვევაში აუცილებელია აუზის საშუალო დახრილობის ცოდნა. იგი გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$i_{\text{საშ.}} = \frac{h \left(\frac{l_0}{2} + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-1} + \frac{l_n}{2} \right)}{F}$$

h არის სხვაობა ორი მეზობელი იზოჰიფსის სიმაღლეებს შორის, l_0, l_1, l_2, l_n — აუზის საზღვრებში ჰორიზონტალების სიგრძე, F — აუზის ფართობი.

2. მდინარეთა აუზების ფიზიკურ-გეოგრაფიულ დაზასიათებაში შედის მთ გეოგრაფიული მდებარეობა. კლიმატი, გეოლოგიური აგებულება, ნიადაგები. მცენარეული საფარი, რელიეფი. ტბიანობა, გაყინვარების ფართობი, ჰაობები და სხვ. აღნიშნული ფიზიკურ-გეოგრაფიული ელემენტების ცოდნა აუცილებელია აუზის წყლიანობის, მისი წარმოშობისა და აუზში მიმდინარე ჰიდროლოგიური პროცესების შესასწავლად. აქ მოკლედ განვიხილავთ აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ელემენტებს, ხოლო შემდეგ თავებში უფრო დაწვრილებით იქნება განხილული მათი როლი ჰიდროლოგიურ პროცესებთან დაკავშირებით.

აუზის გეოგრაფიული მდებარეობა განისაზღვრება მისი გეოგრაფიული კოორდინატებით (გრძედებით და განედებით). მაგრამ უფრო გარკვევით აუზის მდებარეობის განსაზღვრისათვის შეიძლება გამოვიყენოთ მეზობელ მდინარეთა აუზებს შორის განლაგებული წყალგამყოფი ქედები.

კლიმატური პირობები წარმოადგენს აუზის წყლიანობის რეჟიმის უმნიშვნელოვანეს ფაქტორს. კლიმატის მთავარი ელემენტებია ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა, თოვლის საფრის სისქე და მასში წყლის მარაგის რაოდენობა. ნალექების ინტენსივობა, ჰაერის ტემპერატურა, ჰაერის ტენიანობა, აორთქლება და სხვ. აღნიშნულ კლიმატურ ელემენტებს შეისწავლის მეცნიერული დისციპლინა — კლიმატოლოგია სათანადო კურსის მიხედვით.

აუზის გეოლოგიური აგებულებითა და ნიადაგებით განისაზღვრება მდინარეთა საზრდოობა მიწისქვეშა წყლებით, ატმოსფერული ნალექების წყლის დანაკარგი ჩაუნჯავზე, დაქაობებულ სივრცეთა გაჩენა და სხვ.

რელიეფი მთავარ როლს აჩრულებს აუზში ატმოსფერული ნალექების ტერიტორიულ განაწილებაზე, დედამიწის ზედაპირზე წყლის მიმართულებასა და დინების სიჩქარეზე, რაც განსაზღვრავს მდინარეთა წყლიანობას და რეჟიმს.

მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმზე სათანადო გავლენას ახდენს აუზში არსებული ტბები, ჰაობები და ტყეები. აუზის ტბიანობა, ტყიანობა, ჰაობიანობა და სხვ. გამოიანახება კოეფიციენტებით. დასახვლებული კოეფიციენტები საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ რომელ ელემენტს რა ნაწილი უკავია მთელი აუზის ფართობში. იგი წილადით ან პროცენტებით გამოიანახება.

§ 12. მდინარეთა ჰიდროგრაფიული დაბანასიათეველი ნიშნები და მათი
განსაჯღვრის მეთოდევი

მდინარეთა ჰიდროგრაფიულ დამახასიათებელ ნიშნებს მიეკუთვნება: 1) მდინარეთა სათავეები და შესართავეები. 2) მდინარეთა სიგრძე, 3) მდინარეთა ქსელის (სისტემის) სიგრძე, 4) მდინარეთა კლაკნილობა, 5) მდინარეთა ქსელის სიხშირე და სხვ. მდინარეთა სათავეებისა და შესართავეების დადგენა ჩვენთვის უკვე ცნობილია § 41-დან.

მდინარის სიგრძე ეწოდება მანძილს სათავიდან შესართავამდე კილომეტრებში. კილომეტრების ათვლას აწარმოებენ შესართავიდან სათავისაკენ, ვინაიდან შესართავის აღვილი უფრო გარკვეულ წერტილზეა. ვიდრე სათავისა. მდინარის სიგრძის გავომევა ხდება კურვიმეტრის ან ფარგლის საშუალებით მსხვილმასშტაბიან რუკაზე.

კურვიმეტრი სპეციალური ხელსაწყოა. რომლის საშუალებითაც იზომება კლაკნილი ხაზი. რუკაზე კლაკნილობის ასათელელად კურვიმეტრს აქვს პატარა დაკბილული ბორბალი, რომელიც სისტემით შეერთებულია ხელსაწყოს ისართან. რუკაზე რომელიმე კლაკნილი ხაზის გასაზომად ვატარებთ კურვიმეტრის ბორბალს აღებულ მიმართულებით. ბორბლის ტრიალი ამოძრავებს ისარს ციფერბლატზე, რომელიც აღნიშნავს ბორბლის მიერ განვლილ მანძილს სანტიმეტრებში, ხოლო ამ უკანასკნელის შედარებით რუკის მასშტაბთან მივიღებთ ნამდვილ მანძილს მეტრებში ან კილომეტრებში.

რუკაზე მდინარის სიგრძის გასაზომად უფრო ხშირად ფარგალს იყვებებენ. მდინარის სიგრძის გავომევის შედეგებზე (განსაკუთრებით წერილმასშტაბიან რუკაზე) გავლენას ახდენს მდინარის კლაკნილობა და მანძილი ფარგლის წვეროებს შორის. წვეროთა დიდი დაშორების შემთხვევაში არ იქნება აღრიცხული მდინარის პატარა ხვეულები, რის გამოც მდინარის სიგრძე შემცირებული იქნება. ჩვეულებრივად ფარგლის წვეროების დაშორებას ღებულობენ 1 მმ-ს 1:100 000 და 1:50 000 მასშტაბიანი რუკებისათვის. მდინარის სიგრძის გავომევის დროს მისი კლაკნილობის გასათვალისწინებლად ი. მ. შოკალსკი გვიჩვენებს მდინარის მთელი სიგრძე დაეყოთ კლაკნილობის ხარისხის მიხედვით ცალკეულ მონაკვეთებად და თითოეული მონაკვეთის სიგრძე შესაბამისი კლაკნილობის მიხედვით გავზომოთ ფარგლის საშუალებით.

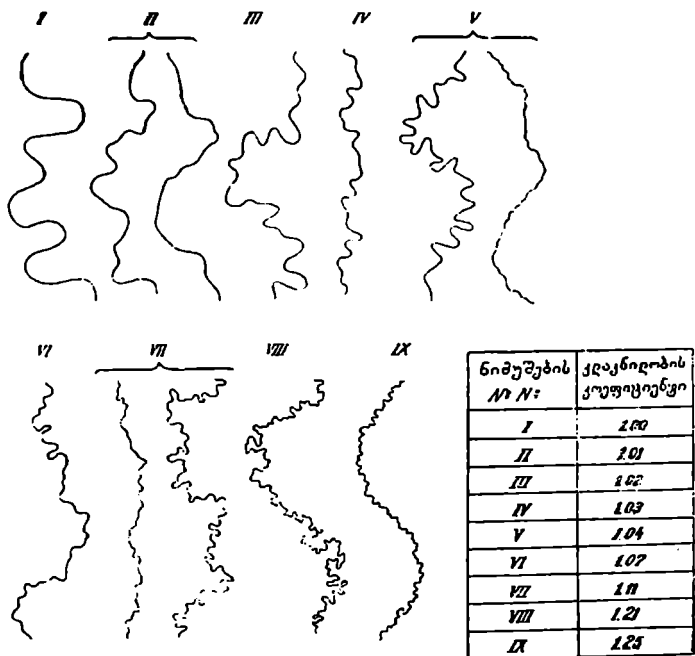
მდინარის მონაკვეთის სიზუსტით გავზომვისათვის ანგარიშობენ მისი კლაკნილობის კოეფიციენტს. კლაკნილობის კოეფიციენტი გამოიანგარიშება ფარდობით სწორი ხაზის უკიდურეს წერტილებს შორის მონაკვეთსა და ამავე მონაკვეთის კლაკნილი ხაზის სიგრძეს შორის:

$$K = \frac{l}{L},$$

სადაც K კლაკნილობის კოეფიციენტი. l —მდინარის მონაკვეთის სწორი ხაზის სიგრძე კმ-ობით, L —მდინარის მონაკვეთის კლაკნილი ხაზის სიგრძე კმ-ობით.

კლაკნილი და სწორი ხაზის შეფარდებით მიღებული რიცხვი უნდა გავამრავლოთ მდინარის მონაკვეთის კლაკნილი ხაზის სიგრძეზე. რომელიც რუკის მასშტაბშია გადაყვანილი. მივიღებთ მონაკვეთის ნამდვილ სიგრძეს. მონაკვეთების შეჯამებით მიიღება მდინარის მთელი სიგრძე სათავიდან შესართავამდე კილომეტრებში.

პრაქტიკულად ყოველთვის არ ანგარიშობენ კლაკნილობის კოეფიციენტს, არამედ სარგებლობენ უკვე დადგენილი კოეფიციენტის მნიშვნელობით მდინარეთა სხვადასხვა კლაკნილი უბნებისათვის. მდინარეთა კლაკნილობის ნიმუშები და შესატყვისი კოეფიციენტები¹ მოცემულია 22-ე ნახ.-ზე.



ნახ. 22. მდინარეთა კლაკნილობის ნიმუშები.

მდინარეთა ქსელის სიხშირე გაიანგარიშება ფართობით აუზში ყველა მდინარის სიგრძესა (Σl -სა) და აუზის ფართობს (F -ს) შორის:

$$D = \frac{\Sigma l}{F} \text{ კმ/კმ}^2,$$

სადაც Σl მდინარეთა სიგრძის ჯამია კმ-ობით, F — აუზის ფართობი კმ-ობით.

მდინარეთა ქსელის სიხშირე დამოკიდებულია: 1) აუზის ნიადაგისა და გრუნტის აგებულებაზე; რაც უფრო წყალგამტარია ნიადაგი და გრუნტი, მით უფრო მცირეა ქსელის სიხშირე; 2) ატმოსფერული ნალექების რაოდენობაზე: აუზში რაც უფრო მეტი ატმოსფერული ნალექები მოდის, მით უფრო მეტია მდინარის ქსელის სიხშირე; 3) რელიეფის გავლენა მდინარეთა ქსელის სიხში-

¹ Наставление по рекогносцировочным гидрографическим исследованиям рек, Ленинград, 1949.

რეზე მეტად მნიშვნელოვანია: სიმაღლის ზრდასთან ერთად იზრდება მდინარეთა ქსელის სიხშირეც. მაგალითად, მდ. რიონის აუზის ზემო წელში ქსელის სიხშირე დიდად აღემატება მის შუა და ქვემო წელის ქსელის სიხშირეს. მთიან რაიონებში, სადაც ატმოსფერული ნალექები მეტი მოდის და გრუნტი მცირე წყალგამტარობით ხასიათდება, ქსელის სიხშირე გაცილებით მეტია, ვიდრე ვაკის რაიონებში, სადაც ნალექები შედარებით მცირე რაოდენობით მოდის და გრუნტიც კარგი წყალგამტარია. ტყიანი რაიონები, სადაც ნიადაგები კარგი წყალგამტარია, მდინარეთა ქსელის სიხშირით უფრო ღარიბია, ვიდრე უტყეო რაიონები. ამგვარად, აუზში მდინარეთა ქსელის სიხშირე ყველგან ერთნაირი არ არის.

მდინარეთა ქსელის სიხშირის გამოსაანგარიშებლად უმჯობესია მსხვილმასშტაბიანი რუკები, რადგან წვრილმასშტაბიანზე მცირე ზომის შემდინარეები არ არის აღნიშნული, ამიტომ ქსელის სიხშირე გაზომვის დროს შემცირებული იქნება. მსხვილმასშტაბიან რუკას კვადრატულად ყოფენ, თითოეულ კვადრატში მდინარეთა სიგრძეებს აჯამებენ და ყოფენ ფართობზე. ეს ხერხი საკმაოდ კარგ შედეგს იძლევა მდინარის ქსელის სიხშირისას აუზის სხვადასხვა ნაწილში. ცალკეულ მდინარეთა ქსელის სიხშირის მაჩვენებლები საშუალებას გვაძლევს შევადგინოთ მდინარეთა აუზების ან მთელი ტერიტორიის ქსელის სიხშირის რუკა. რუკაზე გადააქვთ ქსელის სიხშირის მონაცემები და ერთნაირი სიდიდის მაჩვენებლებს ხაზებით აერთებენ. ქსელის სიხშირის ერთნაირი მაჩვენებლების შემადგენთბელ ხაზებს ი ზ ო დ ე ნ ს ე ბ ს უწოდებენ. რუკა იზოდენსებს შორის შეიძლება დაიშტრიხოს ან შეფერადდეს სხვადასხვა გრადაციის მიხედვით. ასეთი რუკები საშუალებას გვაძლევს შევადაროთ ისინი ტოპოგრაფიულ, გეოლოგიურ, კლიმატურ, ნიადაგურ და მცენარეული საფარის რუკებს. ეს დაგვეხმარება ცალკეული ფაქტორის გამოვლენაში ჰიდროლოგიური პროცესების შესწავლის დროს.

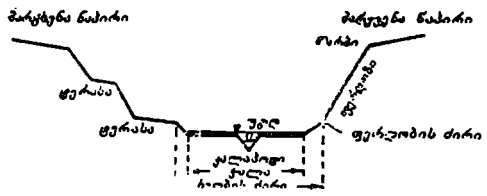
მდინარის დინების ზემო, შუა და ქვემო წელი. მდინარე წყალს მთელ თავის სიგრძეზე უბნების მიხედვით ატარებს. ზოგჯერ ცალკეული უბნები დინების ხასიათით, დახრილობით, წყლიანობითა და ეროზიული პროცესებით ერთმეორისაგან მნიშვნელოვნად განსხვავდება. ამასთან დაკავშირებით თითოეულ მდინარე შეიძლება დაიყოს სამ ნაწილად: ზედა, შუა და ქვედა დინების მიხედვით. თითოეული მათგანი განსხვავდება დინების ხასიათით.

მდინარის ზემო დინება უფრო ხშირად გამოირჩევა დიდი დახრილობითა და, ამასთან დაკავშირებით, დიდი სიჩქარით. მდინარის ზედა წელში, როგორც წესი, მიმდინარეობს კალაპოტის ინტენსიური ეროზიული პროცესები. გამოფრტვის პროდუქტები მდინარეს დიდი სიჩქარით გადააქვს შუა წელის დინებაში. სადაც მდინარის კალაპოტის დახრილობა და დინების სიჩქარე მცირდება, წყლიანობა იზრდება, ხლო ეროზიული მოქმედება კი მცირდება. მდინარეს ამ ნაწილში უმთავრესად გააქვს ზემო წელიდან წამოდებული ჩამორეცხვის პროდუქტები, ე.ი. მდინარის შუა წელი წარმოადგენს ტრანზიტულ ნაწილს ჩამორეცხვის პროდუქტების გადატანისათვის. ქვემო წელში მდინარის სიჩქარე ნელდება. კლაკნილობა იზრდება და წარმოებს ზემო წელიდან ჩამოტანილი მასალის აკუმულაცია (დაგროვება). მდინარის უბნებად დაყოფა ძირითადად დაფუძნებულია ოროგრაფიულ პირობებზე, ასევე ისტორიულ და ეკონომიურ მონაცემებზე. აღნიშნული პირობების მიხედვით თუ დაენაწილებთ მდ. რიონის სიგრძეს, შეიძ-

ლება ჰის ზემო წელად ჩათვალოთ მონაკვეთი სათავიდან ლაჭანურის შესართავამდე. სადაც მიმდინარეობს ინტენსიური ეროზიული პროცესები; მდინარის საშუალო წლიური სიმძლავრე ერთ გრძივ კილომეტრზე 3000 კილოვატამდეა. შუა წელად უნდა მივიჩნიოთ მონაკვეთი ლაჭანურის შესართავიდან მდ. ყვირილას შესართავამდე. რომელიც ეროზიული პროდუქტების ტრანზიტულ უბანს წარმოადგენს. ამ ნაწილში მას ყველაზე მეტი წლიური საშუალო სიმძლავრე აქვს (ყოველ ერთ გრძივ კილომეტრზე 5000 კილოვატი). ქვემო წელში (კოლხეთის დაბლობზე მდ. ყვირილას შესართავიდან შავ ზღვამდე) რიონი ზემო წელიდან მოტანილი მასალის დაღეჭვას აწარმოებს. ადრე აქ ნაოსნობასაც ჰქონდა ადგილი. მდინარის სიმძლავრე შუა წელთან შედარებით მცირდება (ერთ გრძივ კილომეტრზე საშუალოდ 750 კილოვატს არ აღემატება).

§ 41. მდინარეთა ხეობები

მდინარის ხეობა ეწოდება რელიეფის ვიწროდ წაგრძელებულ, დადაბლებულ ფორმას. რომელიც ხასიათდება შეართავისაკენ ფსკერის დაბრილობით. მდინარეთა ხეობები წარმოშობით სხვადასხვაგვარია. ბუნებაში გვხვდება ტექტონიკური პროცესებით წარმოშობილი ხეობები, ყინვარების მოძრაობის შედეგად



ნახ. 23. მდინარის ხეობის გარდიგარდმო კვეთი.

გად გაჩესილი ხეობები. მდინარეთა წყლების მიერ გადარეცხვის შედეგად წარმოშობილი ხეობები და სხვ. მდინარეთა ხეობების ნაწილებს წარმოადგენს: ფსკერი. ტალევი. მდინარის კალაპოტი, ჰალა, ხეობის კალთები, ტერასები.

ხეობის ყველაზე დაბალ ნაწილს ფსკერი ეწოდება. ხეობის ფსკერის უდაბლესი წერტილების შემაერთებელ კლაკნილ ხაზს გასწვრივი მიმართულებით ტალევი უწოდებენ. ხეობის ფსკერი ორი დაბრილობა ახასიათებს — გასწვრივი. ტალევის მიმართულებით, და გარდიგარდმო — ნაპირებიდან ტალევისაკენ. ხეობის ფსკერი გასწვრივი მიმართულებით გაკვეთილია მდინარის კალაპოტით, რომელიც მდინარის მიერ დამუშავებულ ეროზიულ კვალს წარმოადგენს, სადაც წყალი მუდმივად მიედინება. ხეობის ფსკერის იმ ნაწილს, რომელიც წყალდიდობის დროს წყლით იფარება, ჰალა ეწოდება. მდინარის ხეობის კალთები ხშირად საფეხურებად არის განლაგებული ჰორიზონტული ზედაპირით, ტალევიდან რომელიმე სიმაღლეზე. ასეთი მოვაკებული საფეხურებრივი ზედაპირები ტერასებს წარმოადგენს.

მდინარის ხეობაში არსებულ ტერასებს შორის მდებარეობის მიხედვით გამოიჩნება: პირველი ტერასა, რომელიც ჰალას წარმოადგენს, მეორე ტერასა, რომელიც წყალდიდობის დროს წყლით არ იფარება და რომელსაც, ჩვეულებ-

რევ. მდელოსზედა ტერასასაც უწოდებენ: მესამე ტერასა მდელოსზედა ტერასის ზემოთაა და ა. შ.

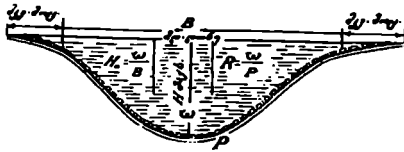
თუ მდინარის ხეობაში ტერასები მდინარის მონატანი მასალის დაგროვების შედეგად არის წარმოშობილი, მაშინ მას ალუვიურ ტერასას უწოდებენ, ხოლო, თუ მდინარის მოქმედების შედეგად ძირითადი ქანებია გადაარეცხილი და ადგილი მოაწორებულია. ამ ტერასებს ძირითადი ტერასები ეწოდება. ხეობის კალთების ზედა საზღვარს, რომლითაც ისინი დაკავშირებულია მიმდებარე ადგილებთან, ხეობის წარბს უწოდებენ (იხ. ნახ. 23). მდინარის ხეობის ტერასების აღნაგობა. მათი ფორმა და სიდიდე სათანადო გავლენას ახდენს მთელ რიგ ჰიდროლოგიურ პროცესებზე, მდინარის წყლიანობაზე და. განსაკუთრებით, მის რეჟიმზე. ხეობის კალთების დიდი ან მცირე დაბრილობა ხელს უწყობს მდინარის კალაპოტში ზედაპირული წყლების ჩასვლას. აჩქარება ან ანელება. აძლიერებს ან ასუსტებს ხეობის კალთებია ზედაპირის გადაარეცხვის პროცესებს და ნაშალი პროდუქტების ჩატანას მდინარეში. დიდი სისქის ალუვიური ნაფენები, დაგროვილი მდინარეთა ხეობებში, წარმოადგენს გრუნტის წყლების დაგროვების ადგილებს. საიდანაც მდინარეები შემდგომ საზრდობს. მდინარეთა ქალების სიდიდეს არსებითი მნიშვნელობა აქვს დონეთა და წყლიანობის რეჟიმის თვალსაზრისით. წყალდიდობის პერიოდში ქალები იკავებს წყლის დიდ რაოდენობას, რომელიც შემდეგ წყალმცირობის დროს მდინარეებში უკანვე უბრუნდება. ამგვარად. ქალები წარმოადგენს მდინარეების წყლიანობის რეჟიმის ბუნებრივ რეგულატორებს. წყალდიდობის პერიოდში ქალებზე წარმოებს მდინარეული მყარი ჩამონატანი მასალის დაგროვება.

§ 16. მდინარის კალაპოტი და მისი ელემენტები

როგორც აღნიშნული იყო, მდინარის კალაპოტი ხეობის ის უდაბლესი ნაწილია, სადაც ფაქტიურად ადგილი აქვს მდინარის დინებას. კალაპოტის სიდიდე და ფორმა სივრცის მიხედვით ძალიან იცვლება. ეს დამოკიდებულია მდინარის წყლიანობაზე, ხეობის აღნაგობასა და ქანების ხასიათზე. მიუხედავად იმისა, რომ კალაპოტი ძალზე ცვალებადია, მასში შეიძლება რამდენიმე ნაწილი გამოიყოს. კალაპოტის იმ ნაწილს, სადაც მდინარე მიედინება როგორც წყალდიდობის, ისე წყალმცირობის პერიოდში, — ძირითადს ან წყალმცირობის კალაპოტს უწოდებენ. მას მეტად თუ ნაკლებად მკვეთრად გამოასახული საზღვრები აქვს. ხეობის ნაწილს, რომელსაც მდინარე წყალდიდობის პერიოდში წყლით ფარავს. — მდინარის ქალას ან ცარიელ კალაპოტს უწოდებენ. მთის მდინარეები ქალებზე უმეტეს შემთხვევაში მოკლებულია, რადგან მათი კალაპოტი ვიწროა და ღრმა.

კალაპოტის მორფომეტრიულ თავიებულებათა დახასიათება შეიძლება კალაპოტის გეგმის დახმარებით, მასზე იზობათების, ანუ ჰორიზონტალების გავლებით და კალაპოტის ვარდიგარდმო პროფილის აგებით. წყლის დინების მიმართულების პერპენდიკულარულად გამკვეთ ვერტიკალურ სიბრტყეს წყლის დინების კვეთს უწოდებენ. წყლის დინების კვეთის ნაწილს, სადაც ადგილი აქვს ნაკადის დინების სიჩქარეს. ცოცხალი კვეთის ფართობი ეწოდება. კვეთის იმ ნაწილს კი, სადაც დინებას სიჩქარე არა აქვს ან იმდენად მცირეა. რომ თანამედროვე იარაღებით მისი გაზომვა შეუძლებელია, — კვეთის მკვდარი მოცულობა ჰქვია (ნახ. 24).

ხშირ შემთხვევაში წყლის და ცოცხალი კვეთის ფართობები ერთმანეთს ემთხვევა. მდინარის ცოცხალი კვეთის დამახასიათებელი ნიშნებია: მდინარის სიგანე (B), ცოცხალი კვეთის ფართობი (ω), სველი პერიმეტრი (P); ეს უკანასკნელი მრუდე ხაზია, რომლითაც წვიმისაზღვრულია ცოცხალი კვეთის დასველებული ნაწილი. ცოცხალი კვეთის ფართობის შეფარდებას სველი პერიმეტრის სიგრძესთან ჰიდრაულიკური რადიუსი (R) ეწოდება, ე. ი. $R = \frac{\omega}{P}$. ცოცხალი კვეთის ფართობის შეფარდება კვეთის სიგანესთან საშუალო სიღრმე იქნება, ე. ი. $h_{საშ.} = \frac{\omega}{B}$. როცა მდინარეთა სიგანე დიდად აღემატება მის სიღრმეებს, ჰიდრაულიკური რადიუსი ტოლია საშუალო სიღრმისა, ე. ი. $R = h_{საშ.}$ ასეთ შემთხვევაში სველ პერიმეტრს არ გამოიანგარიშებენ.



ნახ. 24. მდინარის დინების ცოცხალი კვეთი.

ცოცხალი კვეთის ფართობის შეფარდება კვეთის სიგანესთან საშუალო სიღრმე იქნება, ე. ი. $h_{საშ.} = \frac{\omega}{B}$. როცა მდინარეთა სიგანე დიდად აღემატება მის სიღრმეებს, ჰიდრაულიკური რადიუსი ტოლია საშუალო სიღრმისა, ე. ი. $R = h_{საშ.}$ ასეთ შემთხვევაში სველ პერიმეტრს არ გამოიანგარიშებენ.

ცოცხალი კვეთის ელემენტები — მისი ფართობები, სიგანე, საშუალო სიღრმე, ჰიდრაულიკური რადიუსი — არ არის მუდმივი. მათი სიდიდენი პირდაპირ დამოკიდებულებაშია მდინარის დონეებთან. მდინარის დონეთა მატებისას აღნიშნული სიდიდეებიც მატულობს, ხოლო დაკლებიას — კლებულობს.

§ 48. მდინარეთა საზრდოობა

მდინარეები ძირითადად ატმოსფერული ნალექებით საზრდოობს. დედამიწის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექების ნაწილი წარმოქმნის მდინარის ჩამონადენს და მის უშუალო მასაზრდოებელ წყაროდ ითვლება. ატმოსფერული ნალექების ნაწილი დედამიწის ზედაპირზე ზამთრის პერიოდში თოვლის სახით გროვდება, გაზაფხულზე კი დნება და მდინარეებს თოვლის მდნარი წყლით ასაზრდოებს. ნაწილი ატმოსფერული ნალექებისა ნიადაგ-გრუნტში იოუნება და წარმოშობს მიწისქვეშა წყლებს, რომლებიც დედამიწის ზედაპირზე წყაროების სახით გამოდის და მდინარეებს ასაზრდოებს. მაღალმთიან მხარეში ზამთარში მოსული თოვლი წლის თბილ პერიოდში ვერ ასწრებს გადნობას და გროვდება მარადი თოვლის სახით, რის შედეგად წარმოიშობა მაღალი მთის ყინვარები. მარადი თოვლისა და ყინვარების მდნარი წყალიც მოწოდებლობს მდინარეთა საზრდოობაში. ამგვარად, მდინარეებს ასაზრდოებს წვიმიც, თოვლის. ყინვარისა და მიწისქვეშა წყლები. მდინარის მასაზრდოებელ წყაროთა მიხედვით წლიური ჩამონადენის დანაწილება სიზუსტით ძალზე ძნელია. ასეთ შემთხვევაში ხმარობენ ტერმინს — შე რ ე უ ლ ი ს ა ზ რ დ ო ბ ა.

წყლის რაოდენობა, რომელსაც ღებულობს მდინარეები ამა თუ იმ საზრდოობის წყაროდან, სხვადასხვა რაიონში სხვადასხვაა. განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში ცალკეული საზრდოობის ხვედრითი წილი წლიურ ჩამონადენში სხვადასხვა რაოდენობით გვხვდება.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე მდინარეთა ძირითადი ნაწილი (დაახ-

ლოებით 60%) სეზონური თოვლის წყლებით საზრდოობს. საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის სამხრეთით, ჩრდილო ყაზახეთსა და სხვა რაიონებში გრუნტის წყლები დიდ სიღრმეზეა და არ შემოდის მდინარის კალაპოტში, ხოლო, ზაფხულის წვიმები კი არ იძლევა ზედაპირულ ჩამონადენს, ამიტომ მდინარეებში მოლიანად თოვლის მდნარი წყლებით საზრდოობს.

ჩრდილო მხარისაკენ მდინარეთა წლიურ ჩამონადენში გრუნტის წყლების წილი და შემდეგ წვიმის წყლების წილიც მდინარეთა საზრდოობაში ერთსა და იმავე ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში მატულობს აუზის ზრდასთან ერთად.

მარადი მზრალობის გავრცელების რაიონში მიწისქვეშა წყლების საზრდოობის როლი მკვეთრად მცირდება და აქ მდინარეთა ძირითად მასაზრდოებელ წყაროს წვიმისა და თოვლის წყლები წარმოადგენს.

მდინარეები, რომლებიც მოლიანად ან უმეტეს წილად წვიმის წყლებით საზრდოობს, საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე უფრო ნაკლებად არის გავრცელებული, ვიდრე ის მდინარეები, რომლებიც ძირითადად თოვლის წყლებით საზრდოობს. მდინარეები, რომლებიც ძირითადად სუფთა წვიმის წყლით საზრდოობს, გვხვდება კოლხეთის დაბლობის შავი ზღვის სანაპირო ზოლში. წვიმის წყლები მუსონური კლიმატის პირობებში აღმოსავლეთის მდინარეების ძირითადად მასაზრდოებელ წყაროს წარმოადგენს, ვინაიდან აქ თოვლის საფარი მცირეა და ატმოსფერული წალექები წლის თბილ პერიოდში წვიმის სახით მოდის.

საბჭოთა კავშირის მთიან მხარეებში — კავკასიაში, ალტაისა და შუა აზიაში — მდინარეთა საზრდოობა ძალზე მრავალფეროვანია. ეს დამოკიდებულია მდინარეთა აუზის სიმაღლეზე და კლიმატურ პირობებზე. ჩვეულებრივ, ადგილის სიმაღლის მატებასთან ერთად წლის თბილ პერიოდში იზრდება მდინარეთა საზრდოობის როლი თოვლის წყლებით და მცირდება გრუნტის წყლების წილი წლიურ ჩამონადენში, ხოლო ყინვარების გავრცელების რაიონებში უპირატესი მნიშვნელობა ყინვარული წყლების საზრდოობას ენიჭება.

ყინვარული საზრდოობის მდინარეები ზამთარში ძირითადად გრუნტის წყლებით იკვებება.

ატმოსფერული ნალექებისა და ჰაერის ტემპერატურული რეჟიმი წლის განმავლობაში გავლენას ახდენს მდინარეთა საზრდოობის ცვალებადობაზე ცალკეული სეზონების მიხედვით.

მდინარეთა საზრდოობაში კლიმატის როლი პირველად დაახასიათა ა. ი. ვოეიკოვმა 1884 წ. მან მდინარეთა საზრდოობისა და კლიმატის დამოკიდებულების შესახებ მოგვცა მკაფიოდ ჩამოყალიბებული დებულება: „მდინარეები არსებითად კლიმატისა და მათი აუზების პროდუქტია“. ამჟამად ა. ი. ვოეიკოვის დებულებამ ასეთი სახე მიიღო: „მდინარეები კლიმატის პროდუქტია ლანდშაფტის საერთო ფონზე“. ამით ხაზგასმულია კლიმატის წამყვანი როლი მდინარეთა საზრდოობაში. გარდა კლიმატისა, განსაზღვრული მნიშვნელობა აქვს სხვა ლანდშაფტურ პირობებსაც: აუზის გეოლოგიურ აგებულებას, ნიადაგებს, მცენარეულ საფარს, ტბიანობას, ჰაობიანობასა და სხვ.

ა. ი. ვოეიკოვი მდინარეებს თვლიდა კლიმატისა და მათი აუზების პროდუქტად, შესაძლებლად მიაჩნდა მათი რეჟიმის გამოყენება კლიმატის ინდიკატორად. ამ მიზნით მან დაამუშავა მდინარეთა კლიმატური კლასიფიკაცია და მდინარეები დაყო შემდეგ კლასებად, ანუ ტიპებად:

ტიპი A — მდინარეები, რომლებიც წყალს ღებულობს ვაკეებიდან და 1000 მ-მდე სივალის მქონე მთებზე დაგროვილი თოვლის მდნარი წყლებიდან. ზუსტად აეთი ტიპის მდინარეები არსად არ არის. შიახლოებით ამ ტიპს მიეკუთვნება ციმბირის ჩრდილო ნაწილია და ჩრდილო ამერიკის ზოგიერთი მდინარე. სადაც თოვლის საფარი 8 - 10 თვია განმავლობაში ძვეს, მდინარეთა უმეტესი ნაწილი თოვლის მდნარი წყლებით საზრდობს.

ტიპი B მდინარეები, რომლებიც წყალს ღებულობს მთაში დაგროვილი თოვლის დნობის შედეგად. ზუსტად ასეთი ტიპის მდინარეები ბუნებაში არ გვხვდება. ხოლო შიახლოებით ასეთია შუა აზიის დასავლეთი მხარის მთიან ნაწილის მდინარეები სირ-დარია, ტარიმი, ინდი ზემო წელის დინებაში. ქვემო წელის დინებაზე ამ მდინარეებს შემდინარეები არა აქვს. პაერის ტემპერატურა ზაფხულის პერიოდში განაპირობებს რეგულარულ წყალდიდობას მდინარეებზე.

ტიპი C — მდინარეები, რომლებიც ძირითადად წვიმის წყლებით საზრდობს და წყალდიდობაც ზაფხულის პერიოდში ახასიათებს. ამ ტიპს მიეკუთვნება ტროპიკული წვიმებითა და მუსონური წვიმებით საზრდობის მდინარეები: ამაზონი, კონგო, ორინოკო, განგი, ბრამაპუტრა, ჩენი ქვეყნის შორეული აღმოსავლეთის მდინარეები — ამური და მისი შემდინარეების ნაწილი.

ტიპი D — მდინარეები, რომლებიც უმეტესად გაზაფხულზე საზრდობს თოვლის მდნარი წყლითა და ზაფხულისა და შემოდგომის წვიმებით. ამ ტიპს მიეკუთვნება საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის, დასავლეთ ციმბირის, ჩრდილო ამერიკისა და სხვ. მდინარეები.

ტიპი E — მდინარეები, რომლებიც ძირითადად წვიმის წყლებით საზრდობს და წყლის მცირე მატებას ადგილი აქვს ცივ პერიოდში. ამ ტიპს უახლოვდება შუა და დასავლეთ ევროპის მდინარეები.

ტიპი F — მდინარეები, რომლებიც წყალს ღებულობს წვიმებით. მნიშვნელოვან წყალდიდობას ადგილი აქვს წლის ცივ პერიოდში. ასეთია, მაგალითად, სამხრეთ ევროპის (იტალია, ესპანეთი) მდინარეები.

ტიპი G — მდინარეები, რომელთაც მუდმივად დინება არა აქვთ მცირე ატმოსფერული ნალექების გამო. ასეთი ტიპის მდინარეებია სამხრეთ ამერიკაში, სამხრეთ აფრიკასა და სხვაგან.

ტიპი Y — მდინარეები არ არის მშრალი კლიმატური პირობების გამო. უმდინარო რაიონებს მიეკუთვნება: საჰარა, ყარაყუმი, ყიზილყუმი, არაბეთის დიდი ნაწილი და სხვ.

ტიპი H მდინარეები საზრდობს წვიმის წყლებით. მაგრამ წვიმის მოსვლა ძალიან მცირე პერიოდში ხდება. მდინარეებს წყალი აქვს მხოლოდ წვიმების დროს. დანარჩენ პერიოდში კი ან შრება, ანდა ტბორებად იქცევა. ასეთი ტიპის მდინარეები გვხვდება ყირიმის ჩრდილო ნაწილში, მდ. მტკვრისა და არეზის ქვემო დინების ველიან ნაწილში, მონღოლეთში და სხვ.

ტიპი J — მდინარეები სრულებით არ არის, ხეობები დაფარულია თოვლით და ყინვარებით ცივი კლიმატური პირობების გამო. აქ მდინარეებს ცვლის ყინვარები და ყინვარების ქვედა ნაკადები. ამ ტიპის მდინარეებს შეიძლება შევხვდეთ გრენლანდიაში.

მდინარეთა წყლის ზედაბირის ცვალებადობას რომელიმე პირობითი სიბრტყიდან ღონეთა რეკონსტრუქციის უწყობლობის წყლის დონეები განუწყვეტლივ იცვლება. მდინარეში წყლიანობის ცვლას ღონეთა ცვლა შეესაბამება; მათ შორის მტკიცე კავშირია. მდინარეთა წყლიანობის ზრდა ღონეთა ზრდას იწვევს. წყლიანობის შემცირება კი, პირიქით, — ღონეთა შემცირებას. ზოგიერთ შემთხვევაში ღონეთა რეკონსტრუქცია გამოწვეულია არა წყლიანობის ცვალებადობით. არამედ სხვა მიზეზებითაც. რომელთა შორის მნიშვნელოვანია:

1. კალაპოტის დეფორმაცია და მორფოლოგიური ხასიათი;
2. მდინარეში ცვალებადი შეგუბების პირობები.
3. კალაპოტში წყალმცენარეთა არსებობა;
4. მდინარეში სხვადასხვა სახის ყინულების არსებობა;
5. მდინარის შესართავ ნაწილში ქარების შედეგად წყლის მოდენა და მიდენა. მიმოქცევის გავლენა და სხვ.

წყლის ღონეთა რეკონსტრუქცია ძირითადად დამოკიდებულია მდინარის საზრდოობის პირობებზე. მაგალითად, გაზაფხულის წყალდიდობის პერიოდი, რომელიც ღონეთა მაღალი მაჩვენებლებით ხასიათდება. გამოწვეულია ზამთარში დაგროვილი თოვლის დნობით. ზაფხულის წყალმცირებას, ანუ დაბალ ღონეს, იწვევს აუზის ზედაბირიდან ატმოსფერული ნალექების აორთქლება და ნიადაგში ჩაყონვა. ასევე გრუნტის წყლების მარაგის შემცირება. შემოდგომაზე ღონეთა მაღლა აწვევა გამოწვეულია შემოდგომის წვიმებით და მცირე აორთქლებით. ზამთარში მდინარეები ზედაბირულ საზრდოობას მოკლებულა, რადგან ატმოსფერული ნალექები თოვლის სახით მოდის. მდინარეები ამ დროს მხოლოდ გრუნტის წყლებით საზრდოობს, ამიტომ ღონეები ამ პერიოდში უმცირესია და მდგრადი.

ტროპიკულ მხარეებში მდინარეთა მაღალი ღონე ემთხვევა ზაფხულში ტროპიკული წვიმების მოსვლას. მდინარეთა მაღალი ღონე ზაფხულში დამახასიათებელია მუსონური წვიმების მხარეებისათვის. მთისწინებში კი ზაფხულის პერიოდში მდინარეთა მაღალი ღონე გამოწვეულია მაღალმთიან მხარეებში მარადი თოვლისა და ყინულის დნობით.

მდინარის კალაპოტის ცალკეულ უბნებზე ერთი და იგივე წყლიანობის რაოდენობის დროს ღონეთა ცვალებადობას იწვევს უმთავრესად კალაპოტისა და ქალის მორფოლოგიური ხასიათი. კალაპოტის გარეცხვით ჩაღრმავებისას ღონეები დაბალი ხდება, ხოლო მოსილვა-მოლაშვის დროს მაღლა იწევს.

მდინარეების ღონეთა ცვალებადობაზე სათანადო გავლენას ახდენს ერთდროული შეგუბების პირობები. მდინარეთა შეგუბებას იწვევს მთავარ მდინარესა და მის შემდინარეთა შორის საზრდოობის სხვადასხვა პირობები. თუ მთავარი მდინარის ღონე მაღალია წყალდიდობის შედეგად და მის შემდინარეზე წყალდიდობის დასაწყისს ადგილი არ ჰქონია, მაშინ მთავარი მდინარის წყალმდინარის წყალს შეაგუბებს. საპირისპირო მოვლენას ექნება ადგილი. თუ შემდინარის ღონემ მაღლა აიწია და მან მთავარი მდინარე შეაგუბა. მდინარის კალაპოტში წყლის ღონეთა რეკონსტრუქცია იწვევს თოშქედვას და ყინულებერგვას. ყინულებერგვა წარმოიშობა ყინულსკლის დროს, უმთავრესად ვაზაფხულზე. ამ მოვლენას ადგილი აქვს უმთავრესად ციმბირის მდინარეებზე, რომლებიც სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ მიედინება. ზემო წელში გაზაფხული უფრო ადრე

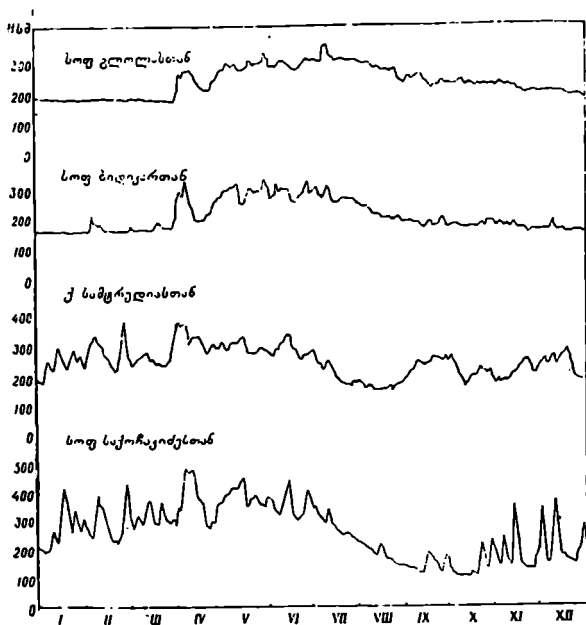
აწყება. ხოლო შუა და ქვემო წელში ისევ მძაფრი ზამთარია და მდინარის ზე-
 აპირი ყინულით არის დაფარული. ზემო წელიდან წამოსული ყინულები რომე-
 ლიმე ადგილზე გროვდება, აესებს ცოცხალ კვეთს და მდინარის დინებას კრი-
 სტალური ყინულებით ხერგავს. ყინულხერგვის ადგილის ზედა დინებაში წყალი
 იწყებს შეგუბებას და დონეთა აწევას (ზოგჯერ ორი-სამი და მეტი მეტრის სი-
 პაღლეზე). ქვედა დინებაში კი დონეები შემცირდება. ყინულხერგვა შეიძლება
 გაგრძელდეს რამდენიმე საათის ან დღე-ღამის განმავლობაში. შემდეგ წყლის
 წნევა არღვევს მას და ქვედა დინებაში წარმოიშობა უეცარი წყალმოვარდნა.
 ანალოგიურ მოვლენას ადგილი აქვს თოშქედვის დროსაც. ამ შემთხვევაში მდი-
 ნარის ცოცხალი კვეთი ყინულის ზედაპირსა და ფსკერს შორის იკედება მცუ-
 რავი ყინულებითა და თოშით, რაც იწვევს მდინარის შეგუბებას და დონეთა
 ცვალებადობას როგორც მდინარის ზედა დინებაში, ისე თოშქედვის ადგილის
 ქვემოთ. მდინარის შეგუბება ხელოვნური კაშხალებით დონეთა რყევის ამპლი-
 ტუდას აღიწევს. კაშხალის ზედა ბიეფში დონეთა მატება და შემცირება შედარ-
 ებით უფრო ნელა და მდორედ მიმდინარეობს, ვიდრე შეგუბების ადგილის
 ქვეით.

მდინარეთა დონეების რყევადობაზე სათანადო გავლენას ახდენს კალაპოტ-
 ში არსებული წყალმცენარეები. წყალმცენარეთა ვეგეტაციის პერიოდში მდინა-
 რის წყლის დონეები უფრო მაღალია, ვიდრე ვეგეტაციის დასრულების შემდეგ.
 განსაკუთრებული ხასიათი აქვს წყლის დონეთა რყევას მდინარეების შე-
 სართავის ნაწილში. აქ მდინარეთა კალაპოტი განიერია და ღრმა, ამიტომ დონე-
 თა რყევა თითქმის უმნიშვნელოა. შესართავის ნაწილში დონეთა სვლას ძლიერ
 ამახინჩებს ქარების მიერ გამოწვეული წყლის მიღენა და მოღენა. როდესაც ქა-
 რების მიმართულება მდინარეთა დინებას ემთხვევა, მაშინ ხდება წყლის მიღენა,
 რაც დონეთა დაკლებას იწვევს; თუ ქარები მდინარის დინების საწინააღმდეგოდ
 ქრის, ამ შემთხვევაში ადგილი აქვს დონეთა მატებას. ზოგჯერ ამ დროს წყლის
 დონე ჩვეულებრივთან შედარებით 2—2,5 მეტრით მაღლა აიწევს. წყლის მოღე-
 ნის მაგალითს წარმოადგენს მდ. ნევის შესართავისპირა უბანი. აქ ეს მოვლენა
 იწვევს ისეთ წყალდიდობას, რომ მდინარე ნაპირებზე გადმოდის, განსაკუთრე-
 ბით დიდ წყალდიდობას ჰქონდა ადგილი 1824 წელს, როდესაც მდ. ნევის დონემ
 4.11 მეტრამდე აიწია, ხოლო 1924 წელს კი — 3,38 მეტრამდე და ქ. ლენინგრა-
 დის (პეტერბურგის) ქუჩები წყლით დაიფარა.

ზოგიერთი მდინარე შესართავის ნაწილში განიცდის ზღვის მიმოქცევის გავ-
 ლენას. ზღვის მოქცევის დროს მდინარეში ჩნდება ადგილობრივი ტალღები,
 რომლებიც მიიმართება მდინარის დინების საწინააღმდეგოდ. ტალღების სიმაღ-
 ლე ზოგჯერ 1—2 მეტრს აღწევს (მდ. ამაზონზე — 5—6 მ). ამ მოვლენას სხვა-
 დასხვა სახელოვდება აქვს: მდ. სენაზე მას „მასკარე“-ს უწოდებენ, მდ. ამაზონ-
 ზე — „პროროკი“-ს და ა. შ. საბჭოთა კავშირის მდინარეებზე მიმოქცევით გა-
 მოწვეული დონეთა რყევის ამპლიტუდა მცირეა. მაგალითად, მდ. პეჩორის შე-
 სართავში მოქცევის ტალღის სიმაღლე 1 მ აღწევს, მდ. ლენასი კი — დაახლოე-
 ბით 0,1 მ, ჩრდილოეთ დვინის მიმოქცევის დროს ამპლიტუდა 0,9 მ-ს არ აღე-
 მატება და ა. შ.

მდინარეთა დონეების რყევადობის შესასწავლად იყენებენ სხვადასხვა გრა-
 ფიკებს, რომლებზეც თვალსაჩინოდ გამოიხატება წყლის დონეთა რყევა დროში.
 დონეთა გრაფიკს აგებენ მილიმეტრიან ფურცელზე: კოორდინატთა სისტემის

აბსცისის ღერძზე გადაიტანენ წლის დღეთა რიცხვს, ხოლო ორდინატის ღერძზე — გაზომილ დონეებს სანტიმეტრობით. კოორდინატთა ველზე განლაგებულ წერტილთა შეერთება მოგვცემს დონეთა დღეღამური რყევის გრაფიკს წლის



ნახ. 25. ზღ. რიონის დონეთა რყევის გრაფიკები სხვადასხვა უბანზე.

შანძილზე. ერთი წლის დონეთა რყევის გრაფიკი იძლევა მხოლოდ ამ წლის დონეთა რყევის დასახიათებას, მაგრამ მდინარეთა წყლის დონეები განიცილის რყევადობას არა მარტო წლის განმავლობაში, არამედ დღე-ღამის, თვის, სეზონის, წლისა და მრავალწლიურ პერიოდში. ამიტომ მდინარეთა დონეების რყევის დასახიათებლად ძირითადად აგებენ შემდეგ გრაფიკებს:

1. დღეღამურ დონეთა მსვლელობის გრაფიკს ლიმნიგრაფის დახმარებით;
2. უზენაესი, საშუალო წლიური და ქვიშაწლიური წლების დონეთა გრაფიკებს ყოველდღიური დაკვირვებების მონაცემებით;
3. მრავალწლიურ დონეთა გრაფიკს: აიგება საშუალო წლიური დონეების, წლიური უდიდესი დონეებისა და წლიურ უმცირეს დონეთა მონაცემების საშუალებით; აგრეთვე აგებენ დონეთა ტიპურ გრაფიკებს.

თითოეული ზემოთ დასახელებული გრაფიკი იძლევა დონეთა რყევის დასახიათებას იმ დროისათვის, რომლისთვისაც იგი იქნა აგებული. დონეთა რყევის გრაფიკებიდან ძირითადად წარმოადგენს წლიურ დონეთა რყევის გრაფიკი.

მდინარის სიგრძეზე სხვადასხვა უბანზე შეთავსებით აგებულ ყოველდღი-

ურ წლიურ დონეთა რყევის გრაფიკები (ნახ. 25) საშუალებას იძლევა დაეახსიანათ მდინარის დონეთა რყევაში მდინარის ცალკეული უბნების მიხედვით.

მაღალ, საშუალო და უდაბლეს დონეთა მქონე წლების დასახასიათებლად აგებენ შეთავსებით გრაფიკებს ყოველდღიურ, წლიურ, მაღალ, საშუალო და დაბალ დონეთა წლებისათვის. ასეთი დამახასიათებელი წლების შერჩევა ხდება მრავალწლიური დაკვირვების პერიოდის მქონე მდინარეებზე. გრაფიკების ანალიზის შედეგად აღვილი დასადგენია წლის შიდა დროების გამოყოფა და ცალკეული დროისათვის დონეთა რყევის ხასიათი.

ზამთრის პერიოდში, განსაკუთრებით მკაცრ ზამთარში, მდინარეთა დონეები დაბალია და მცირე რყევადობას განიცდის.

ზამთრის ხანგრძლიობა სხვადასხვა წელს ძალზე ცვალებადია. ჩვენს სიგანეებში ზამთრის დასაწყისი ნოემბრის შუა და დეკემბრის პირველ დეკადაშია. დასასრული კი აპრილისა და მაისის თვეებს ემთხვევა. საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ზამთრის ხანგრძლიობა მატულობს ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმართულებით, ხოლო მაღალმთიან რაიონებში — დაბლობიდან მაღალი მთებისაკენ. მაგალითად, საქართველოს მაღალმთიან ზონაში ზამთარი ექვსი თვის განმავლობაში გრძელდება.

დონეთა ტიპური გრაფიკი. მდინარეთა დონეების დასახასიათებლად აგებენ დონეთა რყევის ტიპურ გრაფიკებს. ჩვეულებრივად ტიპურ გრაფიკებს აგებენ მრავალწლიური დონეების სტატისტიკური დამუშავების საფუძველზე. ამ მიზნით დამახასიათებელ დონეებთან ერთად წლიურ დონეთა რყევის გრაფიკებიდან იღებენ შესატყვის თარიღებს იმ მომენტისათვის, როდესაც დონეების ბუნებრივი გადასვლა ხდება ერთი მომენტიდან მეორეში. ყოველ შემთხვევაში ტიპური გრაფიკის ასაგებად ყოველი ცალკეული წლისათვის აგებულ დონეთა წლიური გრაფიკიდან დამახასიათებელ დონეებთან ერთად დამატებით ამოკრეფენ: 1) გრაფიკის დასაწყისის (წლის დასაწყისია) დონეს, 2) გაზაფხულის წყალდიდობის დასაწყისის დონეს, 3) გაზაფხულის წყალდიდობის მაქსიმალურ დონეს, 4) გაზაფხულის წყალდიდობის დასასრულის დონეს, 5) ზაფხულ-შემოდგომის წყალმოვარდნის მაქსიმალურ დონეს, 6) ზაფხულ-შემოდგომის წყალმოვარდნის დასაწყისისა და დასასრულის დონეებს, 7) ყინულსაფრის დადგომის შემდეგ მაქსიმალურ დონეს და ა. შ.

დამახასიათებელი და გარდატეხის მომენტის დონეები შესატყვისი თარიღებით, რომლებიც ტიპური გრაფიკის აგებისათვის დასაყრდენს წარმოადგენს, უმჯობესია შევარჩიოთ წლიურ დონეთა რყევის გრაფიკებიდან, საიდანაც ამოკრეფილ დონეთა დაზუსტება უნდა მოხდეს დონეთა წლიური ცხრილებიდან დასმარებით. წლიურ დონეთა რყევის გრაფიკებიდან ამოკრეფილი მასალებით და გარდატეხის მომენტების დონეთა შესატყვისი თარიღებით ადგენენ ცხრილს აღებული წლების თანმიმდევრობით. შემდეგ დონეებსა და თარიღების დღეთა რიცხვებს წლის დასაწყისიდან ალაგებენ კლებად რიგზე, ამ უკანასკნელიდან იღებენ როგორც დონეების, ისე თარიღების დღეთა მედიანურ სიდიდეებს. მედიანური სიდიდებისაგან ადგენენ დამხმარე ცხრილს, რომლის საშუალებით კოორდინატთა სისტემაზე აგებენ ტიპურ გრაფიკებს.

როგორც ჩანს, დონეთა ტიპური გრაფიკის აგება ძალზე რთულია, ამიტომ ზოგჯერ დონეთა მრავალწლიური დაკვირვების მასალებიდან შეარჩევენ უხვწულიან, საშუალოწულიან და მცირეწულიან დამახასიათებელ წლებს. თი-

თოეული დამახასიათებელი წლისათვის აგებენ დონეთა რყევის გრაფიკს და მას ტიპიურად ლებულობენ.

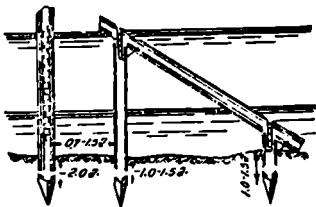
§ 48. წყალსაზომი საგუშაგოები და მათი მოწყობა

წყლის დონეთა შესასწავლად საგუშაგოებს აწყობენ. წყალსაზომი საგუშაგოები დანიშნულებისა და მოწყობის მიხედვით მრავალგვარია.

მოწყობილობის მიხედვით განიჩრჩევა: 1) მარტივი საგუშაგოები, სადაც წყლის დონეთა ათვლა წყალსაზომი ლარტყის დანაყოფებზე წარმოებს; 2) გადამცემი საგუშაგოები, სადაც დონეთა ათვლა მექანიკური ან ელექტრული სისტემის გადამცემის საშუალებით წარმოებს რაიმე მანძილზე (ზოგჯერ ძალიან შორ მანძილზედაც კი).

მოწყობილობის მიხედვით შეიძლება განვასხვაოთ: ლარტყიანი, ხიმიჩებიანი და შერეული ტიპის მარტივი საგუშაგოები.

მოქმედების მიხედვით არის: 1) წვეტილი მოქმედების გადამცემი საგუშაგო, 2) ავტომატური, 3) თვითმწერი, 4) რადიოგადამცემი საგუშაგოები და სხვ.



ნახ. 26. ლარტყიანი საგუშაგო.

ლარტყიანი წყალსაზომი საგუშაგო ყველაზე მარტივი და მოსაწყობად იაფი საგუშაგოა. იგი ეწყობა მდინარის შერჩეულ უბანზე, სადაც ლარტყა დატული იქნება დაზიანებისაგან: ღელვისას, ყინულების სვლის დროს, ხე-ტყის დატურებისას და გემების ცურვის დროს (ნახ. 26). ლარტყიანი საგუშაგოები უფრო მეტად ეწყობა მთის მდინარეებზე (კავკასიისა და შუა აზიაში).

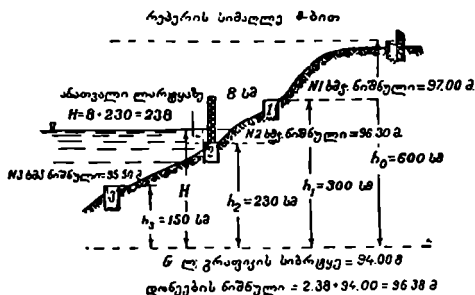
საგუშაგო ძირითადად შედგება მაგარი ხის ფიცრისაგან გაკეთებული წყალსაზომი ლარტყისაგან. მისი სიგრძე 2 მ-ია, სიგანე—13 სმ, სისქე—2,5 სმ. უკანასკნელ დროს იყენებენ ლითონის ლარტყებს, რომლებიც უფრო დიდხანს ძლებს და უფრო უზრუნველყოფილია დაზიანებისაგან. ლარტყის წინა მხარე დეციმეტრებად არის დაყოფილი. თითოეული დეციმეტრი დაყოფილია ხუთ ნაწილად (2—2 სმ), რომლებიც ნულიდან ერთი მეტრის სიმაღლემდე შენაცვლებითაა შეღებილი წითელი და თეთრი ფერის ემალირებული საღებავით, ხოლო მეორე მეტრზე კი — თეთრი და წითელი, საღებავით. ერთი სანტიმეტრის სიზუსტით ათელისათვის ლარტყა ყოველ ორ სანტიმეტრზე ამოკვეთილია და შეღებილი სხვა ფერით.

წყალსაზომ ლარტყას ამარტყებენ სპეციალურად მოწყობილ ბოძზე, კლდეზე ან პიდროტექნიკურ ნაგებობათა კედელზე ისე, რომ წყალმა არ მოგლიჯოს ან არ დააზიანოს.

ლარტყის ნულოვანი დანაყოფი მოთავსებულ უნდა იქნეს წყლის უმცირესი დონის ქვევით, წყლის ზედაპირიდან 0,5 ან 1 მეტრის სიღრმეზე, ხოლო ზედა დანაყოფი — უდიდესი დონიდან 0,5 ან 1 მეტრის ზევით. თუ ერთი ლარტყის სიმაღლე წყლის დონის რყევადობის სრულ ამპლიტუდას ვერ აღრიცხავს, მაშინ მის გაგრძელებაზე მეორე ლარტყას დააყენებენ.

წყალსაზომ საგუშაგოზე დონეთა ათვლა დაიწყება მხოლოდ მაშინ, როდესაც

საც რეპერიდან (მუდმივი წერტილიდან) ლარტყის ნულოვანი დანაყოფის სიმაღლეს განსაზღვრავენ და გრაფიკის ნულს დაადგენენ. ლარტყაზე წყლის დონეთა ათეულა დღე-ღამეში ორჯერ წარმოებს — დილის 8 საათსა და საღამოს 20



ნახ. 27. ხიმიწებიანი წყალსაზომი საგუშაგო.

საათზე; ორთავე განზომილების საშუალო რიცხვით მივიღებთ დღეღამურ საშუალო დონეს. ათვლილ დონეთა (დღეღამური, თვიური, წლიური და ა. შ.) დამუშავება ერთიანი წესით ხდება.

ხიმიწებიან საგუშაგოს ძირითადად აწყობენ ვაკის მდინარეებზე, რომელზეც დიდი სივანე; დამრეცი ნაპირები და დონეთა დიდი რყევის ამპლიტუდა აქვს. საგუშაგო ერთ კვეთზე ეწყობა წყლის დინების პერპენდიკულარულად. ხიმიწების რაოდენობა დამოკიდებულია მდინარის კალაპოტის სივანეზე, ნაპირების დახრილობასა და წყლის დონის რყევის ამპლიტუდაზე. ზედა ხიმიწის თავი უნდა იყოს წყლის უდიდესი დონიდან 0,5 მეტრის სიმაღლეზე, ხოლო ქვედა ხიმიწის თავი — კალაპოტში წყლის უმცირესი დონის ქვევით 0,5 მ. ხიმიწები მზადდება მაგარი ჯიშის ხისაგან (სიგრძე — 1,5 მ, დიამეტრი — 20—25 სმ). ჩასობის სიღრმე დამოკიდებულია გრუნტისა და კალაპოტის ფსკერის გაყინვის ხასიათზე. ხიმიწს დასობის შემდეგ გაუქვთებენ რკინის სალტეს, თავზე მსხვილთავიან ლურსმანს დააქედებენ და თეთრი ფერით შეღებავენ, ხოლო შავი ფერით აწერენ ნომერს. ხიმიწის ნუმერაცია ზედა პირველი ხიმიწიდან ხდება თანმიმდევრობით უკანასკნელ ქვედა ხიმიწამდე (ნახ. 27).

რეპერიდან ნიველირებით დაადგენენ თითოეული ხიმიწის სიმაღლეს. რეპერთან ახლოს პირველი ზედა ხიმიწი იქნება. წყლის დონის სიმაღლეს ათვლიან წყალსაზომი გადასატანი ლარტყის საშუალებით, რომელსაც სანაპიროსთან უახლოეს წყლით დაფარულ ხიმიწის თავზე ათავსებენ. ეკოლინებათ რა ხიმიწის სიმაღლე რეპერიდან, ადვილად გაიგებენ წყლის დონის სიმაღლეს ლარტყის ნულიდან.

§ 40. დონეთა დაკვირვების მასალების დამუშავება

საგუშაგოდან ათვლილი დაკვირვების მასალები შემდეგში ყოველმხრივ უნდა იქნეს დამუშავებული წყლის ობიექტების რეჟიმის დასახასიათებლად და ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა დაპროექტების მიზნით. წყლის დონეთა ქრონოლოგიური დაკვირვების მასალების დამუშავების შედეგად შეიძლება დავადგი-

ნოთ: 1) დამახასიათებელი დონეები, 2) დონეთა ატატიტიკური მაჩვენებლები, 3) წელიწადში ტიპიურ დონეთა განაწილება და 4) დონეთა განმეორება და უზრუნველყოფა.

ყოველდღიურ საშუალო დონეთა ცხრილის დახმარებით აგებენ დონეთა რყევის გრაფიკს მთელი წლის პერიოდისათვის, სადაც თვალსაჩინოდ გამოისახება დონეთა წლიური ცვალებადობა. რყევის გრაფიკზე ადვილად შეიძლება დამახასიათებელი დონეები. მათი დადგენა შეიძლება როგორც ცალკეული წლების, ასევე მრავალწლიური პერიოდისათვის.

დამახასიათებელ დონეებს ძირითადად მიეკუთვნება:

1. წყალდიდობის უდიდესი დონე;
2. გაზაფხულის ყინულსვლის დაწყების დონე;
3. უდიდესი დონე გაზაფხულის ყინულსვლის დროს (გარდა ყინულჭედვით გამოწვეული დონეებისა);

4. უდიდესი დონე გაზაფხულის ყინულსვლის დროს (ყინულჭედვით გამოწვეული უდიდესი დონის ჩათვლით);

5. ზაფხულ-შემოდგომის უდიდესი დონე;

6. ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობის უდიდესი დონე;

7. ზაფხულ-შემოდგომის წყალმცირობის პერიოდის უმცირესი დონე;

8. შემოდგომის ყინულსვლის პერიოდის უდიდესი დონე;

9. ზამთრის წყალმცირობის პერიოდის უდიდესი დონე;

10. ზამთრის წყალმცირობის პერიოდის უმცირესი დონე და სხვ.

ამა თუ იმ დამახასიათებელი დონის უკიდურეს ვადებს განსაზღვრავენ ყოველდღიურ დონეთა რყევის ქრონოლოგიური გრაფიკიდან, ხოლო საშუალო დროს კი გამოიანგარიშებენ წლის დასაწყისიდან რომელიმე მრავალწლიური დამახასიათებელი დონისათვის. საშუალო თარიღის გამოსაანგარიშებლად შემდეგნაირად იქცევიან: ვთქვათ, ადებულია გაზაფხულის წყალდიდობის მაქსიმალური დონე 3 წლის პერიოდისათვის. დაეუშვათ, რომ პირველ წელს მაქსიმალური დონე იყო 5 აპრილს, მეორე წელს — 30 მარტს, ხოლო მესამე წელს კი — 25 თებერვალს. მაშასადამე:

წყალდიდობის დონის გავლის

თარიღი
5/IV
30/III
25/II

თარიღი წლის დასაწყისიდან

31+28+31+5=95
31+28+30=89
31+25 . . . =56

240

დამახასიათებელი დონის გავლის თარიღი წლის დასაწყისიდან იქნება $240:3=80$, რომელიც პირველი იანვრიდან გადათვლისას მარტის თვეს ემთხვევა. ამიტომ 80 დღეს ვაკლებთ იანვრისა და თებერვლის თვეების დღეთა რიცხვს: $80-31-28=21/III$; მაშასადამე, მაქსიმალური დონის გავლის საშუალო თარიღი იქნება 21 მარტი.

დამახასიათებელ დონეებს მიეკუთვნება აგრეთვე საშუალო თვიური, საშუალო წლიური, საშუალო მრავალწლიური დონეები. საშუალო თვიური დონე მიიღება თვის საშუალო დღელამურ დონეთა ჯამის გაყოფით თვის დღეთა რიცხვზე. საშუალო წლიური დონე კი მიიღება საშუალო თვიურ დონეთა ჯამის გაყოფით წლის თვეთა რიცხვზე (12), ხოლო საშუალო მრავალწლიური დონე, ანუ ნორმა — მრავალი წლის საშუალო დონეთა შეჯამებით და დაკვირვების წელთა რიცხვზე

გაყოფით. შეირჩევა როგორც თვიური, ისე წლიური უდიდესი და უმცირესი ღონეები. უდიდესი და უმცირესი ღონეები აიღება არა საშუალო დღელამური ღონეებიდან, არამედ უშუალოდ დაკვირვების მასალებიდან. წლიურ უდიდეს და უმცირეს ღონეთა ცხრილის ქვემოთ ნაჩვენებია თარიღები.

ზოგჯერ დამატებით ანგარიშობენ ღონეთა სტატიკურ მაჩვენებლებს: მაქსიმალურ ღონეს (H_{\max}), მედიანურ ღონეს ($H_{\text{მე.}}$), ზედა კვადრილიანის ღონეს (H_{k_1}), ქვედა კვადრილიანის ღონეს (H_{k_2}) და უმცირეს ღონეს (H_{\min}). აღნიშნული ღონეების მისაღებად ღონეთა დაკვირვების ცხრილს ალაგებენ კლებად რიგზე, სადაც პირველ ადგილზე მოხვდება მაქსიმალური ღონე, უკიდურეს ქვედა ადგილზე კი -- მინიმალური ღონე; ცხრილის შუა ადგილზე იქნება მედიანური ღონე. მაქსიმალურ და მედიანურ ღონეებს შორის იქნება ზედა პირველი კვადრილიანის ღონე, ხოლო მედიანურ ღონესა და მინიმალურ ღონეს შორის -- ქვედა კვადრილიანის ღონე.

კლებად რიგზე დალაგებული ღონეებიდან შეიძლება გამოვიანგარიშოთ მედიანური, პირველი და მეორე კვადრილიანების ადგილი რიგის წევრებს შორის შემდეგი განტოლებებით:

$$M = 1 + \frac{n-1}{2} = \frac{n+1}{2}; \quad K_1 = 1 + \frac{n+1}{4} = \frac{n+3}{4};$$

$$K_2 = 1 + \frac{3(n+1)}{4} = \frac{3n+1}{4},$$

სადაც n რიგის წევრთა რიცხვია, M შეესატყვისება რიგის წევრთა რიცხვის 50 %-ს, K_1 —რიგის წევრთა რიცხვის 25 %-ს, K_2 —75 %-ს, H_{\max} —1%-ს, ხოლო H_{\min} —-1%-ს.

§ 50. წყალდიდობა

მდინარეთა წყლის რეჟიმი წლის განმავლობაში ძალზე ცვალებადია. მას მდინარეთა აუზების კლიმატური პირობების წლიური მსვლელობა და მდინარეთა საზრდოობის ხასიათი განაპირობებს. წლიური წყლიანობის რეჟიმის ძირითადი ფაზებია: გაზაფხულის წყალდიდობა, ზაფხულის წყალმცირობა, შემოდგომის წვიმებით გამოწვეული წყალდიდობა და ზამთრის წყალმცირობა. წყლიანობის ფაზები ყველა მდინარეზე ერთნაირი სიდიდისა და ხანგრძლიობის არ არის. ზოგიერთ მდინარეზე წლის განმავლობაში ოთხი ფაზა გამოიყოფა, ზოგიერთზე კი უფრო ნაკლები. მაგალითად, ჩვენი ქვეყნის ვაკის მდინარეებს, რომლებიც ძირითადად თოვლის წყლებით საზრდოობს, ოთხი ფაზა ახასიათებს: 1) გაზაფხულის წყალდიდობა, 2) ზაფხულის წყალმცირობა, 3) შემოდგომის წყალდიდობა და 4) ზამთრის წყალმცირობა. მდინარეთა წყლიანობის ფაზებს შორის სახალხო მეურნეობისათვის მნიშვნელობა აქვს წყალდიდობის ფაზას, მის ხანგრძლიობასა და წყლის მოცულობას.

ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში წყლის მომატებას (ღონეების აწევას) ყოველწლიურად ერთსა და იმავე სეზონში წყალდიდობა ეწოდება. იმ მდინარეებს, რომლებიც ძირითადად თოვლის წყლებით საზრდოობს, წყალდიდობა გაზაფხულის ან ზაფხულის სეზონში ეწყებათ. ასე, მაგალითად, საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის მდინარეების წყალდიდობა გაზაფხულზე იწყე-

ბა. ხოლო ჩრდილოეთის მხარის მდინარეთა წყალდიდობა ზაფხულშიაც გრძელდება.

მთიან რაიონებში. სადაც თოვლის დნობა გაგრძელებულია ევრტიკალური ზონალობის შედეგად. მდინარეთა წყალდიდობა ხშირად ზაფხულშია. ზაფხულის წყალდიდობას აქ ავრთვე იწვევს მარადი თოვლისა და ყინულის დნობაც.

მუსონური კლიმატის რაიონებში წვიმის წყლებით გამოწვეული წყალდიდობა (შორეული აღმოსავლეთის მდინარეები) წლის თბილ პერიოდში — გაზაფხულ-ზაფხულში ხდება.

შემოდგომის წვიმებით გამოწვეული წყალდიდობა უფრო მეტად გავრცელებულია ეკვატორულ ზონაში. ხმელთაშუა ზღვის კლიმატურ ზონაში წვიმის წყლებით გამოწვეული წყალდიდობები ზამთრის სეზონში გვხვდება ამგვარად, წყალდიდობები სხვადასხვა მხარეში სხვადასხვა სეზონში იცის. ჩვენს ქვეყანაში ყველაზე მეტად გაზაფხულის წყალდიდობაა გავრცელებული.

გაზაფხულის წყალდიდობა. მდინარეთა წყლის რეჟიმის ძირითად ფაზას წარმოადგენს გაზაფხულის წყალდიდობა, რომელიც შეიძლება გამოწვეული იქნეს თოვლის ინტენსიური დნობით ან თოვლისა და წვიმის ერთობლივი მოქმედებით. გაზაფხულის წყალდიდობის ძირითადი ელემენტებია: 1) წყალდიდობის დასაწყისი და დასასრული, 2) წყალდიდობის ხანგრძლიობა, 3) მაქსიმალური დონე, 4) წყალდიდობის მატებია და დაცხრომის ხანგრძლიობა და 5) წყალდიდობის მოცულობა.

გაზაფხულის წყალდიდობა იწყება დონეთა ინტენსიური მომატებით, რაც გამოწვეულია პაერის უარყოფითი ტემპერატურის შეცვლით დადებითი ტემპერატურით. თოვლის წყალი მდინარეებს შეუერთდება მას შემდეგ, რაც დედა-მიწის ზედაპირზე არსებული თოვლის საფარი მთლიანად გაქვრდება წყლით.

სსრ კავშირის ევროპული ნაწილის სამხრეთ-დასავლეთ მხარეში გაზაფხულის წყალდიდობა საშუალოდ 20 თებერვლიდან იწყება, შემდეგ წყალდიდობის „ფრონტი“ ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ ინაცვლებს და პეჩორის ქვემო წელში მაისის დასაწყისში აღწევს, ხოლო უკიდურეს ჩრდილოეთში წყალდიდობა მაისის ბოლოსა და ივნისის დასაწყისში იწყება. ანალოგიურად მთიან რაიონებში, განსაკუთრებით მარადი თოვლისა და ყინვარების ზონაში, წყალდიდობის დასაწყისი მაისის ბოლოს და ივნისის პირველ რიცხვებში იწყება და სექტემბერ-ოქტომბრამდე გრძელდება (ენგური ზემო წელში და სხვ.).

წყალდიდობის დასასრულის დადგენა შედარებით ძნელია. პატარა მდინარეებზე მისი შემჩნევა ადვილად შეიძლება დონეთა რყევის გრაფიკზე, სადაც დასასრულად დონეების ინტენსიურ დაკლებას მივიღებთ. დიდ მდინარეებზე წყალდიდობის დასასრულის დადგენა მეტად რთულია, რადგან თოვლის წყლების შეერთება მდინარეთა ზემო წელში უფრო დაგვიანებით ხდება, რაც წყალდიდობას ახანგრძლივებს. ამავ დროს მთავარ როლს ასრულებს კალაპოტისა და კალის მარეკულირებელი თვისებები.

წყალდიდობიდან წყალმცირობაზე გადასვლის მომენტის დადგენა შეიძლება მოხდეს დონეთა რყევის გრაფიკის საშუალებით. თუ ეს შესაძლებელი არ არის, მაშინ წყალდიდობის დასასრული უნდა განვსაზღვროთ კალაპოტსა და კალაში წყლების შემცირების ანალიზით.

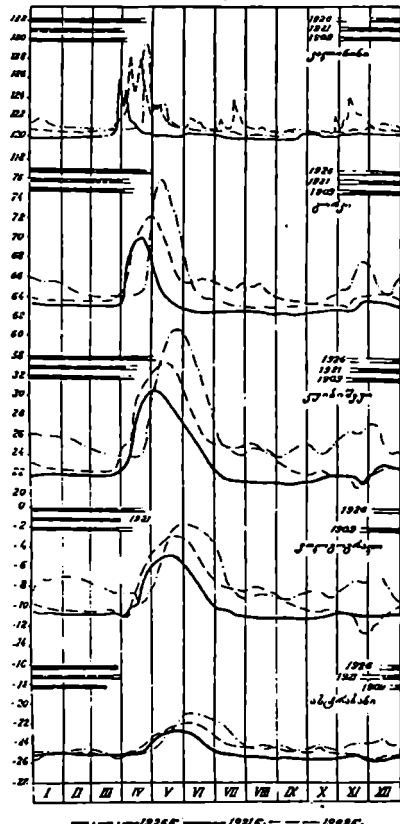
წყალდიდობის დასაწყისის დადგენა შესაძლებელია კლიმატური პირობე-

ბით, მისი დასასრული კი დამოკიდებულია მთელ რიგ ფაქტორებზე, როგორც არის: აუზში თოვლის წყლის მარაგის რაოდენობა, თოვლის დნობის ინტენსივობა, აუზის მორფოლოგიური ხასიათი, მდინარი წყლების ჩამოდენის სიჩქარე და სხვ. როგორც ჩანს, წყალდიდობის ხანგრძლიობა გაპირობებულია ზემოაღნიშნული ფაქტორებით. რომლებიც ძალიან დიდ ფარგლებში მერყეობს, რის შედეგადაც იცვლება წყალდიდობის ხანგრძლიობაც. სსრ კავშირის პატარა მდინარეების წყალდიდობა შეიძლება 8—10 დღე-ღამემდე მერყეობდეს, ხოლო დიდი მდინარეებისა. რომელთაც დიდი წყალშემკრები აუზი, განიერი ქალა და ტბიანობა აქვთ, — 4 — 5 თვემდე გრძელდება.

მდინარეთა წლიური ჩამონადენის ჯამური სიდიდიდან წყალდიდობის პერიოდში ჩრდილოეთის მდინარეებს 50% ჩამოაქვს, სამხრეთ რაიონებში კი მდინარეთა წყალდიდობის პერიოდზე წლიური ჩამონადენის დაახლოებით 90% მოდის (ნახ. 28).

წყალდიდობის ხასიათი ძალზე იცვლება მდინარის სიგრძის მიხედვით. მდინარის ზემო წელი გამოირჩევა ღონეთა სწრაფი მომატებით და წყალდიდობის მოკლე პერიოდით, შუა წელში წყალდიდობის ღონეები ჩვეულებრივად მაქსიმალურ სიდიდეებს აღწევს. ქვემო წელში კი კალაპოტისა და ქალების მარეგულირებელი თვისებების გავლენით წყალდიდობის წყლის მასა უფრო გაშლილია. მისი ღონეები ზემო და შუა წელთან შედარებით მცირდება, თუმცა წყლის მოცულობა აღნიშნულ ორ უბანთან შედარებით მეტია.

წყალდიდობის ხასიათი ძალზე იცვლება მდინარის სიგრძის მიხედვით. მდინარის ზემო წელი გამოირჩევა ღონეთა სწრაფი მომატებით და წყალდიდობის მოკლე პერიოდით, შუა წელში წყალდიდობის ღონეები ჩვეულებრივად მაქსიმალურ სიდიდეებს აღწევს. ქვემო წელში კი კალაპოტისა და ქალების მარეგულირებელი თვისებების გავლენით წყალდიდობის წყლის მასა უფრო გაშლილია. მისი ღონეები ზემო და შუა წელთან შედარებით მცირდება, თუმცა წყლის მოცულობა აღნიშნულ ორ უბანთან შედარებით მეტია.



ნახ. 28. მდ ვოლგის ღონეთა რაოდენობა გრაფიკით კალაპოტის სიგრძის მიხედვით.

§ 51. ბაზაფხულის წყალდიდობის პროგნოზი

სიტყვა „პროგნოზი“ ბერძნული სიტყვაა და ნიშნავს: „პრო“—წინასწარ, „გნოზის“ — ცოდნას. ამგვარად, სიტყვა პროგნოზი ნიშნავს წინასწარ ცოდნას, ე. ი. წინასწარმეტყველებას მოვლენის ან შემთხვევის განვითარების შესახებ. კერძოდ, ჰიდროლოგიურ პროგნოზებში იგულისხმება: ჰიდროლოგიუ-

ნასწარ, „გნოზის“ — ცოდნას. ამგვარად, სიტყვა პროგნოზი ნიშნავს წინასწარ ცოდნას, ე. ი. წინასწარმეტყველებას მოვლენის ან შემთხვევის განვითარების შესახებ. კერძოდ, ჰიდროლოგიურ პროგნოზებში იგულისხმება: ჰიდროლოგიუ-

რი მოვლენების განვითარების ხასიათისა და მოსალოდნელი წყლას რაოდენობის მეცნიერულად დასაბუთებული წინასწარმეტყველება.

ჰიდროლოგიურ მოვლენათა წინასწარმეტყველებას დიდი მნიშვნელობა აქვს სახალხო მეურნეობისათვის. იგი აუცილებელია მდინარეებში, ტბებსა და ზღვებში ნაოსნობისათვის, ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა მშენებლობისათვის, ჰიდროკვანძების, ჰიდროელექტროსადგურებისა და წყალსაცავების ნორმალური მუშაობისათვის. წყალდიდობისა და წყალმოვარდნის შესახებ საჭიროა წინასწარ იქნეს მოსახლეობა გაფრთხილებული, რათა თავის დროზე მიიღონ ზოგადი მოსალოდნელი საშიშროების თავიდან ასაცილებლად.

ამიტომ, რომ ჩვენს ქვეყანაში ჰიდროლოგიურ პროგნოზებას. ამინდის პროგნოზების განვითარებასთან ერთად, დიდი ყურადღება ექცევა. ამ მიზნით სსრ კავშირში შექმნილია პროგნოზების ცენტრალური სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტი როგორც ცენტრში. ისე მოკავშირე რესპუბლიკებში, ოლქებსა და მხარეებში.

ჩვენი ქვეყნის საბჭოთა ჰიდროლოგებმა: ვ. ნ. ლებედევმა, ა. ვ. ოგიევსკიმ, ბ. ა. აბოლოვმა, გ. პ. კალინინმა და სხვ. დაამუშავეს წყალდიდობის ელემენტების პროგნოზის მეთოდები. მათ შორის ყველაზე უფრო სრულყოფილია გაზაფხულის წყალდიდობის მოცულობით განსაზღვრული პროგნოზის მეთოდი. ამ მეთოდით წყალდიდობის მოცულობა განსაზღვრება თოვლის დნობის პერიოდში თოვლში წყლის მარაგისა და ზემოთფრული ნალექების რაოდენობის გაანგარიშებით. იმავე დროს გაანგარიშებულ უნდა იქნეს წყლის დანაკარგი ნიადაგის ზედაპირის უარყოფით ფორმებში წყლის დაგროვებაზე, ზედაპირის მიერ წყლის აკუმულაციაზე, რომელიც შემდეგ აორთქლებაზე მიდის და წყალდიდობის წყლის მოცულობას აკლდება. წყალი შემოდგომის სეზონში ნიადაგში გაუნჯება იხარჯება. ამიტომ შემოდგომაზე ნიადაგის გატენიანებაზე წყლის დანაკარგის გაანგარიშება ადიდება გაზაფხულის წყალდიდობის მოცულობითი მეთოდით პროგნოზის სიზუსტეს. პროგნოზის კიდევ უფრო მეტ სიზუსტესთან გვექნება საქმე, თუ ვათვალისწინებელი იქნება ნიადაგის სიღრმეში გაყინვის ფენის სისქეც. აქ ჩვენ განვიხილეთ მხოლოდ გაზაფხულის წყალდიდობის პროგნოზის ცნება; ჰიდროლოგიური პროგნოზების დეტალურ შესწავლას და მეთოდებს, პროგნოზის ხერხებს სახალხო მეურნეობის სხვადასხვა დარგებისა და მოსახლეობისათვის ადგენს სპეციალური მეცნიერული დისციპლინა — „ჰიდროლოგიური პროგნოზები“.

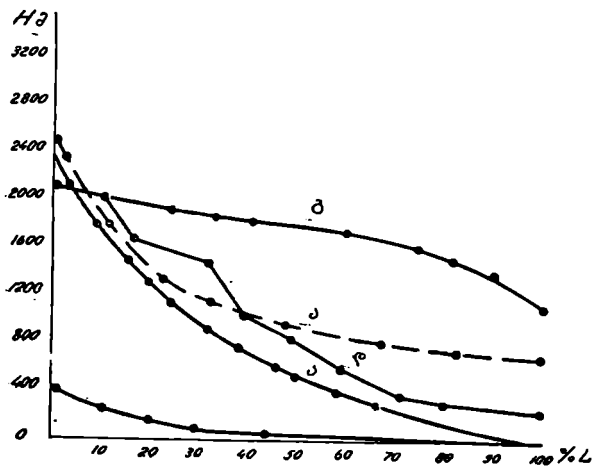
§ 52. მდინარის გასწვრივი პროფილი

მდინარის გასწვრივი პროფილი მრუდს წარმოადგენს, რომელიც გვიჩვენებს სათავესა და შესართავს შორის სიმაღლეთა სხვაობას. ამაში შედის როგორც კალაპოტის ფსკერის, ისე წყლის ზედაპირის სიმაღლეთა სხვაობა. სიმაღლე იანგარიშება ზღვის დონიდან. კალაპოტის გასწვრივი პროფილის გამომუშავება მთელი რიგი რთული ფაქტორების პირობებში მიმდინარეობს. კალაპოტის გამომუშავებაში მთავარ როლს ასრულებს მდინარის ხეობის დახრილობა და კალაპოტის ამგები ქანები, რომლებიც ეროზიულ პროცესებს განიცდის. მდინარის გასწვრივი პროფილი ხასიათდება კალაპოტის ფსკერისა და წყლის ზედაპირის დახრილობით მდინარის დინების მიმართულებით. კალაპოტის ფსკერისა და წყლის ზედაპირის დახრილობა (i) გამოიანგარიშება მდინარის მოცემული

მონაკვეთის საწყისი და ბოლო წერტილების სიმაღლეთა სხვაობით და ამ წერტილებს შორის მანძილის შეფარდებით. ორ წერტილს შორის სხვაობას ($h_1 - h_2$) მდინარის ვარდნა უწოდებენ. მდინარის დახრილობა კი გამოიანგარიშება შემდეგი განტოლებით: $i = \frac{h_1 - h_2}{l}$, აქედან i დახრილობაა, h_1 — მდინარის მონაკვეთის დინების ზედა წერტილის სიმაღლე ზღვის დონიდან, h_2 — მონაკვეთის ქვედა წერტილის სიმაღლე ზ. დ., l — მდინარის მონაკვეთის სიგრძე კილომეტრობით ან მეტრობით.

მდინარის დახრილობას წილადებით გამოსახვენ. მაგალითად, მდ. რიონის სათავის სიმაღლე ზ. დ. 2347 მ-ს უდრის, შესართავის სიმაღლე — 0,00 მ. სიგრძე

333 კმ-ია, ე. ი. მდ. რიონის დახრილობა იქნება $\frac{2347}{333000} = 0,0070$ მ. დახრილობას ზოგჯერ პროცენტებში ან პრომილებში გამოხატავენ.



ნახ. 29. საქართველოს ზოგიერთი მდინარის გასწვრივი პროფილი.

მდინარის კალაპოტის გასწვრივი პროფილი ხეობის გასწვრივი პროფილის შესაბამისად. კალაპოტის გასწვრივი პროფილი ტალღისებრ ხასიათს ატარებს, ხოლო მდინარის წყლის ზედაპირის დახრილობას უფრო გლუვი სახე აქვს. მდინარის გასწვრივი პროფილი თავისი განვითარების პერიოდში მთელ რიგ სტადიებს გაივლის. ახალგაზრდობის სტადიაში მდინარეს გასწვრივი პროფილი ჭერ კიდევ კარგად არა აქვს გამოუმუშავებული, ჭარბობს კალაპოტში გარდატეხები მკვერივი ქანების გამოსასვლელებთან. ასეთ ადგილებში მდინარის დინება თავისებურ ხასიათს ატარებს.

ახალგაზრდობის სტადიაში მდინარის კალაპოტში მონაკვეთებს ჩქერები, კორომები, ჩანჩქერები და სხვ.

კორომებთან მდინარეს დიდი დახრილობა და მშფოთვარე დინება აქვს. აქ მკვრივი ქანების ეროზიული პროცესები არ ხდება. კორომებთან მდინარე თითქოს მკვრივი ქანებითა და ლოდნარი მასალით არის გადაღობილი.

ჩანჩქერებთან მდინარეს კალაპოტის ვერტიკალური დახრილობის გამო ვარდნითი დინება აქვს. ზოგჯერ ჩანჩქერთან კალაპოტის ძირი შეჭრილია წყლის დინების მიმართულების საწინააღმდეგოდ. აქ მდინარის დინება შებრუნებული სიჩქარეებით ხასიათდება და უკუსვლით ეროზიას აწარმოებს.

მდინარე გასწვრივი პროფილის ფორმირების პირველ სტადიაში ინტენსიურ ეროზიას აწარმოებს და ცდილობს თავისი უწორომასწორო ფსკერის ზედაპირის გასწორებას.

მდინარეები ახალგაზრდა სტადიის გასწვრივი პროფილებით გავრცელებულია ახალგაზრდა წარმოშობის მთიან მხარეებში — კავკასიონზე, ალტაიში და სხვ.

სიმწიფის სტადიაში მდინარეებს კარგად გამომუშაებულ კალაპოტები აქვს. კალაპოტის ფსკერზე არ გვხვდება კორომები და ჩანჩქერები. სიმწიფის სტადიაში მყოფ მდინარეთა გასწვრივი პროფილები ძალზე გავრცელებულია ციმბირის მთიან სისტემებში: საიანის მთებში, კუზნეცის ალათაუში. სტანის ქედზე და სხვ.

მოხუცებულობისან გვიანი სიმწიფის მდინარეთა გასწვრივი პროფილები წონასწორობის მდგომარეობაშია ეროზიისა და აკუმულაციის პროცესებს შორის. ამ სახის გასწვრივ პროფილებს მდინარის წონასწორობის გასწვრივ პროფილებს უწოდებენ. ასეთი გასწვრივპროფილიანი მდინარეები უმთავრესად ვაკიან რაიონებში გვხვდება.

მდინარეთა გასწვრივი პროფილების ტიპები. მდინარის სიგრძითი დახრილობის ხასიათის მიხედვით შეიძლება გამოიყოს გასწვრივი პროფილის ოთხი ძირითადი ტიპი:

1. მდორედ ჩანჩქილი გასწვრივი პროფილი ყველაზე უფრო გავრცელებულია. იგი ზემო წელში ჰიპერბოლური სახის მოხრილი მრუდის ხასიათს ატარებს, ხოლო ქვემო წელში უფრო დამრეცია ან გასწორებული (ნახ. 29, ა).

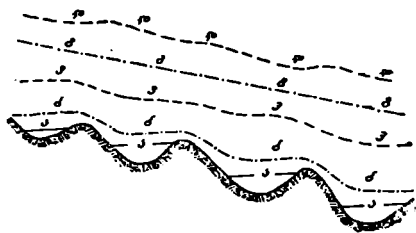
2. სწორხაზოვანი გასწვრივი პროფილის მდინარეები უფრო გავრცელებულია ვაკიან რაიონებში. მას ზემო წელში აქვს ოდნავ დახრილი კალაპოტი. ხოლო დანარჩენ სიგრძეზე სწორხაზოვანია (ნახ. 29, ბ).

3. ამოღეტილი სახის გასწვრივი პროფილებს ზემო წელში მოკლე მანძილზე აქვს მცირე დახრილობა, შუა წელში — სწორი, ხოლო ქვემო წელში — დიდი დახრილობა. ასეთი ტიპის გასწვრივი პროფილის მდინარეები ხშირად გვხვდება კოლის ნახევარკუნძულზე და საქართველოს სამხრეთ მთიანეთში — ჩაუახეთის ვულკანურ ზეგანზე (მდ. ფარავანი და სხვ.) (ნახ. 29, გ).

4. საფეხურიანი გასწვრივი პროფილები გვხვდება იმ ადგილებში, სადაც კარგად არის გამოსახული მდინარეთა შუა ნაწილებში ეროზიის ბაზისები, აგრეთვე იმ ადგილებში, სადაც მდინარის სხვადასხვა მონაკვეთზე გამოდის მკვრივი ქანები, რომლებიც ეროზიულ პროცესებს ძნელად განიცდის ან ისეთ ადგილებში, სადაც მდინარეზე სიგრძით განლაგებული ტბებია (ნახ. 29, დ).

თუ მდინარის კალაპოტის ფსკერის პროფილი მეტად თუ ნაკლებად მუდ-

მივი რჩება, მდინარის წყლის ზედაპირის გასწვრივი პროფილი დონეთა ცვლასთან ერთად იცვლება. დონეთა სწრაფად მომატება და დაკლება იწვევს წყლის ზედაპირის პროფილის მრუდების სხვადასხვაგვარ მოხაზულობას. დონეთა მომატების დროს მდინარის მოხრილ ნაწილში (მუხლში) დონე იზრდება, ხოლო ჩქერებზე კლებულობს. დონეთა შემცირების დროს, პირიქით, დონეები ჩქერებზე მატულობს, მუხლებში კი კლებულობს. ეს მოვლენა შეიძლება შემდეგნაირად



ნახ. 30. მდინარის წყლის ზედაპირის გასწვრივი პროფილები სხვადასხვა დონეების დროს.

აიხსნას. დაეუშვათ, რომ რომელიმე მომატებში მდინარის საზრდოობა შეწყდა და მდინარე დაშრა. მაშინ მდინარის გასწვრივი პროფილი წარმოგვიდგება ერთიმეორისაგან დაშორებული გუბეების სახით, რომლებიც მდინარის შესართავისაკენ საფეხურებრივადაა განლაგებული (ნახ. 30. ა. ა. ა. ა.).

დონეთა მომატების დროს წყალი კალაპოტში ჩქერის თავზე გადავა. ამ დროს ჩქერები წყალსაშვებების სახით წარმოგვიდგება. წყლის დონე მოხრილ მუხლებში ან გუბეებთან უმნიშვნელო იქნება, ხოლო ჩქერებზე — მომატებული. მდინარის წყლის ზედაპირის გასწვრივი პროფილი მიიღებს ნახ. 30-ზე ბ. ბ. ბ. ბ. ხაზის ფორმას. დონეთა შემდეგი მომატებით ჩქერზე დახრილობა შემცირდება, ხოლო მუხლებში მომატებს და წყლის ზედაპირის გასწვრივი პროფილი ნახ. 30-ზე მიიღებს ვ. ვ. ვ. ვ. ხაზის ფორმას.

დონეთა შემდეგი მომატებით ჩქერებსა და მუხლებში დონეები გათანასწორდება და ნახ. 30-ზე გასწვრივი პროფილი გ. გ. გ. გ. ნახაზის ფორმას მიიღებს. დონეთა შემდეგი მომატების შემთხვევაში წყლის ზედაპირის გასწვრივი პროფილზე გავლენას ახდენს არა მარტო კალაპოტის გასწვრივი პროფილი, არამედ კალაპოტის ფორმაც გვეგმაში. ამ დროს კალაპოტის მოხრილ ადგილებში წყლის დინება დამატებით წინააღმდეგობას განიცდის კალაპოტის გვერდების მიერ, რაც დონეთა აწევას გამოიწვევს, ხოლო ჩქერებზე წყლის დიდი სიღრმის გამო დონების წინააღმდეგობა მცირდება: ამის შედეგად ჩქერებზე წყლის ზედაპირის დახრილობაც მცირდება. ამგვარად, დონეთა შემდგომი მატების შედეგად მდინარის წყლის ზედაპირის გასწვრივი პროფილი ნახ. 30-ზე დ. დ. დ. დ. ფორმას მიიღებს.

§ 52. მდინარის წყლის ზედაპირის პარაბოლური პროფილი

მდინარის წყლის ზედაპირის გარდიგარდმო კვეთის პროფილი პარიპოტულ სიბრტყეს არ წარმოადგენს. მას ახასიათებს ერთ ნაპირთან დონის მაღლა აწევა, მეორე ნაპირთან კი — დაბლა დაწევა. ზოგ შემთხვევაში წყლის ზედაპირის გარდიგარდმო კვეთის პროფილი საკმაოდ რთულ მრუდს წარმოადგენს.

მდინარის ორ საწინააღმდეგო ნაპირს შორის წყლის დონეთა სხვადასხვაობა გამოწვეულია შემდეგი მიზეზებით. როგორც ვიცით, მდინარის კალაპოტი არასოდეს არ არის სწორხაზობრივი, ამიტომ კალაპოტის მოხრილ უბანში წყლის

ჰოდრაობის დროს ცენტრიდანული ძალა წარმოიშობა. კალაპოტის მოხრილობა მისი წრეხაზის რადიუსით ხასიათდება, რომელიც კალაპოტის მოხაზული უბნის მრუდს ემთხვევა. წყლის ნაწილაკები ძირითადად მოხრილობის რადიუსის მიმართულების მიხედვით მოძრაობს. ამ დროს ნაწილაკები ცენტრიდანული ძალების P_1 გავლენას განიცდის. ამ ძალების სიდიდე ტოლი იქნება: $P_1 = \frac{mv^2}{R}$, სადა m წყლის მასაა, v — წყლის გასწვრივი სიჩქარე, ხოლო R — მოხრილობის რადიუსი.

ცენტრიდანული ძალის გავლენით წყლის ნაწილაკები კალაპოტის მოხრილი ნაპირისაკენ მიეჭანება. გარდა ცენტრიდანული ძალისა, ნაწილაკები მოძ-



ნახ. 31. მდინარის კალაპოტის მოხრილ უბანში ცენტრიდანული ძალის მოქმედება.

რაობის დროს სიმძიმის ძალის f გავლენას განიცდის, რომელიც ყოველთვის ვერტიკალურად მიემართება ზევიდან ქვევით. ცნობილია, რომ წყლის ზედაპირის დონე მასზე მიმართული ყველა თანაბარმოქმედი ძალის გავლენით ყოველთვის ჰორიზონტულია. კალაპოტის მოხრილობის შემთხვევაში წყლის ზედაპირი ცენტრიდანული ძალის — P_1 -სა და სიმძიმის ძალის — f -ის თანაბარმოქმედებით შეზნევილი ნაპირიდან გამოზნევილი ნაპირისაკენ გადაიწევეს, ე. ი. 31-ე ნახაზზე ნორმალურ დონესთან α კუთხეს წარმოქმნის. ცნობილია, რომ სიმძიმის ძალა $f = \frac{mv^2}{g}$, სადაც m წყლის ნაწილაკის მასაა, ხოლო g — სიმძიმის ძალის აჩქარება, რომელიც 9,81-ის ტოლია. მაშინ

$$\text{იან} = \text{tg}\alpha = \frac{P_1}{f} = \frac{mv^2}{R} : mg = \frac{v^2}{Rg}$$

მაგალითად, თუ ნაწილაკის (m) სიჩქარე (v) 2,5 მ/წ უდრის, მდინარის სიგანე (B) — 200 მ-ს, მოხრილობის რადიუსი (R) კი — 200 მ-ს, მაშინ $\text{tg}\alpha = \text{ი} = \frac{v^2}{Rg}$. თუ მოცემულ მნიშვნელობებს ზემოაღნიშნულ ფორმულაში ჩავსვამთ, მივიღებთ

$$\text{tg}\alpha = \frac{2,5^2}{200 \cdot 9,81} = \frac{6,25}{1962,0} = 0,0032.$$

აქედან წყლის ზედაპირი მოხრილ უბანთან ზევით აიწევეს შემდეგი სიდიდით: $\Delta h = 100 \cdot 0,0032 = 32$ სმ, ხოლო გამოზნევილ ნაპირთან დაიწევეს 32 სმ-ით.

მდინარის ორ საწინააღმდეგო ნაპირს შორის დახრილობის სხვაობის მეორე მიზეზია კორიოლისის ძალა, ე. ი. დედამიწის სფეროს თავის ღერძის გარშემო ბრუნვით გამოწვეული ძალა. ცნობილია, რომ დედამიწის სფერო თავისი ღერძის გარშემო ბრუნვის შედეგად ყველა სხეულის მოძრაობას პირველდაწყებითი მოძრაობის მიმართულებიდან გადახრის ჩრდილო ნახევარსფეროში მარჯვნივ. სამხრეთ ნახევარსფეროში კი — მარცხნივ. კორიოლისის ძალთა სიდიდე გამოისახება შემდეგი განტოლებით:

$$P_2 = 2m\omega v \sin \varphi,$$

სადაც m სხეულის მასაა, ω^* — დედამიწის დედამიური ბრუნვის კუთხური სიჩქარე, φ — ადგილის განედო.

შსაგვსად წინა შემთხვევისა. თანაბარმოქმედი ორი ძალა — სიმძიმის ძალა (P_1) და კორიოლისის ძალა (P_2) — შეადგენს რომელიმე კუთხეს სიმძიმის ძალის მიმართულებასთან და წყლის ზედაპირის ჰორიზონტულ სიბრტყესთან. რომელიც გამოიწვევს წყლის ზედაპირის გარდიგარდმო გადახრას კორიოლისის ძალის მოქმედებით, რაც ტოლი იქნება:

$$i = P_2 : f = 2\omega v \sin \varphi : mg = \frac{2\omega v \sin \varphi}{g};$$

როდესაც $2\omega = 0,0001458$, მაშინ

$$i = \frac{0,0001458 v \sin \varphi}{g}.$$

ზემოთ მოყვანილი მაგალითიდან, სადაც მდინარის სიჩქარე 2,5 მ/წ უდრიდა, სიგანე — 200 მ, ხოლო $\varphi = 55^\circ$, წყლის ზედაპირის გარდიგარდმო გადახრა $i = 0,00003$, მდინარის წყლის ზედაპირის გარდიგარდმო გადახრა მარჯვენა ნაპირიდან მარცხენა ნაპირისაკენ იქნება $\Delta h = 0,003$ მ. ე. ი. 0.3 სმ.

იმ შემთხვევაში, როდესაც კორიოლისის ძალების მიმართულება ცენტრიდანულ ძალთა მიმართულებას ემთხვევა, მათი თანაბარმოქმედი ტოლი იქნება მათი ჯამისა, ე. ი. $P_1 + P_2$. წინააღმდეგ შემთხვევაში აღნიშნული ძალების თანაბარმოქმედი მათი სხვაობის ტოლია ($P_1 - P_2$).

რიგ შემთხვევაში მდინარის წყლის ზედაპირის ფორმა რთულ ხასიათს ატარებს.

წყლის დონეთა მატების დროს კვეთის ზედაპირი აპოზნეჟილია, დაკლებისას კი — ჩაზნეჟილი. ამ მოვლენას იწვევს მდინარის ნაკადის სხვადასხვა სიჩქარე წყალდიდობისა და წყალმცირობის დროს.

* დედამიწის კუთხური სიჩქარე $\omega = \frac{2\pi}{86400} = 0,000072$ რად/წამს. კუთხური სიჩქარე პო-

ლუსიდან ეკვატორისაკენ მატულობს. ეკვატორზე მოთავსებული სხეული დედამიწის განმავლობაში გაიარებს ~ 40000 კმ (ეკვატორის სიგრძე), აქედან სხეულის სიჩქარე ეკვატორზე ტოლი იქნება $\frac{40000 \cdot 1000}{86400} = 463$ მ/წ; 60° -ის სიგანეზე სხეულის სიჩქარე ორჯერ ნაკლები იქნება, ე. ი. 231,5 მ/წ.

მდინარეში წყალი ძირითადად სიმძიმის ძალის გავლენით მოძრაობს. უფრო ზუსტად, იმ შემადგენელი ძალების გავლენით, რომლებიც კალაპოტის მიმართულების პარალელურად მოქმედებს. ნაკადის სიჩქარე მდინარეში უძოკიდებელია სიმძიმის ძალთა შემადგენელი პორიზონტული სიდიდისა და კალაპოტის წინააღმდეგობათა შეფარდებაზე, რომელიც კალაპოტში ხახუნის შედეგად ფსკერთან და ნაპირებთან წარმოიშობა. სიმძიმის ძალთა პორიზონტული ძალების შემადგენელი სიდიდე, თავის მხრივ, დამოკიდებულია კალაპოტის დახრილობაზე, ხოლო წინააღმდეგობათა ძალები — კალაპოტის მქინეობის ხარისხზე.

იმის შედეგად, რომ სიჩქარეთა გადიდებით წინააღმდეგობა იზრდება, მაინც დადგება ისეთი მომენტი, როდესაც მოძრაე ძალებსა და წინააღმდეგობათა შორის ძალები გათანაბრდება, რის შედეგადაც წყლის მოძრაობა თანაბარი გახდება. თუ კალაპოტის წინააღმდეგობის ძალები სიმძიმის ძალებზე ნაკლები იქნება, მაშინ კალაპოტში წყლის სიჩქარე მომატებს და პირიქით. თუ კალაპოტის წინააღმდეგობის ძალები სიმძიმის ძალებზე მეტი იქნება, წყლის სიჩქარე მოიკლებს. მაშასადამე, წყლის სიჩქარე წინააღმდეგობათა ცვლასთან ერთად იცვლება.

ბუნებაში არსებობს სითხეთა მოძრაობის ორი სახე: 1) ლამინალური და 2) ტურბულენტური.

ლამინალური მოძრაობა პარალელურ-ნაკადობრივი მოძრაობაა, როდესაც სითხის თითოეული ნაწილაკი სითხის მთელ მასაში პარალელურად მოძრაობს. ამ შემთხვევაში სითხის ქვედა ნაწილში (ფსკერთან) სიჩქარე ნულის ტოლია, ხოლო მაქსიმალური სიჩქარე სითხის ზედა ნაწილში იქნება. ლამინალური მოძრაობის სიჩქარე დამოკიდებულია სითხის სიბლანტესა და მოძრაობის წინააღმდეგობაზე. ბუნებაში წყლის ლამინალური მოძრაობა უმთავრესად ნიადაგ-გრუნტის კაპილარებში გვხვდება მიწისქვეშა წყლების მოძრაობის დროს. სითხის ლამინალური მოძრაობის რეჟიმი ხასიათდება შემდეგი ნიშნებით: 1) ნაკადის თითოეული ნაწილაკის დინების სიჩქარე და მიმართულება მუდმივია, რაც ნაკადის მთელი მასის ფენობრიობას განაპირობებს; 2) ნაპირების მახლობლად ნაკადის დინების სიჩქარე ნულის ტოლია და მდორედ მატულობს შუაგულისაკენ, სადაც იგი მაქსიმალურ სიჩქარეს აღწევს; 3) ნაკადის მთელი მოძრაობა დამოკიდებულია სითხის სიბლანტეზე; 4) მოძრაობის წინააღმდეგობა სითხის სიჩქარის პირველი ხარისხის პროპორციულია ნაკადის მოცულობის გადიდებასა და სიჩქარის მომატებასთან ერთად. ლამინალური მოძრაობა პირველად მდგრადი ზდება, ხოლო შემდეგ, სიჩქარის მატებისას, ტურბულენტურ (უწყისრიგო) მოძრაობაში გადადის. იმ სიჩქარეს, რომლის დროსაც ლამინალური მოძრაობა ტურბულენტურ მოძრაობაში გადადის, კრიტიკული სიჩქარე ეწოდება. მ. ა. ველიკანოვის მიხედვით¹, ლამინალური მოძრაობის გადასვლა ტურბულენტურ მოძრაობაში და, პირიქით, ტურბულენტური მოძრაობიდან ლამინალურ მოძრაობაში გადასვლა გამოწვეულია ნაკადის სხვადასხვა სიღრმეში შემდეგი კრიტიკული სიჩქარეების დროს:

¹ М. А. Великанов, Гидрология суши, Гидрометеонздат, Ленинград, 1948.

ნაკადის 10 სმ სიღრმეზე კრიტიკული სიჩქარე 0,33 სმ/წ უდრის

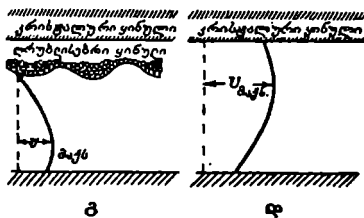
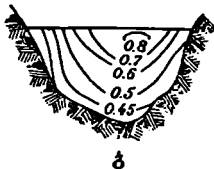
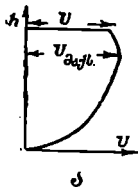
100 სმ	"	0,032	"
200 სმ	"	0,017	"

ზემოთ მოყვანილი მონაცემებიდან ჩანს, რომ ბუნებრივ ნაკადებში ნაკადის სიჩქარე, რომელიც დიდად აღემატება კრიტიკულ სიჩქარეთა მნიშვნელობებს. ყოველთვის ტურბულენტური იქნება. ნაკადს თითოეულ წერტილში ტურბულენტური მოძრაობის დროს პულსირებული ხასიათი აქვს და იგი განუწყვეტლივ იცვლება როგორც სიდიდით, ისე მიმართულებით. ფსკერიდან ზევით სიჩქარე პირველად ძალიან ჩქარა იზრდება და ფსკერიდან ზედაპირამდე რომელიმე სიღრმეზე საშუალო სიდიდეს აღწევს; მის ზევით ზედაპირამდე სიჩქარის მატება თანდათანობით მცირდება.

მდინარეებში ტურბულენტური მოძრაობა წყლის მასის გადანაცვლებას განაპირობებს. მდინარეებში წყლის მასების ტურბულენტური მოძრაობა ხელს უწყობს წყლის მთელ სისქეში წყლის ტემპერატურის გათანაბრებას, ე. ი. ხელს უწყობს ჰომოთერმულ მოვლენებს, რაც მდინარეებში ამცირებს წყლების გაყინვის პროცესებს. ამიტომ მდინარეებში წყალი შედარებით უფრო გვიან იყინება, ვიდრე ტბებსა და დამდგარ წყალსატევებში.

§ 55. სიჩქარეების განაწილება მდინარის ცოცხალ კვეთში

ცოცხალ კვეთში წყლის ნაკადის სიჩქარე როგორც სიღრმეში, ისე სიგანეზე ჰორიზონტული მიმართულებით განუწყვეტლივ იცვლება. კვეთის ცალ-



ნახ. 32. სიჩქარეების განაწილება მდინარის ცოცხალ კვეთში.

კვეთ ვერტიკალზე ნაკადს უმცირესი სიჩქარე ფსკერთან აქვს. კალაპოტის ფსკერის მქისეობის შედეგად ფსკერიდან სიჩქარეები წყლის ზედაპირისაკენ თანდათანობით მატულობს, ხოლო თვით ზედაპირზე ოდნავ კლებულობს პერათან შეხების შედეგად. ვერტიკალზე სიჩქარეს ზომავენ 0,2, 0,6 და 0,8 მეტრის სიღრმეზე, ასევე ზედაპირისა და ფსკერის მახლობელ ფენებში. თუ გავზომილ სიჩქარეთა მაჩვენებელ სიდიდეებს შესატყვისი მასშტაბით ვერტიკალიდან გადავზომავთ ჰორიზონტული ექვტორების სახით და მათ ბოლოებს მრუდი ხაზით შევავრთებთ. მივიღებთ სიღრმეში სიჩქარეთა განაწილების თვალსაჩინო სურათს. მას სიჩქარეთა ეპიურის ან გოლოგრაფი ეწოდება (ნახ. 32, ა).

ცოცხალი კვეთის სიგანეზე ზედაპირული სიჩქარეები ცვალებადია. ხაკადს უდიდესი სიჩქარე შუა ადგილზე აქვს, აქედან კი ორთავე ნაპირისაკენ კლებულობს. უკიდურეს სანაპირო ზოლში, თუ სიღრმე მცირეა და ნაპირები დიდი მქისეობით ხასიათდება, სიჩქარეები ნულის ტოლი იქნება. თუ მდინარის ზედაპირიდან აღმართავთ სათანადო მასშტაბით სიჩქარეთა მაჩვენებელ სიდადეებს და ბოლო წერტილებს მრუდი ხაზით შევაერთებთ, ცოცხალი კვეთის სიგანეზე მივიღებთ ზედაპირულ სიჩქარეთა ეპიურს (იხ. გვ. 119, ნახ. 33).

ცოცხალ კვეთში სიჩქარეთა განაწილება სიღრმისა და სიგანის მიხედვით თვალსაჩინოდ ჩანს იზოტაქებიის ნახაზზე (ნახ. 32, ბ). ცოცხალ კვეთში თანაბარი სიდიდის სიჩქარეთა შემთავრებულ ხაზს იზოტაქი ეწოდება. იზოტაქების ნახაზზე ადვილად შეიმჩნევა მაქსიმალურ სიჩქარეთა განლაგება როგორც სიღრმეში, ისე სიგანეში. თუ მდინარის ნაკადის დინების მთელ სიგრძეზე ყველა მაქსიმალურ სიჩქარეთა მაჩვენებელ სიდიდეს მრუდი ხაზით შევაერთებთ, მივიღებთ მდინარის ნაკადის დინამიკურ დერძს.

მდინარის ცოცხალ კვეთში სიჩქარეთა განაწილებაზე გავლენას ახდენს ფსკერის რელიეფი, ყინულის საფარი, ქარის სიჩქარე და მიმართულება, კალაპოტის შეანდრირება და სხვა ბუნებრივი ფაქტორები.

ცოცხალი კვეთის ვერტიკალზე სიჩქარეთა განაწილება სულ სხვანაირ ხასიათს ღებულობს ყინულის საფრის შემთხვევაში. ყინულოვანი საფრის ქვეშ ვერტიკალზე სიჩქარეთა მრუდის მოხაზულობა დამოკიდებულია ყინულსაფრის ქვედაპირის აღნაგობაზე. თუ კრისტალური ყინულოვანი საფრის ქვეშ ღრუბლისებური ყინულია, მაშინ ვერტიკალზე მაქსიმალურ სიჩქარეს ადგილი ექნება 0,6 ან 0,7 მეტრის სიღრმეზე. იმ შემთხვევაში კი, როდესაც ყინულოვანი საფრის ქვედაპირი გლუვია და მის ქვეშ ღრუბლისებრი ყინული არ არის, მაქსიმალური სიჩქარე წყლის ზედაპირის მახლობლად იქნება (ნახ. 32, გ-დ).

ქარი, რომელიც ნაკადის დინების მიმართულებით ქრის, ზედაპირულ სიჩქარეს ადიდებს, საწინააღმდეგო ქარი კი, პირიქით, ამცირებს.

ვერტიკალზე სხვადასხვა ადგილზე გაზომილი სიჩქარეებიდან გამოიანგარიშება ვერტიკალის საშუალო სიჩქარე. ამისათვის მრავალი ზერხი არსებობს. რომელთა შორის ყველაზე უფრო მარტივია გეომეტრიული ზერხი. გაზომილი სიჩქარეებით თუ გვაქვს აგებული გოდოგრაფი, მაშინ გოდოგრაფის ფართობის ვერტიკალის სიღრმეზე გაყოფით მივიღებთ საშუალო სიჩქარეს, ე. ი.

$$V_{\text{საშ.}} = \frac{w}{h},$$

სადაც w გოდოგრაფის ფართობია, h — ვერტიკალური სიღრმე მ-ობით: ცოცხალი კვეთის ზედაპირული სიჩქარეებისათვის საშუალო სიჩქარე შეიძლება გეომეტრიული ზერხით გამოვიანგარიშოთ. თუ ზედაპირულ სიჩქარეთა ეპიურსა და მდინარის წყლის ზედაპირს შორის მდებარე ფართობს მდინარის სიგანეზე გავყოფთ, მივიღებთ კვეთის საშუალო ზედაპირულ სიჩქარეს.

ცოცხალი კვეთისათვის საშუალო სიჩქარე უფრო ზუსტად მიიღება წყლის ხარჯის (Q მ³/წ) გაყოფით ცოცხალი კვეთის ფართობზე (F მ²):

$$V_{\text{საშ.}} = \frac{Q \cdot 3^2 / \sqrt{V}}{R \cdot 3^2}$$

თუ მდინარეთა სიჩქარეებზე გავზომივით მასალები არ მოგვეპოვება (ზოგჯერ სიჩქარეებს ვერ ვზომავთ სხვადასხვა ბუნებრივი პირობების გამო), ან შემთხვევაში კვეთის საშუალო სიჩქარის გამოსაანგარიშებლად ვიყენებთ შუის ფორმულას. რომელსაც შემდეგი სახე აქვს:

$$V_{\text{საშ.}} = C \sqrt{Ri},$$

სადაც R კვეთის ჰიდრაულიკური რადიუსია, i — დახრილობა მდინარის ცოცხალი კვეთის უბანზე, ხოლო C — კოეფიციენტი, რომელიც დამოკიდებულია კალაპოტის მქისეობაზე და ჰიდრაულიკური რადიუსის სიდიდეზე. კოეფიციენტს (C) ანგარიშობენ ბაზენის ფორმულით

$$C = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R}}}$$

სადაც R ჰიდრაულიკური რადიუსია, γ — მქისეობის კოეფიციენტი, რომლის დადგენაც ცდის საშუალებით წარმოებს ანდა წინასწარ მოცემული ცხრილიდანააღებული (ცხრილი 8). C კოეფიციენტის გამოსაანგარიშებლად ნ. ნ. პავლოვსკი იძლევა უფრო ზოგადი ხასიათის ფორმულას: $C = \frac{1}{n} R^x$, სადაც n მქისეობის კოეფიციენტი, რომელიც მოცემულია ცხრილის სახით (ცხრილი 8). x -ის სიდიდე დამოკიდებულებაშია n -თან. ასე, მაგალითად, $\frac{1}{n} = 100$ -ის დროს $x = 1/8$; $\frac{1}{n} = 40$ -ის დროს $x = 1/6$; $\frac{1}{n} = 5$ -ის დროს კი $x = 1/2$.

ცხრილი 8

ბუნებრივი ნაკადების კალაპოტის მქისეობის კოეფიციენტის კლასიფიკაცია
(მ. ფ. სრიბნის მიხედვით)

№ კატეგორიისა	კალაპოტის დახასიათება	$\frac{1}{n}$	n	γ
1	ბუნებრივი კალაპოტი ხელსაყრელ პირობებში (სუფთა, სწორი, დაუნაგვიანებელი, თავისუფალი დინების მქონე)	40	0,025	1,25
2	ვაის ტიპის მუდმივი ნაკადების კალაპოტი (უძოაერესად დიდი და საშუალო მდინარეებისა), ხელსაყრელი პირობების მქონე კალაპოტი მდგომარეობისა და დინების მხრივ. პერიოდული ნაკადები (დიდი და მცირე), როდესაც კალაპოტის ზედაპირის ფორმა ძლიერ კარგ მდგომარეობაშია	(0,35)30	0,033	(1,75)2,0
3	ვაის მუდმივდინებანი ნაკადების შედარებით სუფთა კალაპოტი ჩვეულებრივ პირობებში. იგი კლავნილია და ქველის რამდენადმე უწყესო მიმართულება აქვს ან სწორია, მაგრამ ფსკერის ზედაპირი უსწორმასწოროა			

№ კატეგორიისა	კალაპოტის დახასიათება	1		
4	(მეჩეხები, ღრმულები, ალაგ-ალაგ კვები). მიწიანი კალაპოტის მქონე პერიოდული ნაკადები (მშრალი ხეები) შედარებით ხელსაყრელ პირობებში დიდ და საშუალო მდინარეთა კალაპოტები, მნიშვნელოვნად დანაგვიანებული, კლაკნილი, ნაწილობრივ მცენარეულობით დაფარული. ქვიანი, ჩქარი დინებით.	25	0,040	2,75
5	პერიოდული (ღვარიანი დ გაზაფხულის) ნაკადები, რომლებსაც წყლის მოვარდნის დროს დიდი რაოდენობით ჩამოაქვს ნაშალი მასალა. ხასიათდება მსხვილკენჭიანი, ბალახით დაფარული კალაპოტით. დიდი და პატარა მდინარეთა ქალები, შედარებით გამოშუშავებული, დაფარული მცენარეთა ნორმალური რაოდენობით (ბალახით, ბუჩქებით)	20	0,050	3,75
6	პერიოდული ნაკადების კალაპოტი, ძლიერ დანაგვიანებული + დაკლაკნილი, საშუალოდ დაფარული მცენარეულობით, არასწორი, ცუდად გამოშუშავებული ქალით. ღრმულები, ბუჩქნარი, ხეები, ყურეები, კენკიან-ხრეშიანი შთის ტიპის კალაპოტი წყლის უსწორმასწორო ზედაპირით. ვაკის მდინარეების კოროზიანი უბნები	15	0,067	5,50
7	მდინარეები და ქალები ძლიერ დაფარული მცენარეულობით (სუსტი დინებით), დიდი ღრმულებით, ლოდნარით, შთის ტიპის კალაპოტი მშფოთვარე ქვიანი დინებით, წყლის დაღარული ზედაპირით (წყლის აშხეფება დილია)	12,5	0,080	7,00
8	ისეთივე ქალები, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, მაგრამ ძლიერ უწყესო დინებით, ყურეებითა და სხვ. შთის ჩანჩქერიანი ტიპის კალაპოტებით, მსხვილი ლოდნარით დაფარული, კლაკნილი ფსკერით, მკვეთრად გამოხატული ჩანჩქერებით. წყალი იმდენად აჭეფებულია, რომ გამჭვირვალობა დაკარგული აქვს. გამოიჩინება თეთრი ფერით. ნაკადის ხმაური ძლიერია	10	0,100	9,00
9	შთის მდინარეთა დამახასიათებელი ნიშნები იგივეა, რაც ზემოთ იყო ნახსენები. ქაობის ტიპის მდინარეები (წყალმცენარეებით დაფარული, კოლბოხებიანი, მრავალ ადგილზე მდგარი გუბურებით და სხვ.). კალა ძალიან დიდი მკედარი სიგრძეებით, ჩაღრმავებული ადგილებითა და ტბებით და სხვ.	7,5	0,133	12
9	სელური (ღვარცხოფული) ტიპის ქვა-ტალახიანი ნაკადები. ქალები მთლიანად არის დაფარული ტყით		0,200	20,0
10	მდინარეთა აუზები ბუნებრივ მდგომარეობაში შეიძლება მერყეობდეს 1-დან 4-დე კალთის ხასიათის მიხედვით	nX2,5	—	—

შეზის ფორმულიდან ჩანს, რომ ნაკადის სიჩქარე იზრდება პიდრავლიკური რადიუსის ან საშუალო სიღრმის მატებასთან ერთად. ეს ხდება იმიტომ, რომ სიღრმის მატების დროს კალაპოტის ფსკერის მქისეობის კოეფიციენტი მცირდება

აგრეთვე ჰიდრავლიკური რადიუსის გადიდებით ნაწევარში $\frac{r}{R}$ მცირდება

მრიცხველის მნიშვნელობა, რის შედეგადაც შეზის ფორმულაში C კოეფიციენტის მნიშვნელობა იზრდება. მაგრამ ასეთი გადიდება ნაკადის ტურბულენტური მოძრაობის დროს უმნიშვნელოა ნაკადის ლამინალურ მოძრაობასთან შედარებით. ამიტომ შეზის ფორმულა უკეთეს შედეგს იძლევა მიწისქვეშა წყლებისა და კაპილარული წყლების მოძრაობის სიჩქარეთა დასადგენად, ხოლო მდინარეებისათვის, სადაც გაძლიერებული ტურბულენტური მოძრაობა წარმოებს, შეზის ფორმულით ნაკადის სიჩქარე მიახლოებით გამოიანგარიშება, ვინაიდან ძნელია C კოეფიციენტის რიცხობრივი მაჩვენებლების დადგენა მდინარის ცალკეული უბნებისათვის.

მთისა და ვაკის მდინარეთა ნაკადის სიჩქარეები ერთიმეორისაგან ძლიერ განსხვავებულია. ყველასათვის ცნობილია, რომ ვაკის მდინარეთა სიჩქარეები უფრო წყნარი და მოწესრიგებულია, ვიდრე მთის მდინარეებისა. მთის მდინარეთა კალაპოტების უმეტესობა ლოდნარ-ლორდიანი მასალით არის ამოვსებული ანდა იქ ქორომები და ჩანჩქერები მონაცვლეობს. მთის მდინარეთა კალაპოტებში ლოდნარ-ლორდიანი მასალის არსებობა და კალაპოტის ფსკერის რელიეფის ხშირი ცვალებადობა იწვევს ნაკადის დინებათა სიჩქარეების გადანაწილებას. ხშირად წარმოიშობა ცალკეულ სიჩქარეთა ნაკადები, რომლებიც მიემართება ზევიდახ ქვევით, ქვევიდან — ზევით, მარჯენიდან — მარცხნივ და პირიქით; ეს იწვევს წყლის ე. წ. გრივალისებრ მოძრაობას. ამიტომ, რამდენადაც მცირეა მდინარის სიღრმე, იმდენად მეტი მშფოთვარე იქნება მდინარის დინება. წყლის სიღრმეთა მატებასთან ერთად ნაკადის მოძრაობის სიჩქარე თანდათანობით კლებულობს.

ნაკადის სიჩქარეთა ხასიათის მიხედვით მდინარეებს ყოფენ მთისა და ვაკის მდინარეებად. მშფოთვარე და წყნარი დინების მდინარეთა შორისაა ნახევრად ვაკის ან ნახევრად მთის მდინარეები. ასეთი მდინარეები უფრო ხშირად მთისწინების ან გორაკ-ბორცვიანი რელიეფის პირობებში გვხვდება.

§ 50. ნაპადის სიჩქარის გაზომვის ხერხები

მდინარეებში, ტბებსა და ზღვებში წყლის მოძრაობას ძალიან რთული ხასიათი აქვს, რასაც სხვადასხვა ბუნებრივი ფაქტორი განაპირობებს. ამიტომ სიჩქარეთა გაზომვა წყლის ობიექტებზე ძალზე რთული და საპასუხისმგებლო სამუშაოა. სიჩქარეთა გასაზომად მრავალი ხერხი და იარაღია გამოგონილი. დღესაც ინტენსიური მუშაობაა გაჩაღებული ამ მიმართულებით.

მდინარეთა წყლის დინებას ზომავენ ან მარტივი ზედაპირული ტივტივების, ანდა ჰიდრომეტრიული ტრიალების საშუალებით, ხოლო ცალკეულ შემთხვევაში მდინარის ცოცხალი კვეთის საშუალო სიჩქარის გასაგებად შეზის ფორმულით სარგებლობენ.

მდინარის სიჩქარეთა გასაზომად ტივტივებს ხისგან ამზადებენ. ხის მორს ხერხავენ 3—5 სანტიმეტრის სისქით და 15—30 სმ დიამეტრის ფორფიტებად, რომლებსაც მრგვალი ფორმა აქვს. დიდი მდინარეებისათვის (200—500 მ სიგანის) ტივტივებს ამზადებენ 10—15 სმ სიგანის და 1,0—1,5 მეტრის სიგრძის ფიცრისაგან ჭვარდინი სახით.

წყალში მოცურავე ტივტივებს უკეთ თვალთვალისთვის რომელიმე მკვეთრი ფერით ღებავენ ანდა მათ პატარა დროშებს უკეთებენ. დამით წყლის სიჩქარე

რის გასაზომად ტივტივაზე ანთებულ ჯიბის ფარანს ამაგრებენ. სიჩქარეთა გასაზომად მდინარეზე შეარჩევენ სწორ მონაკვეთს, რომელიც მდინარის სიგანეზე 3—4-ჯერ მეტია. კალაპოტში არ უნდა იყოს ლოდნარი მასალა, ჭორომები, ჩქერები და მკენარეული საფარი. გაზომვის დროს უნდა იყოს წყნარი, უქარო ამინდი. შერჩეულ ადგილზე აწყობენ სამ კვეთს წინასწარ განსაზღვრული მანძილის დაშორებით. კვეთებს შორის მანძილს დანაყოფიანი ბაბთით ზომავენ. შუა კვეთისათვის ცოცხალი კვეთის ფართობს ანგარიშობენ. ტივტივების გასაშვებად ზოგჯერ დამატებით აწყობენ მეოთხე კვეთსაც.

მცირე ზომის მდინარეებზე ერთი ნაპირიდან მეორე ნაპირამდე თანმიმდევრობით უშვებენ 10—15 ცალ ტივტივას. დიდ მდინარეებზე კი ტივტივებს ნავის საშუალებით უშვებენ. წყალში ჩაგდებულ ტივტივას უთვალთვალევენ და, როდესაც პირველ ზედა კვეთთან მივა, წუთმზომს ჩართავენ, ხოლო უკანასკნელ კვეთთან მისვლისას წუთმზომს გამორთავენ და აითვლიან, თუ რამდენი დრო დაინარჯა ტივტივას ცურვისათვის პირველი კვეთიდან უკანასკნელ კვეთამდე. მანძილი აღნიშნულ კვეთებს შორის, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, წინასწარ გაზომილია. თუ კვეთებს შორის მანძილს გავყოფთ ტივტივას მიერ გავლილ

დროზე, მივიღებთ მდინარის კვეთისათვის ზედაპირულ სიჩქარეს, ე. ი. $V_{\text{ზე}} = \frac{l}{T}$,

სადაც $V_{\text{ზე}}$ — ზედაპირული სიჩქარეა, l — კვეთებს შორის მანძილი და T — ტივტივას მიერ გავლილი დრო წამებში. ამგვარად, ყველა ტივტივასთვის ჯერ გამოიანგარიშება სიჩქარეები, ხოლო შემდეგ — კვეთის საშუალო სიჩქარე.

ნაკადის სიჩქარეებს უფრო ზუსტად ჰიდრომეტრიული ტრიალათი ზომავენ. ტრიალას საშუალებით ნაკადის სიჩქარის გაზომვა შეიძლება ცოცხალი კვეთის ვერტიკალის სიღრმის სასურველ წერტილში. ტრიალები მოწყობილობითა და კონსტრუქციით მრავალი ტიპისაა. მაგრამ ჩვენ უფრო მეტად ჩვენს ქვეყანაში დამზადებულ ტრიალას ვიყენებთ.

მდინარის ნაკადის სიჩქარის გასაზომად ტრიალას წინასწარ განსაზღვრულ სიღრმეზე ტროსით ან დანაყოფებიანი ლატანიტ ჩაუშვებენ ისე, რომ ტრიალას ფრთები დინების საწინააღმდეგოდ იყოს მიმართული. ფრთების განსაზღვრულ შემობრუნებას (20—50-ჯერ შემობრუნება) სპეციალურად მოწყობილი ზარი ახნათურას შუქი შეგვატყობინებს. ორ მიღებულ სიგნალს შორის დროის მოსაკვეთში განსაზღვრავენ ტრიალას ფრთების შემობრუნებათა რიცხვს ერთი წამის განმავლობაში. ტრიალას საშუალებით რომ გავიგოთ სიჩქარის სიდიდე ერთ წამში, საჭიროა ტრიალას ჰქონდეს წინასწარ დამზადებული ტარიების გრაფიკი. ტრიალას ტარიებას აწარმოებენ სპეციალურ სატარირო სადგურებში ან ლაბორატორიებში. ტარიებისას დაადგენენ დამოკიდებულებას ტრიალას ფრთების ბრუნვის რაოდენობასა და სიჩქარეთა შორის. ამ დამოკიდებულების საფუძველზე შედგება ტარიების მრუდი. თუ ვიცით ტრიალას ფრთების ბრუნვის რაოდენობა ერთი წამის განმავლობაში, ტარიების გრაფიკიდან ადვილად გავრკვევა შესატყვისი სიჩქარე.

ტრიალათი სიჩქარეთა გაზომვა ცოცხალი კვეთის რამდენიმე ვერტიკალზე და ვერტიკალის სიღრმის სხვადასხვა წერტილზე წარმოებს. გაზომვის შემდეგ გამოიანგარიშებენ ვერტიკალის საშუალო სიჩქარეს, ხოლო შემდეგ — კვეთის საშუალო სიჩქარეს. ცოცხალ კვეთში წყლის დონეებსა და საშუალო სიჩქარეებს

შორის ფუნქციონალური დამოკიდებულებაა, რაც გამოხატულია 34-ე ნახაზზე $V=f(H)$ -ის გრაფიკზე.

§ 57. ნაკადის ხარჯი

წყლის რაოდენობას, რომელიც მოცემულ ცოცხალ კვეთში დროის ერთეულში გაედინება, ნაკადის ხარჯი ეწოდება. დროის ერთეულად მიღებულია წამი. წყლის მოცულობა იზომება კუბურ მეტრებში.

მდინარის მთავარი დამახასიათებელი ნიშანია წყლის ხარჯი. მდინარის წყლის ხარჯის ცვალებადობა იწვევს წყლის დონეების, სიჩქარეებისა და სხვა დამახასიათებელი მონაცემების ცვალებადობას. წყლის ხარჯი მდინარეში წარმოადგენს ჯამს ჩამონადენის პროცესებისას, რომლებსაც ადგილი აქვს აუზის ზედაპირზე და მიწისქვეშა წყლების გამოსასვლელებთან. ვინაიდან ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების ჩამონადენის პროცესები გარეგანი მოქმედი ფაქტორების შედეგად თითქმის განუწყვეტლივ იცვლება, მდინარის ხარჯიც ასევე შეიცვლება დროში.

მოცემულ ცოცხალ კვეთში წყლის ხარჯი შეიძლება განვსაზღვროთ შემდეგი განტოლებით: $Q = V \cdot F$, სადაც Q ნაკადის ხარჯია მ³/წ, V — საშუალო სიჩქარე მ/წ და F — ცოცხალი კვეთის ფართობი მ².

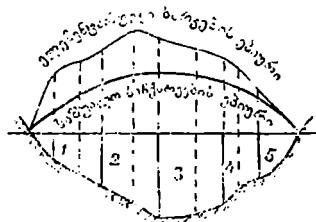
ცოცხალი კვეთის ფართობის განსაზღვრისათვის მდინარის გარდიგარდმო კვეთის ვერტიკალებზე სიღრმეებს დანაყოფებიანი ლატანით ან ტროსით გაზომვენ. გაზომვის შედეგებს შესატყვისი მასშტაბით კოორდინატთა სისტემის ველზე გადაიტანენ. ვერტიკალების სიღრმეთა ბოლო წერტილებს მრუდი ხაზით შეაერთებენ და ცოცხალ კვეთს მიიღებენ. ვერტიკალებს შორის ფართობებს გეომეტრიული ხერხით გამოიანგარიშებენ. სანაპიროებთან ნაპირის წერტილებსა და პირველ ვერტიკალებს შორის სამკუთხედის ფართობებს გამოიანგარიშებენ. ხოლო შუა ვერტიკალებს შორის მდებარე ფართობები ტრაპეციათა ფართობებდად იანგარიშება. მათი საერთო ჯამი ცოცხალი კვეთის ფართობს მოგვცემს.

ზემოთ მოყვანილი განტოლებით ნაკადის ხარჯის გაანგარიშება შეიძლება მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც საშუალო სიჩქარე გამოიანგარიშებულია შეზის განტოლებით, ხოლო როდესაც ნაკადის სიჩქარეები ცოცხალი კვეთის ცალკეულ ვერტიკალებსა და ვერტიკალის სხვადასხვა სიღრმეებზე გაზომილია ტივტივებით, ტრიალებით ან სხვა იარაღებით, ნაკადის ხარჯი სხვადასხვა ხერხით იანგარიშება.

თუ ვიცით მდინარის ცოცხალი კვეთის თითოეულ ვერტიკალზე ვერტიკალის საშუალო სიჩქარე (V) და ვერტიკალის სიღრმე (H), მათი ურთიერთნამრავლით მიიღება ე. წ. ელემენტარული ხარჯი (q), ე. ი. $q_{\text{ელ}} = V \cdot H$. ცალკეული ვერტიკალებისათვის გამოიანგარიშებულ ელემენტარულ ხარჯებს თუ შესატყვისი მასშტაბით გადავზომავთ მდინარის ცოცხალი კვეთის წყლის ზედაპირიდან ზევით ვერტიკალების გაგრძელებაზე და ბოლო წერტილებს შევაერთებთ მრუდი ხაზით, მივიღებთ ელემენტარული ხარჯების ეპიურს. წყლის ზედაპირისა და ელემენტარული ხარჯების ეპიურს შორის მდებარე ფართობის გამოიანგარიშებით მივიღებთ მდინარის წყლის ხარჯს. ფართობი გამოიანგარიშება პლანიმეტრით ან გეომეტრიული ხერხით.

ტივტივებით სიჩქარეთა გაზომვა და ნაკადის წყლის ხარჯის გამოიანგარიშება შემდეგი ხერხით ხდება. მდინარეში გაშვებულ ყველა ტივტივას დაყო-

ჟენ ჭგუფებად კვეთებს შორის გავლილი დროისა და მდინარის ნაპირიდან და-
შორებული მანძილის მიხედვით. მთელ კვეთს დაყოფენ ტივტივების ჭგუფების
პირ გავლილი ადგილის ინტერვალებად. ინტერვალების საზღვრებად მიიღება
ტივტივების ჭგუფის ცენტრალური ადგილი. ტივტივების ჭგუფის საშუალო ზე-
დაპირული სიჩქარე გამოიანგარიშება
ჭგუფის ცალკეული ტივტივას სიჩქარე-
თა ჯამის გაყოფით ჭგუფის ტივტივათა
რიცხვზე. შემდეგ გამოიანგარიშება უბ-
ნური ფიქტიური ხარჯები. უბნური ხარ-
ჯი არის კვეთზე ტივტივების ჭგუფების
ცენტრალურ საზღვრებს შორის კვეთის
ფართობისა და საშუალო სიჩქარეთა
ნამრავლი. უბნურ ხარჯთა შეჯამება
პოგვეცემს მდინარის ნაკადის ფიქტიურ
ხარჯს. ფიქტიური იმითმ ეწოდება, ნახ. 33. ელემენტარული ხარჯების ეპიური.
რომ წყლის ხარჯი გამოიანგარიშებულია
ზედაპირულ სიჩქარეთა ნამრავლით და არა კვეთის საშუალო სიჩქარით. მდინა-
რის წყლის ნამდვილი ხარჯი გამოიანგარიშება ფიქტიური ხარჯის გამრავლებით
გადამყვან კოეფიციენტზე, ე. ი. $Q_{ნახ.} = Q_{ფიქ.} \cdot K$; K გადამყვანი კოეფიციენტის
დადგენა ხდება ცდით ან ფიშერის ცხრილით (9).



ცხრილი 9

ფიშერის ცხრილი¹

კალაპოტის დახასიათება	K
მსხვილი ლოდნარიაინი ან ლელიან-ბალახიანი კალაპოტი	0,55
მსხვილი ლორღით და ქვებით დაფარული კალაპოტი	0,65
ჩვეულებრივი ხრეშით დაფარული კალაპოტი	0,70
ქვიშითა და თიხით დაფარული კალაპოტი	0,75
ბეტონით ან ფიცრით მოპირკეთებული კალაპოტი	0,80

§ 58. მდინარის წყლის ხარჯებისა და ღონეთის ურთიერთდამოკიდებულება

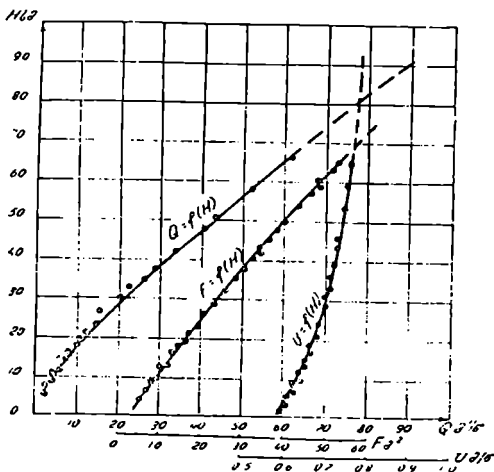
მდინარის ცოცხალ კვეთში სიჩქარეთა გაზომვა და ხარჯების გამოანგარი-
შება ძალზე რთული და პასუხსაგები სამუშაოა. იგი დიდი რაოდენობით მოი-
თხოვს კვალიფიციურ მუშახელს, დროსა და ფინანსურ სახსრებს. ამიტომ მდი-
ნარეებზე ყოველდღიურად სიჩქარეთა გაზომვა და ხარჯების გამოანგარიშება არ
წარმოებს, კმაყოფილებიან წელიწადში რამდენიმე (20—50) ხარჯის გაზომვით.

ცნობილია, რომ მდინარეებში წყლიანობის გადიდება ღონეთა მატებას იწ-
ვევს, ხოლო წყლიანობის შემცირება — ღონეთა შემცირებას, ე. ი. მათ შორის
უშუალო ფუნქციონალური დამოკიდებულებაა. ანალოგიური დამოკიდებულე-
ბაა ღონეებისა და წყლის ნაკადის სიჩქარესა და ცოცხალი კვეთის ფართობს შო-
რისა. აღნიშნულ ელემენტებს შორის არსებული ფუნქციონალური დამოკიდე-
ბულება შეიძლება შემდეგნაირად გამოისახოს:

$$Q = f(H), V = f(H) \text{ და } F = f(H).$$

¹ В. Д. Быхов, Гидрометрия, Ленинград, 1949.

ვინაიდან მდინარეთა სიჩქარეების გაზომვა და ხარჯების გამოანგარიშება ყოველდღიურად შეუძლებელია, ხოლო წყლის დონეთა გაზომვა, როგორც უფრო ადვილი, ყოველდღიურად წარმოებს. შეგვიძლია რამდენიმე გაზომილი ხა-



ნახ. 34. წყლის ხარჯების, ცოცხალი კვეთის ფართობების, სიჩქარეებისა და დონეთა ურთიერთდამოკიდებულების მრუდები.

ჯისა და დონეთა დამოკიდებულებით $Q = f(H)$ მრუდი ავაგოთ (მათ შორის ფუნქციონალური დამოკიდებულებაა). დონეთა და ხარჯების ურთიერთდამოკიდებულების მრუდი შესაძლებლობას გვაძლევს სასურველი დონისათვის ხარჯი ჩამოვიღოთ. ვინაიდან წლიური ჩამონადენის დასახსიათებლად აუცილებელია ყოველდღიური ხარჯები, ამიტომ მრუდიდან $Q = f(H)$ ყოველდღიური დონეებით ყოველდღიური ხარჯები (წლის $1/I$ -დან — $31/XII$) ჩამოგვაქვს.

დონეთა და ხარჯების ურთიერთდამოკიდებულების გრაფიკი აიგება კოორდინატთა სისტემის ველზე. შესატყვისი მასშტაბით ორდინატის ღერძზე გადავზომავთ დონეებს, ხოლო აბსცისის ღერძზე — ხარჯების მნიშვნელობებს. მათი ურთიერთგადაკვეთის წერტილებში ვატარებთ საშუალო მრუდს, რომელიც დონეებისა და ხარჯების დამოკიდებულების მრუდი იქნება. მას აგრეთვე ხარჯების მრუდსაც უწოდებენ. იმავე კოორდინატთა სისტემის ველზე ვაგებთ სიჩქარეებისა და დონეების, ასევე ცოცხალი კვეთის ფართობისა და დონეების დამოკიდებულების მრუდებს $V = f(H)$ და $F = f(H)$. სამივე მრუდისათვის ერთნაირ მასშტაბში გადაიზომება ორდინატის ღერძზე წყლის დონეთა მნიშვნელობები, ხოლო აბსცისის ღერძზე — სხვადასხვა მასშტაბით ხარჯების, სიჩქარეებისა და კვეთის ფართობთა მნიშვნელობები (ნახ. 34).

ხარჯების მრუდთან ერთად კვეთის ფართობისა და სიჩქარეთა მრუდების აგება საშუალებას გვაძლევს შევიმოწყოთ აღნიშნული დამოკიდებულება. ფართობისა და სიჩქარეთა მრუდებით ხდება ხარჯების მრუდის ექსტრაპოლაცია სა-

სურველი მაქსიმალური დონის შემთხვევაში, როდესაც ხარჯის გაზომვა არ ხერხდება. მაქსიმალური ხარჯის გასაგებად მაქსიმალური დონის დადგენა შეიძლება მდინარის მონატანი ნარიყი მასალის სანაპიროზე დატოვებით. სიჩქარე განისაზღვრება შეზის ფორმულით, კვეთის ფართობი კი ნიველირებით. დადგენილი სიჩქარისა და კვეთის ფართობის ნაპრაკლით მიღებულ მაქსიმალურ ხარჯის წერტილს დაწვავით კოორდინატთა კელზე და ინტერპოლაციით ვაგრძელებთ ხარჯების მრუდს, საიდანაც შემდეგ შეგვიძლია გავიგოთ სასურველი მაქსიმალური ხარჯის სიდიდე.

ხარჯების მრუდიდან ყოველდღიური ხარჯების ჩამოსაღებად ვიღებთ დონეთა წლიურ ცხრილს. ორდინატის ღერძზე ავითვლით დონის მარჯვენებელ სიდიდეს. მის პორიზონტულ ვაგრძელებასზე ხარჯების მრუდის გადაკვეთის წერტილიდან პერპენდიკულარის დაშვებით აბსცისის ღერძზე აითვლება შესატყვისი ხარჯის ოდენობა. ამგვარად, მთელი წლისათვის ყოველდღიური ხარჯების მნიშვნელობებს ჩამოვიღებთ და შევადგენთ ხარჯების წლიურ ცხრილს.

ყოველდღიურ ხარჯებს ვაჩამებთ თვეების მიხედვით და ვანგარიშობთ საშუალო თვიურ ხარჯებს, რომელიც წლიური ცხრილის ბოლო სტრიქონში ჩაიწერება. ყოველდღიური და თვიური ხარჯების სვეტში შეირჩევა უდიდესი და უპაცირესი ხარჯები, რომლებიც საშუალო ხარჯების ქვედა სტრიქონებში შეიტანება. შემდეგ საშუალო თვიური ხარჯებიდან საშუალო წლიური ხარჯი იანგარიშება, ხოლო უდიდესი და უმცირესი თვიური ხარჯებიდან — წლიური უდიდესი და უმცირესი ხარჯები. ცხრილის ბოლოში აღინიშნება მათი სიდიდე და გველის თარიღები. საშუალო წლიურ, უდიდეს და უმცირეს ხარჯებს დამახასიათებელ ხარჯებს უწოდებენ.

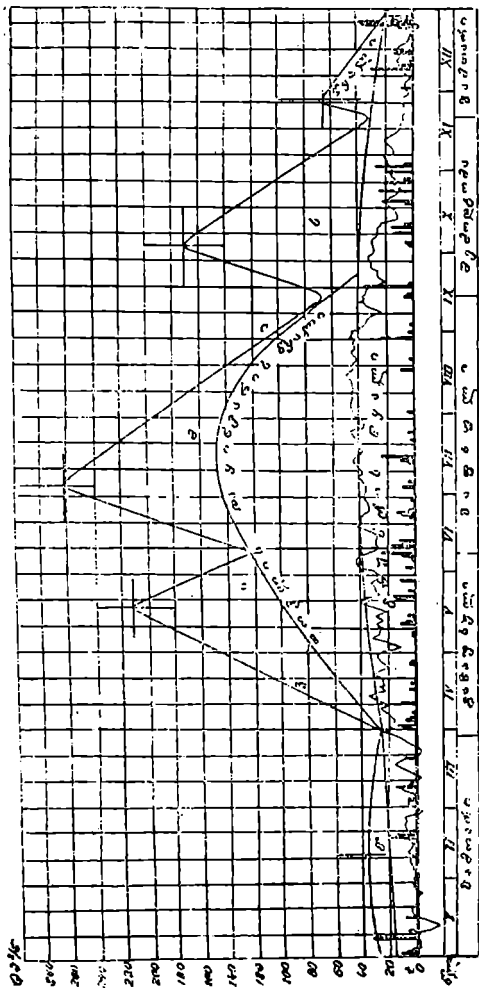
§ 59. ცნება ჰიდროგრაფის შესახებ

ხარჯების ცხრილის დახმარებით ვაგებთ ყოველდღიური ხარჯების რყევის გრაფიკს, რომელსაც ჰიდროგრაფი ეწოდება. ეს უქანასქნელი თვალსაჩინოდ გვიჩვენებს წლის განმავლობაში ხარჯების რყევადობას. ჰიდროგრაფზე ამავე დროს ადვილად შეიძინება უდიდესი და უმცირესი ხარჯების სიდიდე და თარიღები.

ხარჯების ჰიდროგრაფი აიგება მილიმეტრიან ქალაღზე. კოორდინატთა სისტემის აბსცისის ღერძზე შესატყვისი მასშტაბით გადავზომავთ კალენდარული წლის დღეთა რაოდენობას, ორდინატის ღერძზე კი — ხარჯების მნიშვნელობებს. კოორდინატთა ველზე დღეებისა და ხარჯების ურთიერთგადაკვეთის წერტილებს ვალაგებთ თანმიმდევრულად და სწორი ზაზებით ვაერთებთ, რაც საბოლოოდ მოგვცემს ყოველდღიური ხარჯების მრუდს, ანუ ჰიდროგრაფს, რომელზედაც ადვილად გამოიყოფა წლის განმავლობაში წყალმცირობისა და წყალდიდობის პერიოდები. თუ წლიური ჰიდროგრაფის ფართობს პლანიმეტრის საშუალებით ან გეომეტრიული ხერხით გავზომავთ, მივიღებთ წლიურ ჩამონადენს იმ წლისათვის, რომლისთვისაც ავაგეთ ჰიდროგრაფი დღეღამური ხარჯებით.

§ 60. ხარჯების ტიპური ჰიდროგრაფი

მდინარეზე ხანგრძლივი პერიოდის დაკვირვების მასალების საფუძველზე შეგვიძლია ავაგოთ ტიპური ჰიდროგრაფი, რომელიც გვიხსნისათვის მდინარის ტიპურ ხარჯებს მოცემული პუნქტისათვის. ტიპური ჰიდროგრაფის ასაგებად



ნახ. 35. პლ. ენგურის ხარკთა ტიპიური პირობებში ს. ხარკთა.

პირველ რიგში უნდა აევაგოთ იმდენი წლის ყოველდღიური ხარჯების ჰიდროგრაფი, რამდენ წელსაც მიმდინარეობდა დაკვირვება. ყოველდღიური ჰიდროგრაფებიდან ვიღებთ ხარჯთა გარდატეხის წერტილებს: წლის დასაწყისის ხარჯს, წყალდიდობის დასაწყისის ხარჯსა და თარიღს, უდიდეს ხარჯსა და თარიღს, უმცირეს ხარჯსა და თარიღს და ა.შ. მთელი წლის პერიოდისათვის. გარდატეხის წერტილზე აღებული ხარჯებისა და თარიღებისათვის ვადგენთ ცხრილს და ვანგარიშობთ მრავალწლიური პერიოდისათვის თითოეული გარდატეხის წერტილის ხარჯისა და თარიღის საშუალო რიცხვებს. კოორდინატთა სისტემის აბსციისის ღერძზე გადავითვლით საშუალო თარიღებს, ხოლო ორდინატის ღერძზე — საშუალო ხარჯებს. მათი ურთიერთგადაკვეთის ადგილზე დასმულ წერტილებს ვაერთებთ მრუდი ხაზით და მივიღებთ ტიპურ ჰიდროგრაფს (ნახ. 35).

ტიპური ჰიდროგრაფის ვერტიკალური დანაწილებითა და თითოეული ნაწილის ფართობის გამოანგარიშებით მივიღებთ მდინარის წლიური ჩამონადენის დანაწილებას საზრდოობის წყაროების მიხედვით, ხოლო ტიპური ჰიდროგრაფის პორიზონტულად დანაწევრება მოგვცემს წლიური ჩამონადენის სეზონურ ვანაწილებას. ტიპურ ჰიდროგრაფზე აღებული დამახასიათებელი ხარჯები იქნება ტიპური მდინარის იმ პუნქტისათვის, რომლისთვისაც ტიპური ჰიდროგრაფია აგებული.

§ 11. წყალმოვარდნა

წყალდიდობისაგან განსხვავებით წყალმოვარდნას უწოდებენ მოკლე დროის პერიოდში დონეთა სწრაფად აწევას და წყლის უეცრად მომატებას, რაც გამოწვეულია მდინარეში გაძლიერებული ზედაპირული ჩამონადენით, თავსხმა წვიმებით, თოვლის ან ყინვარების ინტენსიური დნობით, ზოგიერთ შემთხვევაში მდინარის კალაპოტში ჰიდროტექნიკური ნაგებობების (კაშხალების) დაზიანებით ან საეუბრიდან წყლის უეცარი გაშვებით და სხვ.

წყალმოვარდნა, განსხვავებით შემოდგომისა და გაზაფხულის წყალდიდობისაგან, მოსალოდნელია წლის ყველა დროში, როგორც გაზაფხულზე, ისე ზაფხულსა და ზამთარში.

წყალმოვარდნა და წყალდიდობას შორის ბევრი რამ საერთოა.

წყალმოვარდნა შეიძლება იყოს ტრანზიტული ან ადგილობრივი წარმოშობის. ტრანზიტული წყალმოვარდნა წარმოიშობა დაკვირვების პუნქტის ზევით მდინარის სათავეებში, საიდანაც შემდეგ მდინარის მთელ სიგრძეზე ვრცელდება; ადგილობრივი წყალმოვარდნა წარმოიშობა იმ რაიონში, სადაც მდინარეზე დაკვირვება წარმოებს.

წყალმოვარდნის ტალღები ფორმირების მიხედვით შეიძლება ორ კატეგორიად დაყვით: ა) ერთეულ ტალღებად და ბ) რთულ ტალღებად.

წყალმოვარდნის შესწავლისას შეიძლება გამოვეყოთ შემდეგი მომენტები:

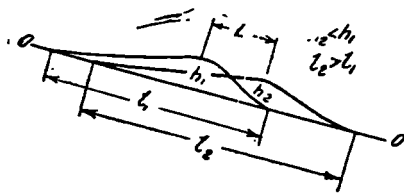
1) ცალკეული წყალმოვარდნის ტალღების მსვლელობა რომელიმე დაკვირვების ადგილზე ისეთივეა, როგორც წყალდიდობის ტალღისა სახელდობრ, ისეთივეა წყალმოვარდნის ტალღის მატების დაწყების თარიღი, ტალღის მაქსიმალური თხემის დადგენის თარიღი, წყალმოვარდნის დაცხრომის დაწყებისა და დაქასრულის თარიღი და ა. შ.;

2) წყალმოვარდნის ტალღის გადაადგილება;

3) წყალმოვარდნის ტალღის დეფორმაცია მის გადანაცვლებასთან ერთად.

წყალმოვარდნის ტალღა გადაადგილების დროს გაიშლება მდინარის პირველადი დონის ზედაპირზე. მისი სიმაღლე მოიკლებს კალაპოტის გაგანიერებათან ერთად.

დავეშვათ, რომ მდინარის რომელიმე უბანზე (ნახ. 36) წყალმოვარდნის ტალღის სიგრძე l_1 -ის ტოლი იყო. სიმაღლე— h_1 -ისა რომელიმე l დროის მონაკვეთში;



ნახ. 36. წყალმოვარდნის ტალღის თხემის გადაადგილების სქემა.

ქვევით გადაადგილების დროს მისი სიგრძე გახდა l_2 -ის ტოლი. სიმაღლე — h_2 -ის ტოლი. რადგან ქვევით გადანაცვლების დროს ტალღა გაიშალა, ამიტომ $l_2 > l_1$ და $h_2 < h_1$. პირვეანდელი და გადაადგილებული ტალღის თხემებს შორის მანძილი, გაყოფილი გადაადგილებული ტალღის თხემის მიერ გავლილ (l) დროზე, მოგვცემს ტალღის გავლის სიჩქარეს. ე. ი.

$\frac{l}{t}$ წარმოადგენს წყალმოვარდნის ტალღის სიჩქარეს.

თუ განვიხილავთ მდინარის რომელიმე მონაკვეთს ორ პუნქტს შორის, დავინახავთ, რომ ამ მონაკვეთის ზედა კვეთთან რომელიმე Δt დროის ინტერვალში გაივლის $Q + \Delta Q$ წყლის ხარჯი, ხოლო ამავე დროის მოშენებისათვის ქვედა პუნქტთან გვექნება Q წყლის ხარჯი. ამ ორ პუნქტს შორის მახდის თუ ΔS -ით აღვნიშნავთ, მაშინ ქვედა პუნქტში ხარჯი Q უფრო ნაკლები იქნება, ვიდრე ზედა პუნქტთან. ამ დროს მდინარის განხილული მონაკვეთის კალაპოტში Δt დროის განმავლობაში დაგროვდება რომელიმე ΔW წყლის მასა, რომელიც 37-ე ნახაზზე გამოსახულია პრიზმის სახით.

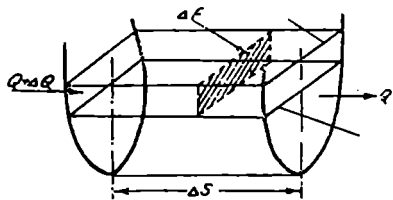
ამ პრიზმის მოცულობა ფართობისა (ΔF) და ზედა და ქვედა პუნქტებს შორის (ΔS) საშუალო მანძილის ნამრავლის ტოლია, ე. ი. $\Delta W = \Delta F \cdot \Delta S$. ამგვარად, $\Delta Q \Delta t = \Delta F \Delta S$. აქედან

$$\frac{\Delta Q}{\Delta S} = - \frac{\Delta F}{\Delta t}$$

განტოლებაში „უარყოფითი“ მაჩვენებელი შეტანილია იმიტომ, რომ ქვედა პუნქტში წყლის ხარჯის შემცირება შეესატყვისება ზედა პუნქტში წყლის მოცულობის გადიდებას. ამ განტოლების გარდაქმნით მიიღება უწყვეტობის განტოლება

$$\frac{dQ}{dS} + \frac{\partial F}{\partial t} = 0, \text{ რომელიც ახასიათებს ნაკადის უწყვეტ მოძრაობას მდინარის ორ პუნქტს შორის.}$$

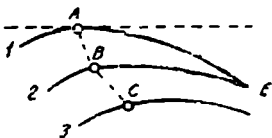
ახლა განვიხილოთ წყალმოვარდნის ტალღის გადანაცვლება მდინარის სამი



ნახ. 37. უწყვეტობის განტოლების სქემა.

A, B და C პუნქტისათვის (ნახ. 38). როცა A, B და C პუნქტებში მაქსიმალური ხარჯები ერთიმეორეს შეესატყვისება, წყალმოვარდნის ტალღა მდინარის დინების ქვემო მიმართულებით იშლება და მაქსიმალური ხარჯი მცირდება. რომელიმე დროის მომენტისათვის ორ მეზობელ პუნქტს შორის მაქსიმალური ხარჯი ერთმანეთის ტოლი იქნება, მაშინ

$$\frac{\partial Q}{\partial S} = 0 \text{ და } \frac{\partial F}{\partial t} = 0.$$



ეს იმას ნიშნავს, რომ E წერტილში ნახ. 38. მდინარის სიგარტზე წყალმოვარდნის (ნახ. 38) ცოცხალი კვეთის ფართობი ნის ტალღათა (1,2,3) მდებარეობის სქემა.

და მასთან ერთად წყლის დონეც მაქსიმალური იქნება, რადგანაც E წერტილი უფრო დაგვიანებული დროის მომენტს შეესატყვისება, ვიდრე A და B წერტილები. აქედან შეიძლება გაკეთდეს მნიშვნელოვანი დასკვნა: წყალმოვარდნის დროს წყლის ხარჯის მაქსიმუმში უფრო ადრე დგება მაქსიმალურ ღონესთან შედარებით.

დაევშვათ, რომ დაკვირვების პუნქტზე რომელიმე დროის მომენტში შეემაჩნეთ მაქსიმალური ხარჯი. ამ შემთხვევაში ვიცით, რომ $Q = V \cdot F$, სადაც V დინების საშუალო სიჩქარეა, ცოცხალი კვეთის ფართობი (F) კი პირდაპირ დამოკიდებულებაშია წყლის დონესთან (H), ე. ი. H -ის გადიდება იწვევს F -ის გადიდებას. ასეთ შემთხვევაში Q და t სიდიდეთა გადიფერენციალებით მივიღებთ

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = F \frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial F}{\partial t} = 0. \text{ ორი სიდიდის ჯამი შეიძლება } 0\text{-ის ტოლი იყოს იმ შემთხვევაში, თუ ორივე ნულს უდრის ან თუ მათი აბსოლუტური მნიშვნელობები ერთმანეთის ტოლია. როდესაც ერთი მათგანი დადებითია, ხოლო მეორე — უარყოფითი, მაშინ დიფერენციალური განტოლებიდან ვიცით, რომ, თუ რომელიმე ფუნქციას აქვს მაქსიმუმი, მაშინ ამ ფუნქციის წარმოებული მაქსიმუმამდე (მომატებამდე) დადებითი იქნება, ხოლო მის შემდეგ (დაკლების დროს) — უარყოფითი, რადგანაც დონეთა მაქსიმუმისა და მისი შესატყვისი ცოცხალი კვეთის ფართობის მაქსიმუმი მაქსიმალურ ხარჯზე გვიან გვექნება, მაშასადამე, მაქსიმალური ხარჯების მომენტში } \frac{\partial F}{\partial t} \text{ დადებითია; აქედან გამომდინარეობს, რომ } \frac{\partial V}{\partial t} \text{ სიდიდე ნულზე ნაკლებია, რაც იმას ნიშნავს, რომ მაქსიმალური ხარჯის მომენტში მაქსიმალური ტალღის სიჩქარე უფრო ადრე იქნება, ვიდრე მაქსიმალური ხარჯი. წარმოვიდგინოთ, რომ მოცემულ მომენტში იყო მაქსიმალური სიჩქარეები. ამ შემთხვევაში } \frac{\partial V}{\partial t} = 0. \text{ ვისარგებლოთ შეზის ფორმულით } v = C\sqrt{Ri}. \text{ თუ კვეთის პიდრავლიციურ რადიუსს (} R \text{) შეეცვლით საშუალო სიღრმით (} H_{\text{სა}} \text{), აღმოჩნდება, რომ } V^2 = C^2 H_i. \text{ გავადიფერენციალოთ ამ განტოლების ორთავე ნაწილი, მივიღებთ } 2V = \frac{\partial V}{\partial t} = C^2 H \frac{\partial i}{\partial t} + C^2 i \frac{\partial H}{\partial t} = 0. \text{ ვინაიდან } \frac{\partial H}{\partial t} \text{ დადებითია და$$

დონეები მაქსიმალურია, ხოლო საშუალო სიღრმეები კი მაქსიმალურ ხარჯზე აღ-
რე დგება, ვიდრე სიჩქარეები, ამიტომ $\frac{d\bar{z}}{dt}$ ნელზე ნაკლები იქნება. აქედან გამო-

მდინარეობს, რომ დახრილობის მაქსიმუმი სიჩქარეთა მაქსიმუმზე უფრო ადრე
შეიძინევა. ამგვარად, მდინარეზე წყალმოვარდნის ტალღის გავლის დროს პირ-
ველად დახრილობის მაქსიმუმი გვექნება, შემდეგ — სიჩქარეთა მაქსიმუმი, ამის
შემდეგ — ხარჯების მაქსიმუმი, ხოლო ყველაზე გვიან კი დონეთა მაქსიმუმი¹.

თეორიული გამოკვლევებითა და დაკვირვებებით მიღებული მასალები გვი-
ჩვენებს, რომ წყალმოვარდნის ტალღის თხემის მოძრაობის სიჩქარე მდინარის
სიგრძეზე ყოველთვის მეტია ამავე მდინარის წყლის ნაკადის საშუალო სიჩქა-
რეზე. მაგალითად, მდ. პოს (იტალია) 75 კმ-ზე არ უერთდება არც ერთი შემ-
დინარე. მდ. პოს წყალმოვარდნის ტალღის თხემის სიჩქარე 1,5-ჯერ მეტია მისი
დინების საშუალო სიჩქარეზე. წყალმოვარდნის ტალღის მოძრაობის სიჩქარე და-
მოკიდებულია მდინარის დახრილობაზე, კალაპოტის ხასიათსა და წყლის ხარჯის
სიდიდეზე. მთის მდინარეებზე წყალმოვარდნის ტალღის სიჩქარე 4 მ/წამზე მე-
ტია, ხოლო ვაკის მდინარეთა ტალღის სიჩქარე კი 0,8—1,4 მ/წ არ აღემატება.
წყალმოვარდნის წყლის მოცულობა დამოკიდებულია ატმოსფერული ნალექების
მოსვლის რაოდენობაზე, ინტენსივობასა და ნიადაგში ჩაქონვის სიდიდეზე.
წყალმოვარდნის ტალღის სიმაღლე დამოკიდებულია არა იმდენად წყალმოვარ-
დნის წყლის მოცულობაზე, რამდენადაც წვიმების მოსვლის ინტენსივობაზე ან
თოვლის დნობაზე და კალაპოტისა და ქალის მორფოლოგიაზე.

§ 52. შესატყვისი დონეები

მდინარის დაკვირვების ორ სხვადასხვა ადგილზე შეიძლება იყოს წყლის
დონეთა სხვადასხვა ამპლიტუდა, რასაც იწვევს მდინარის კალაპოტის სხვადასხ-
ვაგვარი მორფოლოგიური თვისებები: წყლის გატარების უნარიანობა, წყლის
ზედაპირის დახრილობა, კალაპოტის მქისეობა და სხვ.

მდინარის დაკვირვების ორ პუნქტს შორის კალაპოტის წყლის გამტარობის
უნარი შეიძლება გამოვლინებულ იქნეს შესატყვისი დონეების
მრუდებით. ასეთი მრუდები აიგება იმ შემთხვევაში, როდესაც დაკვირვე-
ბის პუნქტებს შორის მდინარეს მკირეწყლიანი შენაკადები ერთვის ან შენაკა-
დები არა აქვს და თუ აქვს, სისტემატურად წარმოებს დაკვირვება მათზე.

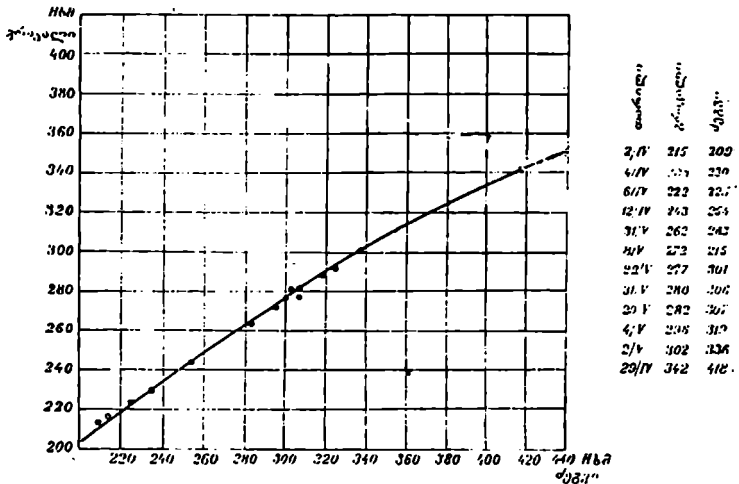
შესატყვისი დონეებს უწოდებენ წყლის ისეთ დონეებს, რომლებიც ერთმე-
ორეს შეესატყვისება ერთნაირი ფაზების მსვლელობით შესადარებელი მდინა-
რის უბანზე. დონეთა ასეთ ერთნაირ ფაზებად იღებენ: 1) უმაღლეს დონეებს
ან მის თხემებს და 2) უმცირეს დონეებს მათი დგომის დროის მიხედვით. უდი-
დეს და უმცირეს დონეთა მომენტები მდინარის ზედა დაკვირვების პუნქტზე უფ-
რო ადრე იქნება, ვიდრე ქვედაზე. ამ დამახასიათებელი დონეების მიერ ზედა
პუნქტიდან ქვედა პუნქტამდე გავლილ დროს წყლის გარბენის დროს
უწოდებენ, ხოლო დონეებს კი — შესატყვისი დონეებს.

შესატყვისი დონეების დამოკიდებულების გრაფიკს ჩვეულებრივად აგე-
ბენ სწორკუთხოვან კოორდინატთა სისტემის ველზე. აბსცისის ღერძზე გადაზო-

¹ Л. К. Давыдов и Н. Г. Конкина, Общая гидрология, Ленинград, 1958, გვ. 271—273.

მავენ ქვედა პუნქტის დამახასიათებელ დონეებს ან ხარჯებს, ხოლო ზედა პუნქტის დონეებს ან ხარჯებს გადაზომავენ ორდინატის ლერძზე. კოორდინატთა სისტემის ველზე დალაგებულ წერტილებზე ატარებენ საშუალო სწორ ან მრუდ ხაზს.

თუ შესატყვისი დონეების რიცხვი მრუდის გატარებისათვის მცირე აღმოჩნდება, მაშინ მათ აესებენ დამატებითი წერტილებით. რომლებიც მდებარე-



ნახ. 39. ნდ. მტკვრის შესატყვისი დონეების მრუდი.

ობს დონეთა შესაბამისი ფაზების გარდატეხის ადგილებში და უპასუხებს ტალღის გარბენის დროს აღნიშნულ პუნქტებს შორის.

შესატყვისი დონეების ურთიერდამოკიდებულების მრუდები შეიძლება გამოვიყენოთ სხვადასხვა პრაქტიკული მიზნით, მაგალითად: 1) თუ გვაქვს შესატყვისი დონეების ან ხარჯების მრუდი, შეიძლება ერთი დაკვირვების პუნქტის დონეები და ხარჯები შევადაროთ მეორე პუნქტის დონეებსა და ხარჯებს და შევასწოროთ ერთი პუნქტის მონაცემებით მეორე პუნქტის მონაცემები; 2) დამოკიდებულების მრუდით შეიძლება ერთ პუნქტზე დაკვირვების მასალებით შევავსოთ მეორე პუნქტის მასალები, თუ რაიმე მიზეზით მეორე პუნქტზე არ მოხდა თავის დროზე დაკვირვება ან შეცდომები იქნა დაშვებული გაზომვების დროს; 3) შესატყვისი დონეთა ხარჯების დამოკიდებულების მრუდებს ძალიან დიდი მნიშვნელობა აქვს მოკლევადიანი პროგნოზისათვის, რადგან მრუდის საშუალებით წინასწარ იციან წყლის ტალღის გარბენის საშუალო დრო ზედა პუნქტიდან ქვედა პუნქტამდე. როგორც ცნობილია, ტალღის გარბენის სიჩქარე იცვლება დონეთა ცვლასთან ერთად და ამ უკანასკნელთა ფუნქციას წარმოადგენს. ტალღის გარბენის დრო წყლის მატების პერიოდში გაცილებით უფრო მეტია, ვიდრე დაცხრომის პერიოდში.

ხარჯებისა და დონეთა დამოკიდებულების მრუდიდან $[Q=f(H)]$ ყოველ-
 ჯლიური დონეების საშუალებით ჩამოღებული ხარჯები მდინარის რომელიმე
 კვეთისათვის საშუალებას გვაძლევს გავიგოთ ე. წ. წამური ხარჯი, ე. ი. მდინა-
 რის ცოცხალ კვეთში ერთ წამში გავლილი წყლის რაოდენობა ($Q_{\text{მ}^3/\text{წ}}$). დღეღა-
 მური წამური ხარჯების საშუალებით ანგარიშობენ საშუალო დეკადურს, თვიურს,
 წლიურსა და მრავალწლიურ წამურ ხარჯებს. მაგრამ მდინარის დინება უწყვეტია,
 ამიტომ საშუალო და დამახასიათებელი წამური ხარჯების შემდგომი გამოყენე-
 ბა მოითხოვს გამოვიანგარიშოთ ჩამონადენი კუბურ მეტრებში, ჩამონადენის მო-
 ლული. ფენის სიმაღლე, ჩამონადენის კოეფიციენტი და სხვ.

ჩამონადენი კუბურ მეტრებში, ანუ ჯამური ჩამონადენი არის წყლის
 რაოდენობა, რომელიც ჩამოედინება აუზის ფართობიდან და გაედინება მოცე-
 პულ ჩამკეტ კვეთში რომელიმე დროის პერიოდში (დღე-ღამეში, თვეში, წელი-
 წადში და ა. შ.); იგი გამოისახება კუბურ მეტრებში, ე. ი. $W_{\text{მ}^3} = Q \cdot T$, სა-
 დაც $Q_{\text{მ}^3/\text{წ}}$ საშუალო წამური ხარჯია, T —დროის ერთეული წამებში. დღე-
 ღამის დროის ერთეული წამებში შემდეგია:

$$24 \cdot 60 \cdot 60 = 86400 \text{ წ-ს.}$$

$$365 \text{ დღ. წლისათვის} \quad \text{—} 31536000 \text{ წ-ს;}$$

$$366 \quad \text{—} 31622000 \text{ „}$$

$$365\frac{1}{4} \text{ საშუალო წლ.} \quad \text{—} 31557600 \text{ „}$$

ჩამონადენი კუბურ მეტრებში სხვადასხვა ხანგრძლიობის პერიოდისათვის
 ურთიერთშესაბამებელი სიდიდეებია. იგი მეტად მნიშვნელოვანია სხვადასხვა
 წყალსამეურნეო გაანგარიშებისათვის. როგორცაა, მაგალითად, წყალსაცავე-
 ბის მოწყობა, სავეგეტაციო პერიოდში მორწყვისათვის საჭირო წყლის რაოდე-
 ნობის დადგენა, მოსახლეობის წყლით მომარაგებისათვის საჭირო წყლის რაო-
 დენობის გაგება მ²-ში და სხვ.

ჩამონადენის მოლული ეწოდება წყლის რაოდენობას, რომელიც ჩამოე-
 დინება ჩამკეტი კვეთის ზევით აუზის ფართობის ერთი კვადრატული კილომეტ-
 რიდან ერთი წამის განმავლობაში (მას ხვედრით ჩამონადენსაც უწოდებენ). იგი
 აღინიშნება ასე: M ლიტრ/წამი 1 კმ²-დან. გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$M = \frac{Q \cdot 1000}{F} \text{ ლიტრ/წამი კმ}^2\text{-დან, სადაც } M \text{ ჩამონადენის მოლულია, } Q \text{—}$$

საშუალო ხარჯი მ³/წ, F —აუზის ფართობი კვ. კმ-ბით, 1000—კუბ. მეტრი გადა-
 ყვანილი ლიტრებში (1 მ³ წყალი შეიცავს 1000 ლიტრს). ზოგჯერ ჩამონადენის

$$\text{მოლულს კუბურ მეტრებშიაც ანგარიშობენ, ე. ი. } M = \frac{Q}{F} \text{. ჩამონადენის მოლუ-}$$

ლით შეიძლება ერთი მდინარის აუზის წყლიანობა შევადაროთ მეორე მდინარის
 აუზის წყლიანობას. მოლულის საშუალებით ადვილად ხერხდება მდინარის აუ-
 ზის სასურველი მონაკვეთისათვის წყლიანობის განსაზღვრა. ჩამონადენის მო-
 ლულებს ძირითადად იყენებენ ამა თუ იმ ტერიტორიის ჩამონადენის რუკების
 შესადგენად.

ჩამონადენის ფენის სიმაღლე არის წლიური ჩამონადენის ფენა მდინარის
 მოცემული ცოცხალი კვეთის ზევით აუზის მთელ ფართობზე. იგი გამოისახება
 მილიმეტრებში და გამოიანგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$A = \frac{Q \cdot T \cdot 1000}{F \cdot 1000\ 000} = \frac{Q \cdot T}{F \cdot 1000} \text{ მმ,}$$

სადაც A არის ჩამონადენის ფენის სიმაღლე მმ-ობით, Q საშუალო წლიური ხარჯი მ³/წ, T — წლის წამების რიცხვი, F — აუზის ფართობი ჩამკეტი კვეთის ზევით. მრიცხველში (1000) 1 კუბ. მეტრია გადაყვანილი მილიმეტრებში. მნიშვნელში (1000000) 1 კვადრატული კილომეტრია გადაყვანილი კვადრატულ მეტრებში.

თუ გამოანგარიშებული გვაქვს ჩამონადენის მოდული, მაშინ ადვილად შევძლებთ ჩამონადენის ფენის სიმაღლის გამოანგარიშებას გადაყვანი კოეფიციენტის საშუალებით. გადაყვანი კოეფიციენტი გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$K = \frac{T}{1000\ 000}, \text{ სადაც } T \text{ წლის წამების რიცხვია, } 1000\ 000 \text{ კი—აუზის ფართობი მ}^2\text{-ში.}$$

ჩამონადენის მოდულის მნიშვნელობის გადაყვანა ჩამონადენის ფენის სიმაღლეში ხორციელდება შემდეგი თანაფარდობით:

$$1) \text{ 365 დღ. წლისათვის } A = \frac{31536000}{1000\ 000} \cdot M = 31,536 M \text{ ლ/წ } 1 \text{ კმ}^2\text{-დან.}$$

$$2) \text{ 366 დღ. " } A = 31,622 \cdot M \text{ ლ/წ } 1 \text{ კმ}^2\text{-დან.}$$

$$3) \text{ 365 } \frac{1}{4} \text{ საშ. წლისათვის } A = 31,56 \cdot M \text{ ლ/წ } 1 \text{ კმ}^2\text{-დან.}$$

მილიმეტრებში გამოსახული ჩამონადენის ფენის სიმაღლე ადვილად შეიძლება შევადაროთ იმავე აუზში მოსული ატმოსფერული ნალექების წლიურ ჯამს, რომელიც ყოველთვის გამოსახულია მილიმეტრებში. აუზში მოსული ატმოსფერული ნალექებისა და ჩამონადენის ფენის სიმაღლის შედარება შეგვიძლია გამოვსახოთ აუზის სასურველი ტერიტორიის რუკაზეც.

ჩამონადენის კოეფიციენტი α არის მდინარის ჩამონადენის ფენის სიმაღლისა და იმავე მდინარის აუზში მოსული ატმოსფერული ნალექების შეფარდებით მიღებული რიცხვი, ე. ი. $\alpha = \frac{A_0}{X_0}$, სადაც α ჩამონადენის კოეფიციენტია,

A_0 —ჩამონადენის ფენის სიმაღლე, X_0 —ატმოსფერული ნალექების ჯამი მმ.; ჩამონადენის კოეფიციენტს განზომილება არა აქვს და იგი მუდამ დადებითია ან ნულის ტოლი, რადგან A და X არ შეიძლება იყოს უარყოფითი. გარდა ამისა. ჩამონადენის კოეფიციენტი ერთზე მეტი არ უნდა იყოს, რადგან მნიშვნელში აღნიშნული ატმოსფერული ნალექების ჯამი ყოველთვის მეტი იქნება ჩამონადენის ფენის სიმაღლეზე, ვინაიდან აუზში მოსული ნალექების წყლის ნაწილი აორთქლებაზე იხარჯება, ხოლო ნაწილი კი მდინარეში ჩაედინება. ამიტომ $0 \leq \alpha \leq 1$. მაგრამ ზოგჯერ გვხვდება ჩამონადენის კოეფიციენტი 1-ზე მეტი მაჩვენებლით. ეს უნდა აიხსნას აუზის სხვადასხვაგვარი ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებით. მაგალითად, თუ აუზში არსებული ყინვარები მრავალწლიურ პერიოდში განიცდის კლებას, მაშინ აუზში მოსულ ატმოსფერულ ნალექებს ყინვარების წყალი უფრო მეტი ემატება, ვიდრე აორთქლებაზე დაიხარჯა; მაშინ ჩამონადენის კოეფიციენტი 1-ზე მეტი მაჩვენებლით იქნება. ჩამონადენის კოეფიციენტი 1-ზე მეტი მაჩვენებლით იქნება კარსტულ მდინარეებზეც, რომლებიც წყალს კარსტული ნაპრალებით ღებულობს მეზობელ მდინარეთა აუზებიდან. ჩამონადენის კოეფიციენტის გამოანგარიშება მოკლე პერიოდისათვის არ არის

მიზანშეწონილი, ვინაიდან ჩამონადენი უფრო ხანგრძლივ პერიოდში ყალიბდება. მაგალითად, გაზაფხულის ჩამონადენი ზამთრის ნალექების შედეგია და ა. შ.

მოდულის კოეფიციენტი K არის რომელიმე პერიოდის ჩამონადენის შეფარდება საშუალო მრავალწლიურ მნიშვნელობასთან, ე. ი.

$$K = \frac{Q_i}{Q_0}; \quad \frac{M_i}{M_0}; \quad \frac{A_i}{A_0},$$

სადაც i ინდექსით აღნიშნულია ჩამონადენის სიდიდე მოცემული პერიოდისათვის, ხოლო 0 ინდექსით... საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენი იმავე პერიოდისათვის. მოდულის კოეფიციენტები განყენებული რიცხვებია, რომლებიც იხრება ერთიდან ორივე მიმართულებით. მოდულის კოეფიციენტების გამოანგარიშება შეიძლება როგორც ხანმოკლე პერიოდისათვის (თვისათვის, წლისათვის და ა. შ.), ისე მრავალწლიური პერიოდისათვისაც.

მოდულის კოეფიციენტები ჰიდროლოგიაში გამოიყენება სხვადასხვა გაანგარიშების დროს.

§ 84. ჩამონადენისა და მისი დამახასიათებელი ნიშნების დამოკიდებულება ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ფაქტორებთან

ჩამონადენი რთული ბუნებრივი პროცესის შედეგია, რომელიც გეოგრაფიულ გარემოში მიმდინარეობს და გაშლდებით განიცდის აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორების გავლენას. ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორები, რომლებიც განსაზღვრავს ჩამონადენის წარმოქმნასა და რეჟიმს, შეიძლება ორი ძირითად ჯგუფად დავყოთ:

1. მეტეოროლოგიური ფაქტორები — ატმოსფერული ნალექები, მზის რადიაცია, ჰაერის ტემპერატურა, წყლისა და ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლება და სხვ.

2. აუზის ზედაპირული ფაქტორები — წყალშემკრები აუზის გეოლოგიური აგებულება, ნიადაგური და მცენარეული საფარი, რელიეფის დანაწევრება. ჰიდროგრაფიული ქსელის განვითარების ხასიათი, ტბები, ჭაობები, მდინარის სიგრძე და დახრილობა და სხვ.

მეტეოროლოგიური ფაქტორები გადამწყვეტ როლს ასრულებს ამა თუ იმ ტერიტორიის წყლიანობის ფორმირებაში, მის წლიურ და ტერიტორიულ განაწილებაში. მაგრამ რიც შემთხვევაში წყლიანობაზე გავლენას ახდენს წყალშემკრები აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები. ზოგჯერ აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების გავლენა იმდენად ძლიერია, რომ ჩამონადენზე იმავე აუზის კლიმატური პირობების გავლენა უმნიშვნელო აღმოჩნდება. მაგალითად, კარსტულ მდინარეთა აუზებში შეიძლება სრულად არ იქნეს გამოსახული გაზაფხულის წყალდიდობა და წყალმოვარდნა, რადგან მათ აქ კარსტული ფორმები არეგულირებს. ანალოგიურ მოვლენას აღვლით აქვს იმ მდინარეთა აუზებში, აადაც დიდად არის გავრცელებული ტბები და ჭაობები.

ამგვარად, ჩამონადენის ფორმირებასა და რეჟიმზე არა მარტო კლიმატური ფაქტორები ახდენს გავლენას, არამედ აუზის ბუნებრივი პირობების სხვა ფაქტორებიც, როგორც არის ნიადაგები, მცენარეული საფარი, რელიეფის პირო-

ბები და სხვ. ყველა ზემოაღნიშნული ფაქტორი პედმეც ურთიერთქმედებაშია და გავლენას ახდენს მდინარეთა ჩამონადენზე.

ფიზიკურ-გეოგრაფიული და კლიმატური ფაქტორების გავლენა ჩამონადენზე ნათლად იჩენს თავს. თუ ასურველი მდინარის აუზისათვის შევადგენთ წყლის ბალანსის განტოლებას რომელიმე კონკრეტული წლისათვის: $X = Y - Z \pm U$; სადაც X აუზში მოსული ატმოსფერული ნალექების წლიური ჭამია, Y ჩამონადენი, Z - აუზი ზედაპირიდან აორთქლება. U --- აუზში დაგროვილი და დახარჯული ტენის რაოდენობა.

თუ წელიწადში ატმოსფერული ნალექებია ჭამი ჰეტია იმავე წლია ჩამონადენზე, მაშინ ნალექების ზედმეტი რაოდენობა გროვდება აუზში და U აღინიშნება დადებითი ნიშნით (+). ხოლო საწინააღმდეგო შემთხვევაში უარყოფითი (-) მაჩვენებლით.

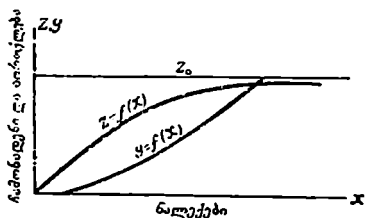
მრავალწლიური პერიოდის განმავლობაში, როდესაც აუზში დაგროვილი და დახარჯული ტენი ერთმანეთის ტოლია, ადვილად შედგება წყლის ბალანსის განტოლება მრავალწლიური პერიოდისათვის: $X_n = Y_n + Z_n$. სადაც X_n , Y_n და Z_n ატმოსფერული ნალექების ჩამონადენისა და აორთქლების საშუალო მრავალწლიური რაოდენობაა. აღნიშნული განტოლებიდან $Y_n = X_n - Z_n$, ე. ი. მრავალწლიური საშუალო ჩამონადენი ტოლია აუზში მოსული მრავალწლიური საშუალო ნალექებისა და იმავე პერიოდის აორთქლების სხვაობისა. ამგვარად, მრავალწლიური ჩამონადენის რაოდენობა, პირველ რიგში, დამოკიდებულია კლიმატურ ფაქტორებზე, ხოლო შემდეგ—ყველა იმ ბუნებრივ ფაქტორზე, რომლებიც გავლენას ახდენს აორთქლებაზე. აუზში დაგროვილი და დახარჯული ტენის რაოდენობის კომპენსირება შეიძლება მხოლოდ იმ შემთხვევაში, თუ მდინარის ზედაპირული ჩამონადენის აუზის წყალგამყოფი ემთხვევა მიწისქვეშა წყლების აუზის წყალგამყოფს. წინააღმდეგ შემთხვევაში შესასწავლი მდინარის აუზში მიწისქვეშა წყლები ან მეზობელი მდინარის აუზიდან შემოდის. ანდა გაედინება მეზობელი მდინარის აუზში. ამ შემთხვევაში წყლის ბალანსის განტოლება შემდეგ სახეს ღებულობს: $X_0 = Y_0 + Z_0 \pm U_0$; სადაც აღნიშვნები იგივეა, რაც წინა განტოლებაში.

მრავალწლიური პერიოდისათვის შედგენილი განტოლება შესაძლებლობას გვაძლევს გამოვიტანოთ შემდეგი დასკვნა: კლიმატური ფაქტორები ჩამონადენის ფორმირების ძირითად ფაქტორებს წარმოადგენს. აუზში მოსული ატმოსფერული ნალექები შესაძლებლობას ქმნის ჩამონადენის წარმოშობისათვის. სითბოსა და ტენის თანაფარდობა ჩამონადენის წარმოქმნის შესაძლებლობას ან მთლიანად სპობს, ანდა ზღუდავს მათ მოქმედებას.

მრავალწლიურ ჩამონადენზე ატმოსფერული ნალექების გავლენა ადვილად ვლინდება, თუ წყლის ბალანსის განტოლებაში, მ. ი. ბუდიკოს ფორმულის გახსნაზღვრის მიხედვით, აორთქლების (Z_0) სიდიდის ნაცვლად ჩაჯავთ $f(X_0, U_0)$ ფუნქციას. მაშინ განტოლება მიიღებს შემდეგ სახეს: $Y_0 = X_0 - f(X_0, U_0)$, სადაც $f(X_0, U_0)$ ფუნქცია გამოსახავს ნალექებიდან მაქსიმალური აორთქლების რაოდენობის შესაძლებლობას. აღნიშნული განტოლების საფუძველზე აგებულია ნახ. 40, სადაც გამოსახულია ჩამონადენისა და აორთქლების დამოკიდებულება ნალექებთან რომელიმე განსაზღვრული საშუალო აორთქლების (Z_0) დროს.

მრულზე ცალკეული მონაკვეთისათვის აღნიშნული დამოკიდებულება შეიძ-

ლება მიახლოებით გამოვსახოთ ცნობილი სწორი ხაზის განტოლებით: $Y = aX + b$. პრუდის ქვედა ნაწილში, როცა ნალექები მცირეა და მისი დიდი ნაწილი იხარჯება აორთქლებზე, კოეფიციენტი a მცირე იქნება. ნალექების გადიდებასთან ერთად, რომლის დიდი ნაწილი ჩამონადენის ფორმირებაზე იხარჯება, კოეფიციენტი a მატულობს და უახლოვდება ერთს.



ნახ. 40. ჩამონადენისა (Y) და აორთქლების (Z) დამოკიდებულება ატმოსფერულ ნალექებთან (X) რომელიმე საშუალო აორთქლების (Z_0) დროს

წლიურ ჩამონადენსა და ატმოსფერულ ნალექებს შორის სხვაობამ ე. მ. ოლდეკოპს საშუალება მისცა მდინარეთა აუზების ორი უკიდურესი ტიპი დაედგინა. ერთ ტიპს მან მიაკუთვნა იმ მდინარეთა აუზები, რომლებიც ჩამონადენისა და ნალექების დამოკიდებულების (ნახ. 40) მრუდის ქვედა ნაწილშია.

ეს აუზები მცირეტენიან ზონაშია, სადაც ნალექები შედარებით მცირე რაოდენობით მოდის. ნალექების წყლის დიდი ნაწილი აორთქლებასა და ჩაუნვანზე იხარჯება. ამ კატეგორიის მდინარეთა ჩამონადენსა და ნალექებს შორის დამოკიდებულება მრუდზე მკაფიოდ არ არის გამოსახული აორთქლებისა და ნალექების დამოკიდებულების მრუდთან შედარებით. ოლდეკოპმა მეორე ტიპის მდინარეებს მიაკუთვნა იმ მდინარეთა აუზები, რომლებიც უხვნალექიან მხარეებშია, სადაც ნალექები უზრუნველყოფს აორთქლებას, ამასთან ნალექების ნაწილი ჩამონადენის ფორმირებაზე იხარჯება. ასეთი მდინარეების ჩამონადენისა და ნალექების დამოკიდებულება მრუდზე უფრო მკაფიოდ გამოიხატება, ვიდრე აორთქლებასა და ნალექებს შორის დამოკიდებულება. აორთქლების სიდიდე აქ უმთავრესად განსაზღვრულია სითბური რეჟიმის მიხედვით. აღნიშნულ ტიპებს შორის არსებული მდინარეთა აუზები ძირითადად არამდგრადი ტენიანობის ზონებშია.

§ 65. ატმოსფერული ნალექები

წყლის ბალანსის მთავარი ელემენტი ატმოსფერული ნალექებია, რომლებიც სხვა ფაქტორებთან ერთად განაპირობებს მდინარეთა აუზებში ჩამონადენის ფორმირებას, რეჟიმსა და სხვა ჰიდროლოგიურ პროცესებს.

ატმოსფეროში ორთქლი შეიძლება თხევად მდგომარეობაში გადავიდეს, თუ მისი წნევა მოცემული ტემპერატურის დროს მაქსიმალურ სიდიდეს მიაღწევს (უმთავრესად ჰაერის გაცივების შედეგად): ჰაერის გაცივება მკვეთრად მიმდინარეობს მისი მალა ასვლის დროს. ჰაერის აღმავალი დინებები, ჰაერის მასების გაცივება და წყლის ორთქლის კონდენსაცია შეიძლება წარმოიშვას: 1) დედაშინის ზედაპირის გახურებით; 2) აღმავალი თბილი ჰაერის ცივ ჰაერზე მალა ასვლით (ციკლონების გავლის დროს); 3) რელიეფის ამალეხულ ნაწილზე (მთებზე) ჰაერის მალა ასვლისას და სხვ. აღნიშნული მიზეზების გამო ადგილს აქვს ჰაერის გაცივებას, წყლის ორთქლის წნევის გადიდებას და ჰაერის გადაჭრებას წყლის ორთქლით. ამის შედეგად ატმოსფერული ნალექები წვიმის, თოვლისა და სეტყვის სახით მოდის.

გარდა ზემოაღნიშნულისა, წყლის ორთქლი ჰაერიდან გამოიყოფა ნაძისა და რთვილის სახით. ეს გამოწვეულია მოწმენდილ ამინდში დედაშიწის ზედაპირისა და მასთან ახლოს მდებარე ჰაერის ფენის გაცივებით.

რთვილისა და ნაძის სახით გამოყოფილი წყლის რაოდენობა შეიძლება ძალზე მცირე იყოს, მაგრამ მათი როლი იმ რაიონებში, სადაც ნალექები მცირე რაოდენობით მოდის, საკმაოდ მნიშვნელოვანია.

ჰაერის გაცივების სხვადასხვა მიზეზი იწვევს ატმოსფერული ნალექების მოსვლას სხვადასხვა სახით: ზოგჯერ — თავსმა წვიმების სახით (ხასიათდება დიდი ინტენსივობით, მცირე ხანგრძლივობით და ტერიტორიის მცირე ფართობზე გავრცელებით), ზოგჯერ კი გაბმული წვიმების სახით. ამას იწვევს ჰაერის თბილი მასების ნელა ასვლა მაღლა გაბმული წვიმები გამოირჩევა მცირე ინტენსივობით და დიდ ტერიტორიაზე გავრცელებით.

ატმოსფერული ნალექების მოსვლის სხვადასხვა ხასიათი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ჩამონადენის ჰიდროლოგიურ პროცესებზე და მიწისქვეშა წყლების მარაგის შევსებაზე. ინტენსიური თავსმა წვიმების მოსვლის დროს წვიმის წყალი ნიადაგში ჩაეონვას ვერ ასწრებს და დიდი სიჩქარით ჩაედინება მდინარეთა ქსელში. მისი გავრცელება მცირე ტერიტორიაზე პატარა მდინარეთა აუზებში უეცარ კატასტროფულ წყალმოვარდნებს იწვევს. მცირე ინტენსივობისა და ხანგრძლივი გაბმული წვიმები საუკეთესო პირობაა ნიადაგში წყლის ჩაეონვისა და მიწისქვეშა წყლების მარაგის შევსებისათვის. ხანგრძლივი გაბმული წვიმები დიდ მდინარეთა აუზებში წყალდიდობას იწვევს.

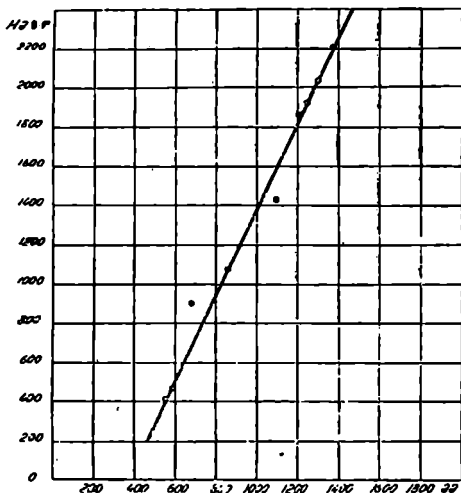
მდინარეთა წყლიანობის ჰიდროლოგიური პროცესების შესასწავლად დიდი მნიშვნელობა აქვს მოსული ატმოსფერული ნალექების აღრიცხვას. ჰორიზონტულ ზედაპირზე ნალექების რაოდენობა გამოიანგარიშება მოსული წყლის ფენის სიმაღლით მილიმეტრებში. მყარი ნალექების (თოვლი) რაოდენობა აგრეთვე ანგარიშობენ წყლის ფენის სიმაღლით, რომელიც თოვლის გადნობის შედეგად მიიღება ნალექებს ზომავენ წვიმისაზომებით და სხვადასხვა ხელსაწყოებით (მათი აღწერა მოცემულია მეტეოროლოგიის კურსში).

ატმოსფერული ნალექების მოსვლის რაოდენობაზე, მის ინტენსივობაზე, დროსა და სივრცეში განაწილებაზე ბუნების მრავალი ფაქტორი ახდენს გავლენას. ჩვენ აქ მხოლოდ ზოგიერთს შევხებით.

1. ნალექების მოსვლის რაოდენობასა და ტერიტორიულ განაწილებაზე სათანადო გავლენას ახდენს ადგილის რელიეფი. მთაგორიან მხარეებში ოკეანისაკენ მიმართულ ქედების კალთებზე გაცილებით მეტი ნალექები მოდის, ვიდრე ქედების მოპირდაპირე კალთებზე. ზღვის დონიდან ადგილის ამალეობასთან ერთად მოსული ატმოსფერული ნალექების ჯამი იზრდება. ეს მოვლენა კარგად ჩანს მთიან რაიონებში, მაგრამ ზოგჯერ ადვილად შეიძინება ვაკიანი ტერიტორიის პირობებშიც. მაგალითად, საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის მაღლობები, როგორცაა ვალდაის ამალეობა, დონეცისა და ტიმანის ქედები, ზღვის დონიდან დიდი სიმაღლით არ ხასიათდება, მაგრამ მათზე გაცილებით მეტი ნალექები მოდის, ვიდრე მათ მახლობლად მდებარე ვაკე ადგილებზე.

საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ტერიტორიაზე, ქედების დასავლეთ კალთებზე, გაცილებით მეტი ნალექები მოდის, ვიდრე აღმოსავლეთ კალთებზე, ხოლო შორეულ აღმოსავლეთში, პირიქით, ქედების აღმოსავლეთი კალ-

თები უფრო ნალექიანია. ვიდრე დასავლეთი კალთები. სსრ კავშირის ევროპულ ნაწილში გაბატონებულია დასავლეთიდან ატლანტის ოკეანის ტენიანი ჰაერის მასების დინებები, ხოლო აღმოსავლეთში — წყნარი ოკეანის ტენიანი ჰაერის მასების დინებები აღმოსავლეთიდან და სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან. კავკასიონის ქედის შავი ზღვისაკენ მიმართულ სამხრეთ კალთებზე გაყო-



ნახ. 41. მდ. არაგვის აუზში ატმოსფერული ნალექებისა და რელიეფის სიმაღლის ზრდის დამოკიდებულების გრაფიკი.

ლებით მეტი ნალექები მოდის, ვიდრე ჩრდილოეთის კალთებზე. აქ სამხრეთ-დასავლეთ კალთაზე. ზღვის დონიდან რელიეფის სიმაღლის მატებასთან ერთად ყოველი 100 მეტრით, ატმოსფერული ნალექები დაახლოებით 50—70 მმ-ით მატულობს. ნალექები ზღვის დონიდან 3000—3500 მმ-დე მატულობს, შემდეგ კი მცირდება. კავკასიონის აღმოსავლეთი ნაწილის სამხრეთ კალთაზე (ზღვის დონ. 400 მ-იდან 2000 მ-დე) ნალექების მატება დაახლოებით 1000 მმ-ს უდრის. ეს უკანასკნელი კარგად ჩანს 41-ე ნახაზიდან.

მთიან მხარეებში ტენიანი ჰაერის მასების შეჭრას ხელს უშლის ამალღებები და ზღვების მიმართ პარალელურად ქედების განლაგება. მაგალითად, პამირის ქედის შიდა ნაწილს ტერიტორიაზე წლიურად 50—60 მმ ნალექი მოდის. მიუხედავად იმისა, რომ მისი სიმაღლე ზღვის დონიდან 3500 მ-ს აღემატება. ქედებზე შორის ღრმა ხეობებსა და ქვაბულებში გაცილებით მცირე ნალექები მოდის, ვიდრე მათ მიმდებარე ქედების კალთებზე.

2. ტყის საფარი და წყლის ზედაპირი სათანადო გავლენას ახდენს ნალექების მოხვლის რაოდენობასა და ტერიტორიულ განაწილებაზე. ტყის საფარი ჰაერს აღმავალი დინების მიმართ ქმნის ხორკლიან ზედაპირს, რაც იწ-

ვევა ტენიანი ჰაერის მასებია შეჩერებას და ამცირებს მის სიჩქარეს. ეს კი ხელს უშლის აღმავალი დინების გაძლიერებას. ეს უკანასკნელი სათანადო პირობებს ქმნის კონდენსაციის და ატმოსფერული ნალექების მოსვლისათვის. მაგრამ ტყეში ხეთა ტოტები, ფოთლები და ღეროები მოაქვს ატმოსფერული ნალექების წყლის ნაწილს აკავებს და ნიადაგის ზედაპირამდე არ უშვებს. ამიტომ ტყის ნიადაგის ზედაპირზე უფრო მცირე ნალექები მოდის წლია განმავლობაში. ვიდრე უტყეო ნიადაგის ფართობებზე.

წყლის ზედაპირის დიდ სივრცეებზე (ზღვები, დიდი ტბები და წყალსაცავები) შემჩნეულია, რომ ნალექები უფრო მცირე რაოდენობით მოდის, ვიდრე ხმელეთის ზედაპირზე. ეს იმით აიხსნება, რომ წლის თბილ პერიოდში წყლის ზედაპირის ტემპერატურა ხმელეთის ზედაპირის ტემპერატურასთან შედარებით დაბალია, ამიტომ ჰაერის ტენიანი მასები წყლის ზედაპირისაკენ ეშვება და კონდენსაცია არ ხდება. წყლის ზედაპირი ამავე დროს ხორკლიანობას მოკლებულია. რის გამოც მცირდება ატმოსფეროს დინამიკური ტურბულენტობა.

§ 88. თოვლის საფარი

ატმოსფერული ნალექების მრავალი სახიდან (თოვლი, სეტყვა, ნამი, რთვილი, ხორხომელა და სხვ.) ჰიდროლოგიური რეჟიმის დასახასიათებლად ყველაზე მნიშვნელოვანია თოვლის საფარი.

თოვლი დედამიწის ზედაპირზე ზამთარში გროვდება. იგი ნიადაგისა და წყალსაცავების ზედაპირის გაყინვის პროცესს ამცირებს. გაზაფხულზე თოვლის დნობა იწვევს მდინარეთა წყალდიდობას, აძლიერებს გრუნტის წყლების საზრდობას.

დედამიწის ზედაპირზე თოვლის საფარის ხანგრძლიობა, სიმაღლე, აიკვრივე და თოვლში წყლის რაოდენობა ძალზე ცვალებადია.

თოვლის საფარის ხანგრძლიობა მაღალი სიგანედებიდან დაბალი სიგანედებისაკენ მცირდება. ანალოგიური პურათი გვაქვს ვერტიკალურ ზონებს შორისაც. მაგალითად. ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანის სანაპიროზე წლის განმავლობაში თოვლი 240—260 დღე ძევს, კასპიის ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ სანაპიროზე კი — 3—4 დღე. კავკასიონის ძალალმთიან ზონაში თოვლის საფარის ხანგრძლიობა 180—200 დღეს აღემატება, კოლხეთის დაბლობზე კი, შაკი ზღვის სანაპიროზე, ზოგჯერ თოვლი სრულებით არ მოდის და, თუ მოვიდა, რამდენიმე დღე ან საათი რჩება დედამიწის ზედაპირზე. დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით თოვლის საფარის ხანგრძლიობა იზრდება. ბალტიის ზღვის სანაპიროზე (ჩ. გ. 60°) თოვლი დედამიწის ზედაპირზე საშუალოდ 70—80 დღის განმავლობაში ძევს, აღმოსავლეთ ციმბირში იმავე სიგანედზე კი 200 დღეზე მეტ ხანს.

საშუალო სიგანედებში თოვლის დაგროვება საშუალოდ ნოემბრის შუა რიცხვებიდან იწყება, მაღალმთიან ზონაში კი — ოქტომბრის შუა რიცხვებიდან.

ჩვენს სიგანედებში თოვლის დნობა თებერვალ-მარტიდან იწყება და აპრილ-მაისამდე გრძელდება. თოვლის დნობას იწვევს მზის სითბური ენერჯია, თბილი ქარები და წვიმები. ჩვეულებრივად თოვლი იმ მომენტიდან იწყებს დნობას, როდესაც ჰაერის საშუალო დღეღამური ტემპერატურა 0°-ს აღემატება, თუმცა შეიძლება თოვლმა დნობა დაიწყოს მზის რადიაციის მოქმედების შედეგად უარყოფითი ტემპერატურის დროსაც.

თოვლის დნობის პროცესს თან მოჰყვება პირველად მოსული თოვლის აქ-
კრების გადიდება. თოვლის სიმკვრივე აგრეთვე იზრდება თოვლის სიმაღლის
ზრდასთან ერთად.

თოვლის სიმკვრივე გამოიანგარიშება ფორმულით: $\sigma = \frac{g}{w}$. სა-

დაც σ თოვლის სიმკვრივეა, g —თოვლის წონა გრამებში, w —თოვლისაგან
მიღებული წყლის მოცულობა სმ³.

თოვლში წყლის სვეტის სიმაღლე მიიღება შემდეგი გამოანგარიშებით:
 $h' = \sigma \cdot h$, სადაც h' თოვლის დნობით მიღებული წყლის სვეტის სიმაღლეა, h —
ადგილზე თოვლის სიმაღლე, σ — თოვლის სიმკვრივე.

მაგალითად, თუ თოვლის მოცულობა უდრის 1000 სმ³-ს, მისი წონა—400 გ-ს.
მაშინ თოვლის სიმკვრივე იქნება $\sigma = \frac{400 \text{ გ}}{1000 \text{ სმ}^3} = 0,40$; თუ თოვლის სიმაღლე
80 სმ-ია, მაშინ გამდნარი თოვლის წყლის სვეტის სიმაღლე იქნება
 $h' = 80 \text{ სმ} \times 0,40 = 32 \text{ სმ}$.

ახლად მოსული თოვლის სიმკვრივე საშუალოდ 0,1 უდრის, დიდი ხნისა —
0,15—0,20; ზამთრის ბოლოს კი იგი 0,35—0,40-ს აღწევს.

თოვლის გასაზომად სხვადასხვა ხერხს იყენებენ. მათ შორის უფრო მიღე-
ბულია: 1) თოვლის გაზომვა წვიმსაზომის საშუალებით; 2) ადგილზე მუდმივი
თოვლსაზომი ლარტყების მოწყობით და 3) თოვლზომითი აგეგმვით.

1. თოვლის გაზომვა წვიმსაზომის საშუალებით გამოიყენება ყველა მეტე-
ოროლოგიურ სადგურში. მოსული თოვლის რაოდენობას ანგარიშობენ წვიმსა-
ზომში ჩაცენილი თოვლის გადნობით და თოვლიდან მიღებული წყლის სვეტის
სიმაღლის გაზომვით ისე, როგორც წვიმის წყალს ზომავენ მილიმეტრებში.

2. თოვლსაზომი ლარტყების საშუალებით მეტეოროლოგიურ სადგურებში
სისტემატურად ზომავენ თოვლის სიმაღლეს წინასწარ დადგმულ ლარტყებზე
სანტიმეტრებში. თოვლის სიმკვრივეს მეტეოსადგურებში სასადგურო თოვლ-
საზომით ზაზღვრავენ. სასადგურო თოვლსაზომი წარმოადგენს ლითონის ცი-
ლინდრს, რომლის დიამეტრი 100 სმ-ია. ცილინდრს გარედან აქვს დანაყოფე-
ბი სანტიმეტრებში. ცილინდრს ჩაუშვებენ თოვლში მთელ სიღრმეზე. ცი-
ლინდრიდან სინჯის აღებისას რომ თოვლი არ გამოცვივდეს, მას ამოუღებენ
ნიჩაბს. აღებული თოვლის სვეტის მოცულობას, რომელიც 100 n სმ³ უდრის (n :
დანაყოფების რაოდენობაა ცილინდრზე), ათავსებენ ვედროში და მეტეოსადგურ-
ში ოთახის ტემპერატურაზე ადნობენ. მდნარი წყლის რაოდენობას ზომა-
ვენ გრადუირებული ჰიქით. თუ წყლის მოცულობა p სმ³ იყო, მაშინ თოვლის
სიმკვრივე იქნება $\sigma = \frac{p}{100 n} = 0,01 \frac{p}{n}$; მეტეოროლოგიური სადგურების მი-
ერ ჩატარებული თოვლის გაზომვა არ გვაძლევს ზუსტ ცნობებს ამა თუ იმ
ტერიტორიაზე თოვლის საფრის სიღრმის შესახებ.

3. თოვლზომითი აგეგმვა სხვადასხვა რელიეფის პირობებში თოვლის გა-
ნლაგების უფრო ზუსტ სურათს გვაძლევს. თოვლზომითი აგეგმვა ორი სახე-
საა: ა) წინასწარ გათვალისწინებული პუნქტების მიხედვით და ბ) სამარშრუტო
აგეგმვის მიხედვით. თოვლზომის მიხედვით ასხვავებენ: ა) აგეგმვას პროფი-
ლებით, როდესაც თოვლს ზომავენ პროფილების გაყოლებით და ბ) აგეგმვას:

ფართობის მიხედვით. ამ შემთხვევაში ასაგეგმავ ტერიტორიას ყოფენ პრაქტულ სწორკუთხედად და თოვლს ზომავენ მათ კუთხეებში.

თოვლზომითი აგეგმვის ჩასატარებლად უნდა გექონდეას ასაგეგმავი ტერიტორიის მსხვილმასშტაბიანი რუკა ან გეგმა, რომელზედაც წინასწარ იქნება აღნიშნული გასაზომი წერტილები. აეთი წერტილები შეირჩევა ეაკე ადგილზე, ქედის სამხრეთ და ჩრდილო კალთებზე, ხეობის ფსკერზე, ტყეების ხაპირების გასწვრივ, ტყეში, დასახლებულ ადგილებში და ა. შ.

გასაზომ წერტილებთან აწყობენ თოვლსაზომ ლარტყებს, რომლებზეც ათვლა დეკადაში ერთხელ წარმოებს. იმ წერტილებზე, სადაც მუდმივი ლარტყები არ იყო მოწყობილი, გაზომვას აწარმოებენ გადასატანი ლარტყების საშუალებით. თოვლის სიმაღლის გაზომვასთან ერთად სწავლობენ თოვლის სიკვრივეს საველე სასწორისებრივი თოვლსაზომით.

საველე სასწორისებრივი თოვლსაზომი განსხვავდება სადგურის თოვლსაზომისაგან. მას აქვს ე. წ. ცალსასწორი თოვლის სინჯის ასაწონად. თოვლის სიკვრივე განისაზღვრება ცალსასწორის გრადუირებული სკალის ჩვენებისა და თოვლის კვეთის ფართობის საფუძველზე. იგი წარმოადგენს სასწორის სკალის ჩვენების შეფარდებას თოვლის სვეტის სიმაღლის ნამრავლთან 10-ზე. ე.

$$\sigma = \frac{5n}{50a} = \frac{n}{10a}$$

სადაც n სასწორის სკალაზე აღებული ანათალის რიცხვია (სასწორის თითოეული დანაყოფის მნიშვნელობა 5 გრამს უდრის). a — ანათვლი თოვლსაზომი ცილინდრის სკალაზე სმ-ობით. 50 სმ² თოვლსაზომი ცილინდრის კვეთის ფართობია.

თოვლსაზომით წყლის სვეტის სიმაღლე განისაზღვრება სასწორის სკალაზე მარტივი ათვლით:

$$\frac{5n \text{ სმ}^2}{50 \text{ სმ}^2} = \frac{n}{10} = \frac{10n}{10} \text{ მმ} = n \text{ მმ}, \text{ რადგან თოვლის სვეტის წონა } 5n \text{ გრამი}$$

შეესატყვისება $5n$ სმ² წყლის მოცულობას; ამ მოცულობის გაყოფით კვეთის ფართობზე (50 სმ²) მიიღება წყლის სვეტის სიმაღლე, გამოსახული მილიმეტრებში.

სამარშრუტო აგეგმვა წარმოებს კელად გადასატანი ლარტყებიან და საველე სასწორისებრივი თოვლსაზომის საშუალებით. წერტილებს შორის მანძილს ზომავენ ბაფთით, ნაბიჯით ან ნაბიჯზომით და სხვ. გასაზომ წერტილებზე აიღება თოვლის სინჯი, იქვე განისაზღვრება თოვლის სიმაღლე, სიმკვრივე და თოვლში წყლის მარაგი. ყველა ეს მონაცემი ჩაიწერება საპიკეტაჟო ჟურნალში, ხოლო წერტილს. სადაც სინჯი აიღეს, აღნიშნავენ გეგმაზე ან რუკაზე.

აგეგმვის მონაცემების მიხედვით გეგმაზე ან რუკაზე აღნიშნავენ თოვლის საფრის სიმაღლეს იზოხაზებით და ააგებენ თოვლის სიმკვრივის განაწილების სქემას. წყლის მარაგის გასაანგარიშებლად შეიძლება იზოხაზების საშუალებით იქნეს გეგმა შედგენილი.

აგეგმვის შედეგად მიღებული მონაცემების (თოვლის საფრის სიმაღლე, სიმკვრივე და წყლის მარაგი) მიხედვით ადვილად გამოიანგარიშება აგეგმილ ფართობზე მათი საშუალო მნიშვნელობები. თოვლში წყლის მარაგი გამოიანგარიშება წყლის სვეტის საშუალო სიმაღლისა და აგეგმილი ფართობის ნამრავ-

ლით, ე. ი. $A = \sum h'_i \cdot \omega_i = h'_1 \omega_1 + h'_2 \omega_2 + \dots + h'_n \omega_n$, სადაც A არის აგეგმილ ფართობზე თოვლის წყლის მარაგი, h'_i — წყლის სვეტის სიმაღლე და ω_i — ფართობი აგეგმილი ტერიტორიის იზონაზებს შორის.

აუზში მოსული თოვლის წყლის მთელი მარაგი მდინარის ჩამოხადების წარმოქმნაში მოლიანად არ ღებულობს მონაწილეობას: წყლის ნაწილი აორთქლებაზე იხარჩება. ნაწილი გრუნტის წყლების შევსებაზე მიდის, ხოლო ნაწილი აუზის ზედაპირის უარყოფით ფორმებს ავსებს. რაც ისევ აორთქლებასა და ნიადაგში ჩაქონებაზე მიდის.

§ 67. მდინარეთა აუზებში საშუალო ნალექების გამოანგარიშების ხარხაზი

მდინარეთა ჩამონადენის დამახასიათებელი ნიშნებისა და ჰიდროლოგიური პრიციპების შესასწავლად უფრო მნიშვნელოვანია აუზის საშუალო ნალექების ცოდნა. ვიდრე ცალკეული მეტეოსადგურების მიერ აღრიცხული ნალექებისა. რადგანაც მდინარის ჩამონადენი ფორმირდება აუზის მთელ ტერიტორიაზე მოსული ატმოსფერული ნალექებისა და სხვა პროცესების შედეგად. აუზის საშუალო ნალექებსა და მდინარის საშუალო ჩამონადენს შორის მტკიცე კავშირია. ამიტომ საჭიროა ვიცოდეთ აუზის ტერიტორიაზე მოსული ატმოსფერული ნალექების საშუალო რაოდენობა.

აუზში საშუალო ნალექების გასაანგარიშებლად რამდენიმე ხერხი არსებობს. მათ შორის ყველაზე მარტივია საშუალო არითმეტიკული ხერხი, რომელიც კარგ შედეგს იძლევა. როდესაც აუზს ერთგვაროვანი ვაკე რელიეფი აქვს. ხოლო მეტეოსადგურების ქსელი ხშირია. საშუალო არითმეტიკული ნალექების გამოანგარიშებლად აუზში არსებული ყველა მეტეოსადგურის მიერ აღრიცხულ ნალექებს აჯამებენ და ყოფენ მეტეოსადგურების რიცხვზე.

კვადრატების ხერხით საშუალო ატმოსფერული ნალექების გამოანგარიშებლად აუზის მთელ ფართობს დაყოფენ თანაბარ კვადრატებად. თუ კვადრატში რამდენიმე მეტეოსადგურია. მათი მონაცემებიდან გამოიანგარიშება კვადრატისათვის საშუალო არითმეტიკული ნალექების რაოდენობა, ხოლო იმ კვადრატისათვის, სადაც მეტეოსადგური არ არის, ნალექებს ვიღებთ ექსტრაპოლაციის წესით: შევაჩამებთ ყველა კვადრატის საშუალო ნალექებს და გავყოფთ კვადრატების რიცხვზე. მიიღება საშუალო არითმეტიკული ნალექების რაოდენობა აუზისათვის.

იზოჰიეტების მეთოდი გამოიყენება საშუალო ნალექების დეტალური გაანგარიშებისათვის. ამისათვის ვიღებთ იზოჰიეტების რუკას, პლანიმეტრის დახმარებით გამოვიანგარიშებთ ორ მეზობელ იზოჰიეტს შორის ფართობს და ვამრავლებთ აღებულ იზოჰიეტების საშუალო ნალექებზე. ასევე მოვიქცევით ყველა იზოჰიეტის მიმართ; მათი საერთო ჯამი მოგვცემს აუზის ნალექების მთელ მოცულობას. მას ვყოფთ აუზის მთელ ფართობზე და მივიღებთ აუზისათვის საშუალო ნალექებს. ე. ი.

$$x_0 = \frac{\frac{x_1 + x_2}{2} \cdot f_1 + \frac{x_2 + x_3}{2} \cdot f_2 + \dots + \frac{x_n + x_{n-1}}{2} \cdot f_n}{F},$$

სადაც f_1, f_2 და f_n ორ იზოჰიეტს შორის ფართობია, x_1, x_2, x_3, x_n — იზოჰიეტების ნალექის რაოდენობა, ხოლო F — აუზის ფართობი.

აორთქლება მნიშვნელოვან როლს ასრულებს წყლის ბალანსის გაბტოლებაში. მის რაოდენობაზე დიდად არის დამოკიდებული მდინარეთა წყლიანობა და რეჟიმი. მიუხედავად ამისა, მისი ქვეშარიტი კანონები ჯერ კიდევ ნაკლებად არის გამოკვლეული, რაც იმით აიხსნება, რომ ხელოვნურ პირობებში აორთქლებაზე დაკვირვება დიდად განსხვავდება ბუნებრივ პირობებში მიმდინარე აორთქლებისაგან. ბუნებაში არჩევენ სამი სახის აორთქლებას: 1) აორთქლებას წყლის ზედაპირიდან, 2) აორთქლებას ნიადაგის ზედაპირიდან და 3) აორთქლებას მცენარეული საფარიდან (ტრანსპირაცია).

აორთქლებაზე დაკვირვება ძირითადად ხელოვნურ პირობებში წარმოებს სხვადასხვა იარაღების საშუალებით. მათ მიერ აღრიცხული მონაცემები დიდად განსხვავდება ბუნებაში არაებული აორთქლებისაგან. ამიტომ მას, ბუნებრივი აორთქლებისაგან განსხვავებით, აორთქლებადობას უწოდებენ.

1. აორთქლების შესწავლას წყლის, თოვლისა და ყინულის ზედაპირიდან მეტად დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. მას მოითხოვს ხელოვნური წყალსაცავების მშენებლობა, რომელთა დაპროექტების დროს გათვალისწინებულ უნდა იქნეს წყალსაცავიდან აორთქლებაზე დაკარგული წყლის რაოდენობა. მაგალითად. ციმლიანსკის წყალსაცავიდან ყოველწლიურად 2,6 მილიარდი კუბური მეტრი წყალი აორთქლებაზე იხარჯება, ვოლგოგრადის წყალსაცავიდან — 3,1 მილიარდი კუბური მეტრი და ა. შ. წყალსაცავში დაგროვილი წყლის საერთო მარაგიდან გამორიცხულ უნდა იქნეს აორთქლებული წყლის მასა.

ბუნებრივი წყლის ზედაპირიდან აორთქლებაზე დაკვირვება ჩვენს ქვეყანაში 30—40 წლის წინ დაიწყო. დაკვირვებისათვის იყენებდნენ სხვადასხვა ხელსაწყოს. რომელთა შორის ყველაზე უფრო მიღებული იყო ლერმონტოვ-ლიუბოსლავსკის ამორთქლებელი. შემდეგში იგი შეცვალეს ლენინგრადის სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტის სისტემის ამორთქლებლით „ГГН 3000“, რომელიც ცილინდრული ქვაბია კონუსისებრი ფსკერით. ქვაბის ღერძის სიმაღლე 605 მმ-ს უდრის, დიამეტრი—618 მმ-ს, ზედაპირის ფართობი — 3000 კვ. სმ-ს. ქვაბის შიგნით ვერტიკალურად დამაგრებულია 8 10 მმ დიამეტრის მქონე ლითონის მილი, რომელზედაც ზემოდან დაკვირვების დროს ათავსებენ ბიურეტს. ამ უკანასკნელს მოწყობილი აქვს დასახური და გასაღები სარქველი. სარქველი იხურება და იღება ხრახნზე დამაგრებული ბერკეტით. ბიურეტის გაღებისას მასში შედის წყალი და ივსება ამორთქლებელ ქვაბში მოთავსებულ წყლის დონემდე. წყლით გავსების შემდეგ სარქველს იმავე ბერკეტის საშუალებით ხურავენ, ხსნიან მილიდან და ბიურეტში მოთავსებულ წყალს დანაყოფებიან შუშის სინჯარაში ასხამენ, რომლის ერთი დანაყოფი შეესატყვისება ამორთქლებლის წყლის სვეტის სიმაღლის 0,05 მმ-ს. საშობი დანაყოფებიანი სინჯარიდან ათვლის შემდეგ წყალს უკანვე ასხამენ ამორთქლებელში.

ამორთქლებელს „ГГН—3000“ აწყობენ წყლის ზედაპირზე სპეციალურად მოწყობილ ხის ჩარჩოზე, ასევე ნიადაგის ზედაპირზე წყალსაცავების მახლობლად ან სხვა ადგილზე. ნიადაგის ზედაპირზე ამორთქლებელს მოათავსებენ ორმოში ისე, რომ ზევით 6—10 სმ დარჩეს; მას გაკეთებული აქვს „წარბი“ იმისათვის, რომ ზედაპირიდან წყალი არ ჩავიდეს. ამორთქლებლის გვერდით მკუთრე ჩარჩოზე ან ნიადაგის ზედაპირზე აწყობენ წვიმსაზომს, რომლის ზედა-

პირის ფართობი აგრეთვე 3000 კვ. სმ-ია. წვიმსაზომის მიღები ნაწილ თავს-
დება ცილინდრული ქვების ზევით. ქვაბში ჩადგმულია ვედრო, რომელშიაც
წვიმსაზომიდან წყალი ჩადინება სპეციალური ხერხის საშუალებით: ვედრო-
ში ჩასული წვიმის წყლის რაოდენობა იზომება დანაყოფებიანი ქიქით. ამორთქ-
ლებელ დანადგართან დაკვირვებას აწარმოებენ: 1) აორთქლებასა და ნალექებ-
ზე; 2) წყლისა და ჰაერის ტემპერატურაზე; 3) ქარის სიჩქარესა და მიმარ-
თულებაზე და 4) ჰაერის ტენიანობაზე. დაკვირვება ტარდება დილის 8 საათსა
და საღამოს 20 საათზე. დაკვირვების მასალები შეაქვთ სპეციალურ ყურნალში.
შემდეგ ამუშავებენ საშუალო დღიური, თვიური და წლიური აორთქლების
რაოდენობას და აგებენ ქრონოლოგიურ გრაფიკებს. წვიმსაზომით მიღებულ

წყლის რაოდენობას ანგარიშობენ ფორმულით: $x = \frac{1}{60} \cdot n$, სადაც $\frac{1}{60}$ შეესატ-

ყვისება 3000 სმ წვიმსაზომის ფართობს, გაყოფილს 5-ზე (დანაყოფები-
ანი წვიმსაზომი ქიქის ერთი დანაყოფი 5 კუბურ სანტიმეტრს შეესაბამება, ეს
კი 3000 სმ³/სმ მმ წყლის ჰვეტის სიმაღლეს უდრის); n წვიმსაზომ ქიქაზე ათე-
ლილი დანაყოფების რიცხვია.

აორთქლებული წყლის ფენის სიმაღლე გამოიანგარაშება ფორმულით:

$x = \frac{1}{20} (m_1 - m_2) + x$, სადაც $1/20$ ბიურეტიდან გადმოსხმული წყლის

რაოდენობაა დანაყოფებიან სინჯარაში, რომლის ფართობიც 1 სმ²-ს უდრის და
შეესატყვისება 0,05 მმ წყლის ფენის სიმაღლეს; m_1 საზომი სინჯარის პირ-
ველი ანათვალა (წინა დღის ან დილის 8 საათზე გაზომილი), m_2 —მეორე
ანათვალი (საღამოთი ან წინა დღით გაზომილი), x ნალექების რაოდენობაა.

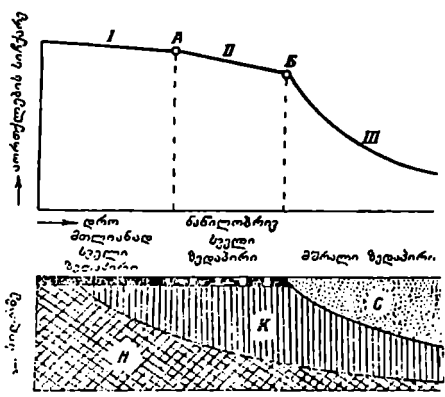
ამორთქლებელთა მონაცემების სიზუსტე დამოკიდებულია მთელ რიგ
ფაქტორებზე. რამდენადაც დიდია ამორთქლებელში წყლის ზედაპირი, იმდე-
ნად ზუსტია აორთქლებული წყლის რაოდენობის მონაცემები, რადგან დიდ
ამორთქლებლიდან თავსხმა წვიმების დროს წყალი ნაკლებად ამოშხვდებ-
და. მცირე ზომის ამორთქლებლის ნაპირების გათბობა გაცილებით უფრო ად-
ვილად ხდება, რაც აორთქლებას ადიდებს დიდ ამორთქლებელთან შედარებით.

საბჭოთა კავშირში დიდი ამორთქლებელი მოწყობილ იქნა ქ. ერშოვის მახ-
ლობლად 1935 წელს; მისი აუზის დიამეტრი 12 მ-ს უდრის, სიღრმე — 2 მ-ს.
წყლის სარკის ფართობი — 112,5 კვ. მ-ს, წყლის მოცულობა—266 კუბ.
მეტრს. ამჟამად ჩვენში დიდი ამორთქლებელი მრავალ ადგილზეა მოწყობილი.
დიდი მოცულობის ამორთქლებლები ჰაესებით აკმაყოფილებს წყლის ზედა-
პირიდან აორთქლების მონაცემების სიზუსტეს.

აორთქლება თოვლისა და ყინულის ზედაპირიდანაც წარმოებს. ზოგიერთ
შემთხვევაში თოვლისა და ყინულის ზედაპირიდან აორთქლება შეიძლება
მეტე იყოს, ვიდრე წყლის ზედაპირიდან. ამ შემთხვევაში მთავარ ფაქტორს ქა-
რი წარმოადგენს. თოვლისა და ყინულის ზედაპირიდან აორთქლება იზომება იმ
ხელსაწყოებით, რომელთაც ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების გასაზომად
ხმარობენ.

2. აორთქლება ხმელეთის ზედაპირიდან ორ ნაწილად
იყოფა: ა) აორთქლება ნიადაგის ზედაპირიდან და ბ) აორთქლება მცენარეული
საფარიდან (ტრანსპირაცია). ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების ძირითადი მი-

ზეზია სხვაობა ნიადაგის ფენებში არსებულ წყლის ორთქლის წნევასა და ზედაპირულ ნაწილში არსებულ ორთქლის წნევას შორის. ნიადაგიდან აორთქლება იმდენად ნაკლებია, რამდენადაც დიდია ნიადაგის შშრალი ფენის სისქე. ტალღისებური და მქისე ზედაპირის მქონე ნიადაგი უფრო მეტ წყალს აორთქლებს, ვიდრე ბრტყელი და გლუვი ზედაპირი. ნიადაგიდან აორთქლება დამოკიდებულია ნიადაგის მექანიკურ შედგენილობაზე; აორთქლებისათვის მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე ნიადაგის ფერს. აორთქლება იზრდება ღიადან შავ ფერზე გადასვლასთან ერთად.



ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლებისათვის მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე ადგილის რელიეფსა და მთის კალთების ექსპოზიციას; სამხრეთი კალთებიდან მეტი აორთქლება, ვიდრე ჩრდილო კალთებიდან, რამდენადაც მზის სხივების დაცემის კუთხესთან ერთად აორთქლებაც იზრდება.

ნახ. 42. ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლების პროცესების სქემა (პ. ს. კოსოვიჩის მიხედვით). A — პირველი და B — მეორე კრიტიკული წერტილები, H — წყლით გაჯერებული ნიადაგი, K — კაპილარული წყლის ამოსვლის ფენა, C — შშრალი ფენა.

ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლებას ამაორთქლებლებით ანგარიშობენ. არსებობს ნიადაგის ამაორთქლებლის რამდენიმე სისტემა; მათ შორის სსრ კავშირში უფრო მიღებულია რიკაჩევისა და ლენინგრადის სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტის „ГГИ — 500—50“ ამაორთქლებლები. მათი ზედაპირის ფართობი 500 კვ სმ-ს უდრის, სიმაღლე კი — 50 სმ-ს.

აორთქლებას ნიადაგიდან საზღვრავენ ამაორთქლებელში მოთავსებული ნიადაგის აწონებით. აორთქლება გამოიანგარიშება ფორმულით: $E = 0,02(P_1 - P_2) + x - y$, სადაც E აორთქლების რაოდენობაა, P_1 — მონოლიტის პირველი წონა, P_2 — მეორე წონა, x — ნალექები მმ, y — ამაორთქლებლიდან გაფონილი წყლის რაოდენობა; 0,02 — კოეფიციენტი, რომელიც მიიღება 1/ს. 10 მმ, როცა $s = 500$ სმ; s არის ამაორთქლებლის ზედაპირის ფართობი სმ².

პ. ს. კოსოვიჩი ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლებას სამ სტადიად ყოფს: პირველ სტადიაში, როცა ნიადაგის ზედაპირი მთლიანად სველია, აორთქლება ინტენსიურად მიმდინარეობს. აორთქლების შედეგად შემცირებული ტენიანობის აღდგენა ხდება ნიადაგის ქვედა ფენიდან ამოსული კაპილარული წყლით. ამ პერიოდს ეწოდება მუდმივი აორთქლების პირველი სტადია. ამ დროს აორთქლება დამოკიდებულია გარეგან მეტეოროლოგიურ ფაქტორებსა და აორთქლების სიდიდეზე (ნახ. 42).

მეორე სტადიაში დროის რომელიმე მომენტიდან ნიადაგის ზედაპირზე

ქვევიდან კაპილარული წყლის მოწოდება მცირდება. რის გამოც (კრიტიკული წერტილი A) აორთქლება მცირდება და ნიადაგზე მშრალი უბნები ჩნდება. აორთქლების სიდიდე ამ პერიოდში ნაწილობრივ გარეშე მეტეოროლოგიური პირობებითა და ქვევიდან წყლის მოწოდების ინტენსივობით განისაზღვრება. ესტადია დაარულდება იმ მომენტში, როდესაც ნიადაგის ზედაპირი მთლიანად გაშრება (კრიტიკული წერტილი B). მესამე სტადიაში აორთქლება მთლიანად დამოკიდებულია ქვევიდან ტენის ამოკვლავზე ნიადაგის ზედაპირზე.

უფრო რთული მოვლენაა მცენარეებიდან აორთქლების პროცესები. მცენარეები წყალს იწოვს ნიადაგიდან, ატარებს თავის ღეროში. შემდეგ კი მას ფოთლებიდან აორთქლებს. ფოთლები და ღერო მოსული ატმოსფერული ნალექების ნაწილსაც იჭერა და თავისი ზედაპირიდან აორთქლებს. ამგვარად, აორთქლება უმჯობესია განისაზღვროს არა ცალკე კატეგორიების მიხედვით, არამედ მთელი აუზის ფართობიდან.

§ 50. აორთქლება მდინარის აუზის ზედაპირიდან

მდინარის აუზში ჰიდროლოგიური პროცესების გამოკვლევისათვის ზოგჯერ აუცილებელია განისაზღვროს აორთქლების რაოდენობა არა ცალკეული ელემენტებიდან (წყლის ზედაპირიდან, ნიადაგებიდან და მცენარეულობიდან), არამედ — მთლიანად აუზიდან. მრავალწლიური პერიოდისათვის აუზის მთლიანი აორთქლება განისაზღვრება წყლის ბალანსის განტოლებით: $z_0 = x_0 - y_0$. ეს მეთოდი სხვა მეთოდებთან შედარებით უფრო მარტივია და ზუსტი. იგი საშუალებას გვაძლევს აორთქლების რუკების შესადგენად.

როგორც წყლის ბალანსის განტოლებიდან ჩანს, თუ ვიცით აუზში მოსული ატმოსფერული ნალექებისა და აორთქლების რაოდენობა, ადვილად შეგვიძლია განვსაზღვროთ იმავე აუზისათვის ჩამონადენის რაოდენობა.

ადრე, როდესაც უცნობი იყო საკმაოდ სიამედო ხერხები შეუსწავლელ მდინარეთა მრავალწლიური საშუალო ჩამონადენის გამოსაანგარიშებლად, დიდი ყურადღება ექცეოდა მდინარეთა აუზის ზედაპირიდან ჯამური აორთქლების განსაზღვრას.

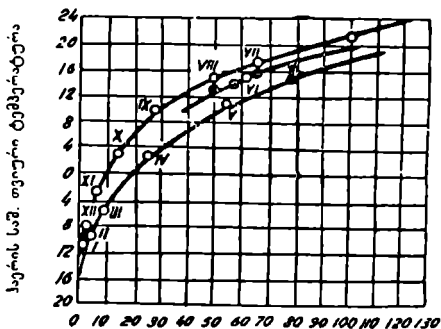
1911 წელს ე. მ. ოლდეკოპმა თავის ნაშრომში „აორთქლება მდინარეთა აუზების ზედაპირიდან“ მოგვცა აორთქლებისა და ნალექების ურთიერთდამოკიდებულების მრუდის ზოგადი ანალიზური განტოლება:

$$z = z_0 th \left(\frac{x_0}{z_0} \right),$$

სადაც z აუზის ზედაპირიდან მრავალწლიური საშუალო აორთქლების რაოდენობაა. x_0 — მრავალწლიური საშუალო ნალექების რაოდენობა, z_0 — მოცემული აუზისათვის შეესაძლებელი მაქსიმალური აორთქლება, th — ჰიპერბოლური ტანგენის სიმბოლო. ამ მრუდის შედგენის დროს ე. მ. ოლდეკოპი გამოდიოდა შემდეგი მოსაზრებებიდან: მდინარის აუზში მოსული მცირე ნალექები მთლიანად იხარჯება აორთქლებაზე. ნალექების მომატების შემთხვევაში აორთქლების რაოდენობა აუზის ზედაპირიდან იზრდება. მისი მატება გრძელდება შენაბამისი ნალექების რაოდენობამდე. შემდეგში ნალექების მატება აღარ იწვევს აორთქლების ზრდას, არამედ ზედმეტი ნალექები მიდის მდინარეთა ჩამონადენის ფორმირებაზე, ხოლო აორთქლების რაოდენობა მუდმივი რჩე-

ბა. ნალექების ამ ზღვრულ სიდიდეს ე. მ. ოლდეკომა „შესაძლებელი მაქსიმალური აორთქლება“ უწოდა.

1934 წელს პ. ს. კუზინმა მოგვცა გრაფიკი მდინარეთა აუზების ზედაპირიდან აორთქლების გამოსაანგარიშებლად (ნახ. 43). იგი შედგენილია ზემო ვოლგის წყალშემკრები აუზის მონაცემების მიხედვით. მისი გამოყენება შეიძლება ანალოგიურ კლიმატურ პირობებში საშუალო აორთქლების გამოსაანგარიშებლად. პ. ს. კუზინის გრაფიკი აორთქლების გამოსაანგარიშებლად ვარგისია ქარბი ტენიანი ზონისათვის. იგი წარმოადგენს დამოკიდებულების მრუდს მდინარეთა აუზების ზედაპირის საშუალო თვიურ აორთქლებასა და ჰაერის საშუალო თვიურ ტემპერატურას შორის. წლის სხვადასხვა პერიოდში ნიადაგისა და ჰაერის სხვადასხვა ტენიანობის გრაფიკს შეესატყვისება სამი მრუდი. თითოეული მათგანი უპასუხებს პერიოდის განსაზღვრულ ტენიანობას.



აორთქლების თვიური ჯამი მმ-ში.

ნახ. 43 პ. ს. კუზინის გრაფიკი მდინარეთა აუზების ზედაპირიდან აორთქლების გამოსაანგარიშებლად.

ნიადაგის ტენიანობის შესწავლის საფუძველზე ბ. ვ. პოლიაკოვმა შეადგინა გრაფიკები საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის მდინარეთა აუზების თვიური აორთქლების ჯამის გამოსაანგარიშებლად. ამ გრაფიკებზე აორთქლების სიდიდე დამოკიდებულია საშუალო თვიურ ტემპერატურასა და ატმოსფერულ ნალექებზე (ნახ. 44).

1-ლი გრაფიკი გამოიყენება იანვარში, შემდეგ კი ზამთრის თვეებში აორთქლების გამოსაანგარიშებლად, მე-2 გრაფიკი — აორთქლების გამოსაანგარიშებლად დადებითი საშუალო თვიური ტემპერატურების დადგომის პირველი თვიდან. მე-3 და მე-4 გრაფიკებზე აითვლება აორთქლების რაოდენობა ჰეორე და მესამე თვეებისათვის დადებითი ტემპერატურების დროს. მე-5 გრაფიკზე კი — ჰეორე და შემდეგი თვეების აორთქლება უარყოფითი ტემპერატურის დადგომამდე.

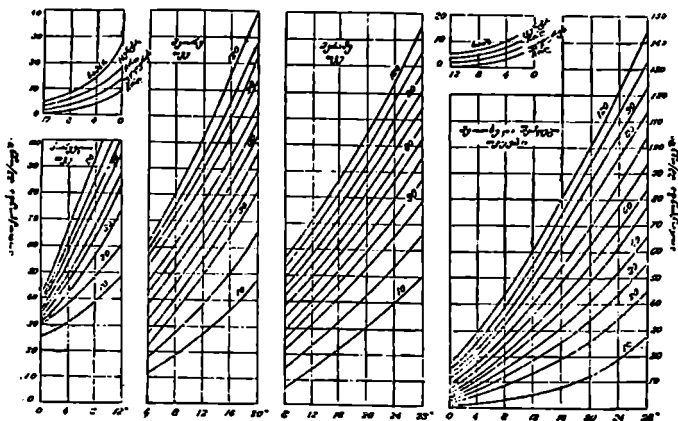
ხმელეთის ზედაპირიდან აორთქლების გაანგარიშების მეთოდი რადიაციული ბალანსის საფუძველზე დაამუშავა მ. ი. ბუდიკომ. მისი აზრით, აორთქლებისა და ნალექების შეფარდება, ე. ი. $\frac{Z}{X}$, $\frac{R}{L}$ -ს ფუნქცია, სადაც R არის რადი-

აციული სითბოს ნაკადი წლის განმავლობაში კილოგრამ კალორიებში 1 კვ. სანტიმეტრზე. L აორთქლების ფარული სითბოა. იგი 0.6 კილოგრამ კალორია უდრის სმ²-ზე. უდაბნოს რაიონებში ატმოსფერული ნალექების სიმცირისა და მაღალი რადიაციული ბალანსის გამო მთელი ატმოსფერული ნალექები აორთქ-

ლებაზე იხარჯება, ე. ი. $\frac{Z}{X}$ მიისწრაფვის ერთისაკენ. ნალექების გადიდების

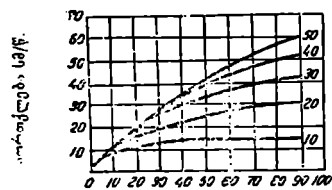
შეტხვევაში აორთქლების რაოდენობა იზრდება, მაგრამ არ შეიძლება მაქსიმალური აორთქლების შესაძლებელ სიდიდეს გადაცილდეს: ამ შემთხვევაში:

$$Z_0 = \frac{R}{L}$$



ნახ. 44. ბ. ვ. პოლიაკოვის გრაფიკები მდინარეთა აუზებიდან აორთქლების ნორმის გამოსაანგარიშებლად.

ბ. ვ. ბუდიკომ აორთქლების (Z), რადიაციული ბალანსისა (R) და ატმოსფერულ ნალექების (X) ურთიერთდამოკიდებულება მიიღო ძალიან რთული მათე-



ნალექები სმ/წ

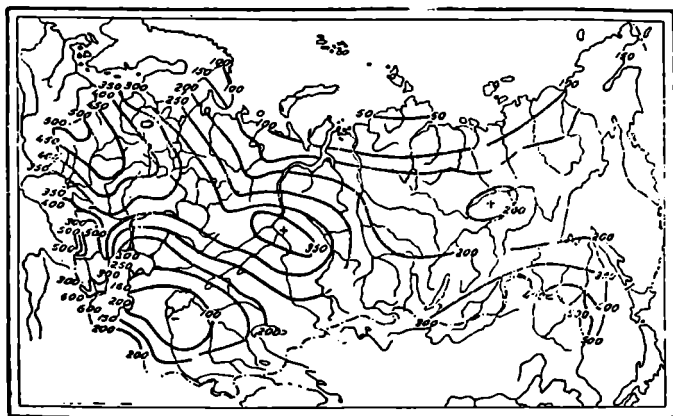
ნახ. 45. მ. ი. ბუდიკოს ნომოგრამა ხმელეთის ზედაპირიდან აორთქლების გამოსაანგარიშებლად. მრუდებზე აღნიშნული რიცხვები რადიაციული ბალანსია კილოგრამ კალორიებით ერთ კვ. სანტიმეტრზე წელიწადში.

მატიკური განტოლებით. აღნიშნული ელემენტების დამოკიდებულების გადვილების მიზნით მან ააგო ნომოგრამა, რომელიც მოცემულია 45-ე ნახაზზე.

წყლის ბალანსის განტოლებით და ზემოაღნიშნული ხერხებით შეიძლება განვსაზღვროთ ხმელეთის ზედაპირიდან წლიური აორთქლების რაოდენობა და მიღებული მონაცემების საფუძველზე შევადგინოთ აორთქლების რუკა შესასწავლი ტერიტორიისათვის. ასეთი რუკა საბჭოთა კავშირის ტერიტორიისათვის შეადგინა პ. ს. კუზინმა (ნახ. 46).

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე აორთქლების წლიური რაოდენობა ზონალურ ხასიათს ატარებს. ყველაზე მცირე აორთქლების რაოდენობით ხასიათდება (100 მმ და მცირე) ჩრდილო რაიონები, შემდეგ აორთქლება მატულობს და მაქსიმუმს აღწევს ტყის ზონის უკიდურეს სამხრეთ ნაწილში (500 მმ), შემდეგ ისევ მცირდება და მინიმუმამდე დადის შუა

ახის უდაბნოების ნაწილში (100 მმ-ზე ნაკლები). აორთქლება დიდ რაოდენობას აღწევს აგრეთვე ჭაობიან ადგილებში კოლხეთის დაბლობზე, დასავლეთ ციმბირის დაბლობში და სხვ. პ. ს. კუზნის მონაცემებით აორთქლება ცალკეულ



ნახ. 46. ხმელეთის ზედაპირის წლიური აორთქლების რუკა მმ-ით (პ. ს. კუზნის მიხედვით).

ზონებს შორის შემდეგნაირად ნაწილდება: ტუნდრის ზონაში — 100—150 მმ, ტყე-ტუნდრის ზონაში—150—200 მმ. ტყის ზონაში—250—500 მმ, ტყე-ველის ზონაში — 500—300 მმ, ველის ზონაში — 300—200 მმ, ველიანი უდაბნოების ზონაში — 200—100 მმ. მთიან ადგილებში განედურ ზონალობას ცვლის ვერტიკალური ზონალობა.

§ 70. ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურა

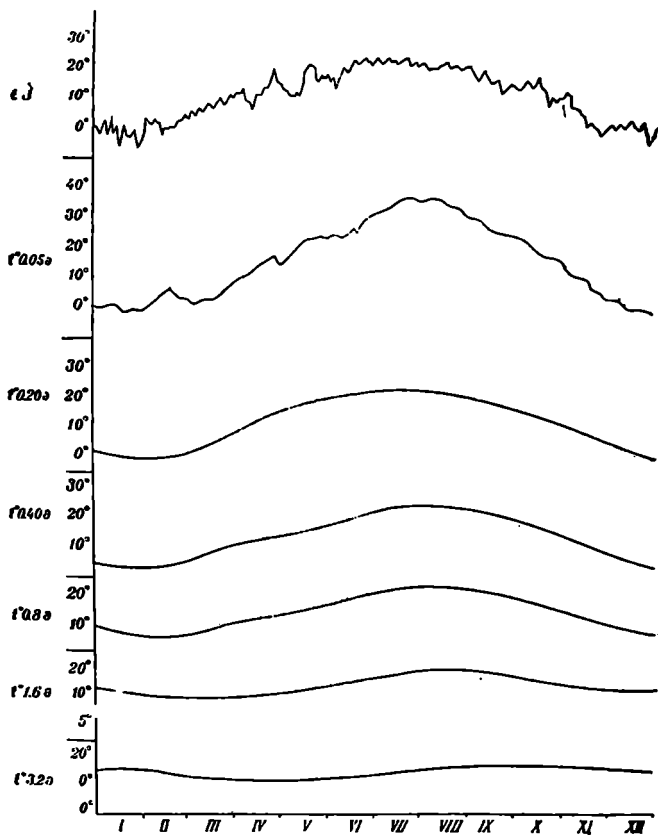
მზის სხივური ენერგია დედამიწის გათბობის ძირითად წყაროს წარმოადგენს. მზის სითბური ენერგიის საერთო მარაგი, რომელიც ატმოსფეროს საზღვარზე მოდის წელიწადში, 250 კილოგრამ კალორიას უდრის ერთ კვ. სანტიმეტრზე. აქედან საშუალოდ დედამიწის სფეროს ჰაერის გათბობაზე დაახლოებით წელიწადში 35 კგ კალ. სმ² მოდის. დარჩენილი 215 კგ კალორია სმ² წ-დან დედამიწის ზედაპირის გათბობაზე 110 კგ კალ. სმ² წ. იხარჯება, ხოლო 105 კგ კალ. 1 სმ² წ. სივრცეში უკანვე აირეკლება.

წყლის მანძილზე დედამიწის მიერ შთანთქმული 110 კგ კალ. სმ²-დან აორთქლებაზე 46 კგ კალ. სმ² იხარჯება. სითბოს ეს რაოდენობა ატმოსფეროში წყლის ორთქლის კონდენსაციის დროს უკანვე გამოიყოფა.

გარდა ამისა, დედამიწიდან ტურბულენტური სითბოს გაცემით ატმოსფერო საშუალოდ წელიწადში 14 კგ კალ. 1 სმ² სითბურ ენერგიას ღებულობს. ამრიგად, წყლის გარდაქმნის ფაზებით გამოწვეული სითბოს ცვლითა და ტურბულენტური სითბოს ცვლით ატმოსფერო დედამიწიდან 72%-ით მეტ სითბოს ღებულობს, ვიდრე უშუალოდ მზის პირდაპირი რადიაციის შთანთქმით. დედამიწის ზედაპირი წელიწადში 50 კგ კალ. 1 სმ² სითბოს ხარჯავს სივრცეში ე. წ. ეფექტური გამოსხივებით.

დედამიწის ზედაპირიდან მზის სითბური ენერგიის მიღება და გაცემა ატმოსფეროში და ნიადაგის სიღრმეში იწვევს ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურების ცვლას დღელამურ, წლიურ და მრავალწლიურ პერიოდებში.

წყალსატევების წყლის ზედაპირის გაყინვა და ყინულებიდან განთავისუფლება, წლის თბილ პერიოდში ღია კალაპოტში წყლის დინება და სხვა მრავალი



ნახ. 47. ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურის ცვლა თბილისის უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიურ ლაბორატორიაში 1964 წლის დაკვირვების შიხედვით.

ფაქტორი, ჰაერისა და ნიადაგის ტემპერატურის ცვალებადობასთან მჭიდროდ არის დაკავშირებული.

ნიადაგის ზედაპირზე ყველაზე მცირე ტემპერატურა დილით, მზის ამოსვლამდეა, შემდეგ იგი მატულობს და მაქსიმუმს 13—14 საათზე აღწევს. ნიადაგის

ტემპერატურის რყევადობის ამპლიტუდა ძირითადად დამოკიდებულია ნიადაგის თბოგამტარობაზე, თბოტევადობაზე, ნიადაგის სტრუქტურასა და ფერზე. სიღრმეში ნიადაგის დღეღამური ტემპერატურების რყევის ამპლიტუდა თანდათანობით მცირდება. საშუალოდ ნიადაგის 80—100 სმ-ის სიღრმეზე დღეღამური ტემპერატურის რყევადობა თითქმის შეუმჩნეველია. ამ სიღრმიდან დღეღამური ტემპერატურების მუდმივი სიდიდის ფენა იწყება.

საშუალო სიგანედებზე ნიადაგის ზედაპირის წლიური მაქსიმალური ტემპერატურა ივლისსა და აგვისტოში გვხვდება, მინიმუმი კი—იანვარში. ნიადაგის სიღრმეში სიცივე ნელა იჭრება, რადგან ნიადაგი ტენიანია. ზამთარში ნიადაგის სიღრმეში ტემპერატურა მომატებულია ჰაერის ტემპერატურასთან შედარებით, ხოლო ზაფხულში, პირიქით, ნიადაგის სიღრმეში უფრო ნაკლებია, ვიდრე ჰაერში, ნიადაგის ზედაპირის მახლობლად. ეს უკანასკნელი კარგად ჩანს 47-ე ნახაზიდან. ნიადაგის ტემპერატურათა რყევადობა წლის განმავლობაში დაახლოებით 20 მეტრის სიღრმემდე აღწევს. ამ სიღრმის ქვემოთ ტემპერატურათა მატება კანონზომიერად მიმდინარეობს და ყოველ 30—35 მეტრის სიღრმეზე ერთ გრადუსს უდრის. ნიადაგის ტემპერატურის რყევადობა ნიადაგის ზედაპირიდან ჰაერის ფენას გადაეცემა. გამთბარი ჰაერის ფენა ნიადაგის ზედაპირიდან უფრო მაღლა ადის და მის ადგილს შედარებით უფრო ცივი ჰაერის ფენა იჭერს, რომელიც უფრო მეტი სიმკვრივით ხასიათდება. გამთბარი ჰაერის ასეთ ვერტიკალურ ცვლას ჩითბურ კონვექციას უწოდებენ. ნიადაგიდან ჰაერში სითბოს გადაცემის პროცესზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ჰაერის ტურბულენტური მოძრაობა. ტურბულენტობის ხარისხი დამოკიდებულია ჰაერის მოძრაობის სიჩქარესა და დედამიწის რელიეფის უსწორმასწორო ფორმებზე.

ჰაერის ტემპერატურის ცვალებადობა დროსა და სივრცეში შეისწავლება მეტეოროლოგიის კურსში, ამიტომ აქ მას არ ვეხებით.

§ 71. აუზის ზედაპირული ფაქტორების გავლენა მდინარეთა ჩამონადენზე

როგორც აღნიშნული იყო, აუზის კლიმატური ფაქტორების გავლენა მდინარეთა ჩამონადენის პროცესებზე მეტად მნიშვნელოვანია, მაგრამ ჩამონადენის პროცესების შესწავლისათვის სათანადო მნიშვნელობა აქვს აუზის ზედაპირულ ფაქტორებსაც, რომლებიც სათანადო გავლენას ახდენს წლიური ჩამონადენის ფორმირებაზე, შიდაწლიურ და ტერიტორიულ განაწილებაზე. აუზის ზედაპირულ ფაქტორებში შედის: ნიადაგ-გეოლოგიური და მცენარეული საფარი, რელიეფის ფორმები, ჰიდროგრაფიული ქსელი და სხვ.

1. ნიადაგ-გეოლოგიური საფარი ჩამონადენის ფორმირებასა და მიმდინარე ჰიდროლოგიურ პროცესებზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს. ნიადაგ-გრუნტის ზედა ფენა აუზში მოსული ატმოსფერული ნალექების წყლის ნაწილს იჭერს, რომელიც შემდეგ აორთქლებაზე იხარჯება, და ზედაპირული ჩამონადენის რაოდენობას ამცირებს.

წყალგამტარი გრუნტის პირობებში ზედაპირული ჩამონადენი და აორთქლება უფრო ნაკლებია წყალგაუმტარ გრუნტთან შედარებით. ქვიშიანი გრუნტი წყალს უფრო სწრაფად ატარებს სიღრმეში, ვიდრე მკვრივი ქანები. ჩამონადენის პროცესებზე გავლენას ახდენს არა მარტო ნიადაგის ხასიათი, არამედ მისი სტრუქტურაც და ფიზიკური მდგომარეობა. მაგალითად, გაყინული ნიადაგი წყალს

სიღრმეში არ ატარებს და ზედაპირულ ჩამონადენზე ისეთივე ეფექტს იძლევა, როგორსაც წყალგაუმტარი გრუნტი.

მდინარის აუზის გეოლოგიური აგებულების გავლენა ზედაპირულ ჩამონადენზე უფრო მეტად მელანდება იმ შემთხვევაში, როცა ინფილტრაციული პროცესები ინტენსიურად მიმდინარეობს. წყალგაუმტარი ქანების განლაგების ხასიათი და მათთვის დამახასიათებელი დახრილობა მდინარის კალაპოტისაკენ სათანადო გავლენას ახდენს მდინარეთა საზრდოობაზე. მდინარეთა აუზების კარსტულობის შემთხვევაში ჩამონადენი უფრო მომატებულია, ვიდრე ნაკლებად დაკარსტულ აუზებში, მიუხედავად იმისა, რომ შეიძლება მათ ერთი ზომის აუზები და თანაბარი კლიმატური პირობები ჰქონდეს. კარსტულ მდინარეთა აუზებში ჩამონადენის მომატება გამოწვეულია აუზში მოსული ატმოსფერული ნალექების წყლის სწრაფი ჩაქონებით და აორთქლებაზე მცირე დანაკარგით. კარსტულ აუზებში მაქსიმალურ ჩამონადენსა და მაქსიმალურ ნალექებს შორის ურთიერთდამოკიდებულება არ არსებობს. მაგალითად, დასავლეთ საქართველოში, გაგრის, ბზიფის, კოდორისა და სხვა ქედების სამხრეთ კალთებზე, სადაც განვითარებულია კარსტული მოვლენები და ატმოსფერული ნალექები წლიურად 1500 მმ-ზე მეტი მოდის, ხშირია მშრალი ხეობები, ქედების თხემური ნაწილი წყლიანობას თითქმის მოკლებულია. აღნიშნული ქედების სამხრეთით, მთისწინების ნაწილში, სადაც კარსტული მდინარეები და წყაროები გამოედინება, მათი ჩამონადენი დიდად აღემატება ამ რაიონში მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენობას. ასე, მაგალითად, გუდაუთის რაიონში კარსტული მდინარის — შეფწყალას წლიური ჩამონადენი დაახლოებით 8000 მმ აღემატება, ხოლო ამ რაიონში მოსული წლიური ნალექები 1400—1500 მმ არ აღემატება. ანალოგიური სურათი გვაქვს მდინარე რეჩხზედაც; მისი წლიური ჩამონადენი 3900 მმ-ს აღემატება, ხოლო აუზში მოსული ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამი 1525 მმ-ია. აღნიშნული მდინარეები კარსტული ხვრელების საშუალებით საზრდოობს მეზობელ მდინარეთა აუზებიდან და საკუთარ აუზში მოსული ატმოსფერული ნალექებით.

ასეთივე მოვლენებს ადგილი აქვს ყირიმშიც. მაგალითად, იაილის მთიანი მხარე მდიდარია ატმოსფერული ნალექებით და ღარიბია ჩამონადენით; მაქსიმალური ჩამონადენი გვხვდება იქ, საიდანაც გამოედინება მიწისქვეშა უხვწყლიანი წყაროები ზღვის დონიდან 600—1200 მ-ის სიმაღლეზე, თიხაფიქლების ზონაში.

2. რელიეფის გავლენა მდინარეთა ჩამონადენზე. აუზის რელიეფის შესახებ მონაცემებს ძალიან დიდი მნიშვნელობა აქვს ჩამონადენის საერთო პირობების ახსნისათვის. რელიეფის დახრილობაზე დამოკიდებულია ნაკადის სიჩქარის ვადიდება ან შემცირება, მოსული ატმოსფერული ნალექები, ჰაერის ტემპერატურა და მათთან დაკავშირებით ჩამონადენის ტერიტორიული განაწილება და სხვ. მთიან რაიონებში, სადაც ტერიტორიის დიდი ნაწილი მკვრივი ქანებით არის აგებული, ჩამონადენის დანაკარგი გაქონვასა და აორთქლებაზე მცირეა.

ვაკიანი ველების რაიონებში თოვლისა და წვიმის წყლების დიდი ნაწილი ჩადაბლებულ ადგილებში გროვდება და შემდეგ აორთქლებასა და გაქონვაზე იკარგება.

რელიეფის გავლენა სულ სხვა ხასიათს ატარებს თოვლის საფრის განაწილებაზე. დია ადგილებში თოვლის განლაგება არათანაბარია და ქარის მოქმედების

შედგად თოვლი ერთი ადგილიდან მეორეზე გადაიხვეტება. იმ ადგილებში, სადაც ხევები და ხრამებია, თოვლის არათანაბარი განაწილება რელიეფის ზედაპირზე მკვეთრად არის გამოსახული.

რელიეფი დიდ გავლენას ახდენს ატმოსფერული ნალექების ტერიტორიულ განაწილებაზე. ზღვის დონიდან სიმაღლითი საფეხურების მიხედვით იზრდება წლიური ატმოსფერული ნალექების ჯამი და განსაკუთრებით ზამთრის მყარი ნალექები, რის შედეგადაც იზრდება ჩამონადენიც. ზამთრის ნალექების ზრდა დამოკიდებულია არა მარტო ადგილის სიმაღლეზე, არამედ აგრეთვე მთის კალთების ექსპოზიციასზეც. მაგალითად, ურალის ქედის დასავლეთ კალთაზე წლიური ნალექების ჯამის 40% ზამთარში მოდის, თბილ პერიოდში კი 60%. ქედის აღმოსავლეთ კალთაზე ცივ პერიოდში 25% მოდის, ხოლო თბილ პერიოდში — 75%. ანალოგიური სურათი გვაქვს საქართველოს მთიან რაიონებშიც. აუზის სიმაღლის ზრდასთან ერთად კლებულობს ჰაერის ტემპერატურა და მცირდება აორთქლებაზე წყლის დანაჯარგი, რის შედეგადაც მატულობს ჩამონადენი.

8. მცენარეული საფრის გავლენა მდინარეთა ჩამონადენზე. მცენარეული საფრის გავლენა მდინარეთა ჩამონადენის პროცესებზე სათანადო კვლევის ობიექტს წარმოადგენს. ცნობილია, რომ მცენარეულობა ზრდის აუზის ზედაპირის მქონობას, ანელებს ზედაპირული წყლის ჩამოდენას, ზრდის მოსული ატმოსფერული ნალექების წყლის ფილტრაციას, რაც ამცირებს ზედაპირული ჩამონადენის ოდენობას. მეორე მხრივ, მცენარეული საფარი აღიდებს ჰაერის ტენიანობას, ხელს უწყობს მთების კალთებზე ატმოსფერული ორთქლის კონდენსაციას, რის შედეგადაც მოსული ატმოსფერული ნალექები ზრდის ზედაპირული ჩამონადენის რაოდენობას.

ტყის გავლენა ჩამონადენის ფორმირებაზე უფრო რთულ ხასიათს ატარებს. ტყიანი ზედაპირი ამცირებს ნიადაგიდან აორთქლებას, 20—30 დღით აგვიანებს თოვლის დნობას, ხელს უწყობს ფესვთა სისტემის განვითარებას ნიადაგში დიდ სიღრმეზე, მაგრამ იმავე დროს ტყე ნიადაგიდან დიდი რაოდენობით ხარკავს წყალს ფესვების საშუალებით, კრონებით იჭერს ნალექების წყლის ნაწილს და უკანვე უბრუნებს ატმოსფეროს აორთქლების შედეგად.

ჩამონადენის პროცესებზე ტყის დადებითი და უარყოფითი გავლენის შესახებ მკვლევართა შორის იყო აზრთა სხვადასხვაობა. დ. ლ. სოკოლოვსკი, ა. პ. ბოჩკოვი და სხვები ამტკიცებდნენ, რომ ტყე იწვევს ზედაპირული ჩამონადენის გადიდებას; პ. ვ. ოტოკის, გ. ნ. ვისოკის და სხვების თანახმად კი, პირიქით, ტყე ამცირებს ზედაპირულ ჩამონადენს. ამჟამად შეიძლება ითქვას, რომ ეს საკითხი თითქმის გადაჭრილია. ტყის გავლენა ჩამონადენზე დამოკიდებულია მრავალ ფაქტორზე და არ შეიძლება დამოუკიდებლად გადაწყდეს სხვა ბუნებრივი ფაქტორებისა და ადამიანთა სამეურნეო მოქმედების გაუთვალისწინებლად. პირველ რიგში უნდა ვიგულისხმოთ, რომ ჩამონადენი და აუზის ტყიანობა მჭიდროდ არის დაკავშირებული აუზის კლიმატურ პირობებთან. აუზში ერთნაირი კლიმატური და ერთნაირი ტყიანობის დროს ჩამონადენის გადიდება ან შემცირება დამოკიდებულია აუზის გეომორფოლოგიურ პირობებზე, მიწისქვეშა წყლების სარკის მდებარეობაზე, ნიადაგის ფიზიკურ თვისებებზე, ტყის ნარგავთა სიხშირეზე და გაჩეხვის პირობებზე.

აუზში მცენარეული საფრის შესასწავლად უნდა შეგროვილ იქნეს ცნობე-

ბი მცენარეულობის ძირითად სახეებსა და მათ გავრცელებაზე აუზის ფარგლებში. საჭიროა ვიცოდეთ — სად არის გავრცელებული ტყეები, აუზის ზემო წელში. შუა წელში თუ ქვემო წელში, წყალგამყოფებზე, ხეობის კალთებზე თუ ხეობის ფსკერზე. გამოკვლეულ უნდა იქნეს აუზის რა ფართობია გამოყენებული სასოფლო-სამეურნეო კულტურებისათვის და სხვ.

ზემოთ განხილულ ფიზიკურ-გეოგრაფიული ელემენტების გარდა, აუზში ჩამონადენის პროცესებზე გავლენას ახდენს ტბების, ქაობებისა და ყინვარების სიდიდე და გავრცელება, მარადი მზრალობის არსებობა და სხვ. აღნიშნული ელემენტები შესწავლილი უნდა იქნეს არსებული ლიტერატურული მასალების მიხედვით ან სპეციალური ექსპედიციური გამოკვლევებით. აუზის ტბიანობა და ქაობიანობა ახდენს ჩამონადენის მნიშვნელოვან რეგულირებას; ანელებს უეცარ წყალმოვარდნებს და წყალმცირობის პერიოდში ადიდებს მდინარის წყლიანობას. ყინვარები წარმოადგენს დაუშრეტელ ბუნებრივ წყალსატევებს. რომლებიც მდინარეებს უხვად აწვდის წყალს ზაფხულის პერიოდში. როდესაც ზაფხულში არაყინვარულ მდინარეებს წყალმცირობის პერიოდი აქვს, ყინვარული საზრდოობის მდინარეებზე, პირიქით, წყალდიდობაა. ეს საშუალებას იძლევა ამა თუ იმ რაიონში ჰიდროენერგორესურსების წლიური რეგულირება ვაწარმოოთ ყინვარული წყლებით.

4. სამეურნეო მოქმედების გავლენა ჩამონადენის რეჟიმზე აუზში. აუზში სამეურნეო მოქმედება ჰიდროლოგიურ რეჟიმზე ორი მიმართულებით ახდენს გავლენას: ა) წყლის ობიექტზე საინჟინრო ნაგებობათა მოწყობით და ბ) წყალშემკრებ აუზში აგრომელიორაციული ღონისძიების ჩატარებით.

ადამიანის სამეურნეო მოქმედება ვლინდება უშუალოდ მდინარის კალაპოტში ჰიდროტექნიკური ნაგებობების მოწყობით (კაშხალების აშენება და წყალსაცავების შექმნა. კალაპოტის გაწმენდა, მდინარიდან წყლის მოხმარება. ერთი მდინარის წყლის გადაღდება მეორეში და სხვ.), რაც ძირითადად ცვლის მდინარის ჰიდროლოგიურ რეჟიმს. მაგალითად, წყალსაცავების მოწყობით ხდება მდინარეთა წყლიანობის რეგულირება, კალაპოტების გაწმენდა ხელს უწყობს და ცვლის მდინარის წყლის მოძრაობის პირობებს და სხვ. ჰიდროტექნიკური ნაგებობები მდინარის კალაპოტში ცვლის არა მარტო წყლიანობის რეჟიმს, არამედ სათანადო გავლენას ახდენს თერმულ ყინვარულ რეჟიმზე. კალაპოტის პროცესებზე და სხვ.

აგრომელიორაციული და აგროტექნიკური ღონისძიებანი, მაგალითად, სავარგული ფართობების მოხვნა, ქარსაცავ ტყეთა ზოლების შექმნა და სხვ., სათანადო გავლენას ახდენს ტერიტორიის წყლის ბალანსზე, განსაკუთრებით მშრალი კლიმატის პირობებში. ეს ღონისძიება გამოიხატება ზედაპირული ჩამონადენის მინდვრად შეჩერებაში; დაკავებული წყლის ნაწილი მიდის გრუნტის წყლების მარაგის შევსებაზე, ხოლო დიდი ნაწილი იხარჩება მცენარეთა მიერ ტრანსპირაციის გზით. აგრომელიორაციული ღონისძიებანი მკაფიოდ ვლინდება პატარა ზომის მდინარეთა აუზების ჩამონადენზე.

სავარგულ ფართობებზე ჩამონადენის სიდიდეზე გავლენას ახდენს არა მარტო მოხვნა, არამედ აგრეთვე ხვნის კვლების მიმართულება და ხვნის სიღრმეც.

ჩამონადენის საშუალო არითმეტიკულ რიცხვს, რომელიც მიიღება საშუალო წლიური ხარჯების რიგიდან მრავალწლიური პერიოდისათვის, ჩამონადენის ნორმას უწოდებენ. მდინარის საშუალო წლიური ხარჯები დაკვირვების წლების მიხედვით ცვალებადობას განიცდის, რაც არავითარ კანონზომიერებას არ ემორჩილება. ორ მომდევნო წლის ჩამონადენს შორის არ არსებობს პრაქტიკულად დამოკიდებულება, რადგან მათი მნიშვნელობები ერთიმეორისაგან განსხვავებულ სიდიდეებს წარმოადგენს. ასეთ სიდიდეებს მათემატიკურ სტატისტიკაში შემთხვევით სიდიდეებს უწოდებენ, ხოლო მათ მიერ წარმოქმნილ რიგს—ვარიაციულ რიგს. შემთხვევითი სიდიდეების რიგის შესასწავლად სტატისტიკური მათემატიკის მეთოდს იყენებენ. ვარიაციული რიგის ძირითადი დამახასიათებელია საშუალო არითმეტიკული რიცხვი, ანუ ნორმა, რომელიც შეიძლება გამოვიანგარიშოთ განტოლებით:

$$y_0 = \frac{y_1 + y_2 + y_3 + \dots + y_n}{n} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n},$$

სადაც y_0 საშუალო არითმეტიკული რიცხვია (ნორმა), $y_1, y_2, y_3, \dots, y_n$ ვარიაციული რიგის წევრებია, ანუ საშუალო წლიური ხარჯების მნიშვნელობები, $\sum_{i=1}^n y_i$ ვარიაციული რიგის წევრთა ჯამია, n — ვარიაციის რიგის წევრთა რაოდენობა (დაკვირვების წლების რაოდენობა).

გულისხმობენ, რომ ჩამონადენის ნორმა წარმოადგენს მდგრად სიდიდეს, ე. ი. საშუალო არითმეტიკულ სიდიდეს, რომელიც გამოანგარიშებულია და ხანგრძლივი პერიოდისათვის არ იცვლება აღნიშნულ პერიოდში დაკვირვების წლების დამატების ან გამოკლების შემდეგ. ასეთი მიდგომა სწორი არ იქნება, რადგანაც ვიცით, რომ ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში იცვლება კლიმატური პირობები და მათ ახასიათებთ ციკლურობა. ციკლურობას განიცდის მრავალწლიური საშუალო ჩამონადენიც, რომელიც განსაზღვრულ პერიოდებს მოიცავს. ჩამონადენის ცვალებადობაზე წლების განმავლობაში და მრავალწლიურ პერიოდში გავლენას ახდენს ადამიანის სამეურნეო საქმიანობაც.

ჩვეულებრივად ჩამონადენის ნორმას ანგარიშობენ მრავალწლიური პერიოდისათვის, მაგრამ, თუ დაკვირვებები ხანმოკლე პერიოდს მოიცავს (10 წელზე ნაკლებს), მაშინ ჩამონადენის ნორმის გამოსანგარიშებლად მიმართავენ მოკლე პერიოდის რიგების გაგრძელებას მრავალწლიურ პერიოდზე მიყვანილ. ეს ხერხდება ხანმოკლე პერიოდის დაკვირვების მდინარის ჩამონადენისა და ანალოგიური ხანგრძლივი პერიოდის დაკვირვების მქონე მდინარის ჩამონადენის ურთიერთდამოკიდებულების მრუდის საშუალებით ან გადაწყვანი კოეფიციენტის გამოანგარიშებით. ამისათვის აუცილებელია ორთავე მდინარის აუზს ერთნაირი ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები ახასიათებდეს. წინააღმდეგ შემთხვევაში აღდგენის დროს სასურველ შედეგს ვერ მივიღებთ. ამიტომ ჩამონადენის ხანმოკლე რიგების გაგრძელების შესრულების დროს პირველ რიგში უნდა შევისწავლოთ ორივე მდინარის აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები.

ამა თუ იმ ტერიტორიაზე ჩამონადენის განაწილების თვალსაჩინოებამ ჩამონადენის რუკა იძლევა. ჩამონადენის რუკაზე მოცემულია ჩამონადენის მოდული ლ/წ-ბით ან ჩამონადენის ფენის სიმაღლე მმ-ით იზოხაზების სახით. თანაბარი სიდიდის მოდულების ან ფენის სიმაღლის შემაერთებელ ხაზებს იზოხაზებს უწოდებენ. ჩამონადენის რუკებს ადგენენ ჩამონადენის ნორმების, გაზაფხულის წყალდიდობის ან მინიმალური ჩამონადენის მონაცემების მიხედვით. რუკის შესადგენად, მოცემულ ტერიტორიაზე ცალკეული მდინარის აუზებისა და მისი ნაწილების ფაქტიური დაკვირვებით მიღებული მასალების საფუძველზე პირველ რიგში ჩამონადენის ნორმას ანგარიშობენ. მიღებული ჩამონადენის ნორმის სიდიდეები აუზის სიშიშის ცენტრებს მიეკუთვნება. რუკაზე ჩამონადენის ნორმების აღნიშვნის შემდეგ თანაბარი სიდიდის მაჩვენებელ წერტილებს იზოხაზებით შეაერთებენ. მიიღება მოდულების ან ჩამონადენის ფენის სიმაღლის იზოხაზების რუკა.

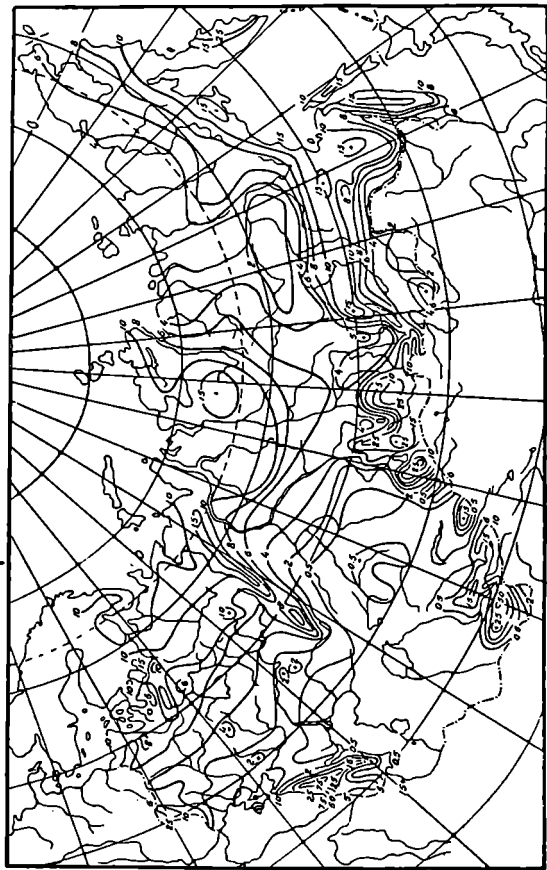
საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილისათვის ჩამონადენის იზოხაზების რუკა პირველად 1927 წელს დ. ი. კოჩერინმა შეადგინა (ნახ. 1). რუკის შედგენის პრინციპის საფუძველი შემდეგ დებულებას ეყრდნობოდა:

საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ვაკიან პირობებში გეოგრაფიული ლანდშაფტის კლიმატური კომპონენტი განედური ზონალობის კანონს ემორჩილება და ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ თანდათანობით იცვლება. ამიტომ შეიძლება ვიგულისხმოთ, რომ საშუალო წლიური ჩამონადენი გეოგრაფიული ლანდშაფტის აღნიშნული ელემენტების ფუნქციას წარმოადგენს, ემორჩილება გეოგრაფიული ზონალობის კანონს და იცვლება კლიმატური პირობების ცვლასთან ერთად. ეს მარტივი დებულება ძირითადად გამომდინარეობდა ვოეიკოვისა და ოლდეკოპის მოსაზრებებიდან, რომ საშუალო წლიური ჩამონადენი მდინარეთა ჩაეკტილი აუზებისათვის უმთავრესად კლიმატური ფაქტორების ფუნქციას წარმოადგენს. ამან თავისი გამოხატულება პოვა კოჩერინის რუკაზე.

დ. ი. კოჩერინის რუკის შემდეგ შედგენილ იქნა ჩამონადენის მრავალი რუკა როგორც საბჭოთა კავშირისათვის, ისე ჩვენი ქვეყნის ცალკეული რაიონებისათვის.

1937 წელს ბ. დ. ზაიკოვმა და ს. ი. ბელინკოვმა გამოაქვეყნეს ჩამონადენის იზოხაზების რუკა, რომელიც შედგენილი იყო 1280 დაკვირვების ადგილის მონაცემების საფუძველზე. ჩამონადენის მოკლერიგიანი დაკვირვების წლები მიყვანილ იქნა მრავალწლიურ პერიოდზე. ჩამონადენის იზოხაზები საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ტერიტორიისათვის გატარებულ იქნა 1:5000000 მასშტაბის რუკაზე, ხოლო მთელი საბჭოთა კავშირის ტერიტორიისათვის — 1:10 000000 მასშტაბის რუკაზე (ნახ. 48).

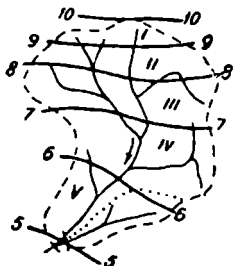
1946 წელს ბ. დ. ზაიკოვმა გამოაქვეყნა ჩამონადენის მეორე შესწორებული რუკა 2360 დაკვირვების ადგილის მონაცემების საფუძველზე. ამ რუკაზე ზაიკოვმა სსრ კავშირის ევროპული ნაწილისათვის შეიტანა სათანადო შესწორებები, აზიური ნაწილისათვის კი დააზუსტა ჩამონადენის იზოხაზების გატარების ადგილი, ხოლო სქემატურად მოხაზა კავკასიის, შუა აზიისა და ალტაის მთიანი მხარეების ტერიტორიისათვის ჩამონადენის განაწილების რუკა. 1948 წელს ბ. დ. ზაიკოვმა ცალკე გამოაქვეყნა კავკასიის ჩამონადენის რუკა, ამავე



ნახ. 48. საბჭოთა კავშირის მდინარეების საშუალო წამონადენის რუკა (ბ. დ. შარაიძის
შეხედვით).

პერიოდში ი. ნ. შაქარიშვილმა და ლ. ა. ვლადიმეროვმა გამოაქვეყნეს საქართველოს სსრ მდინარეთა ჩამონადენის რუკა.

ჩამონადენის რუკები იძლევა მკაფიო წარმოდგენას ამა თუ იმ ტერიტორიაზე ჩამონადენის გეოგრაფიულ განაწილებაზე. ეს არის მისი უმთავრესი გეოგრაფიული მნიშვნელობა.



ნახ. 49. ჩამონადენის ნორმის განსაზღვრის სქემა რუკაზე.

ჩამონადენის რუკებით და წლიური ატმოსფერული ნალექების რუკების საშუალებით ვსაზღვრავთ ამა თუ იმ ტერიტორიიდან აორთქლების რაოდენობას, როგორც ნალექებსა და ჩამონადენს შორის სხვაობას ($Z_0 = X_0 - Y_0$). ამგვარად, შეგვიძლია რუკების საშუალებით დავადგინოთ მოცემული ტერიტორიისათვის ხმელეთის ზედაპირიდან ჩამონადენის დანაკარგი აორთქლებაზე და ჩამონადენის ნორმა (ნახ. 49).

ჩამონადენის რუკები საშუალებას გვაძლევს განვსაზღვროთ ჩამონადენის სიდიდე იმ მდინარეებისათვის, რომლებზედაც დაკვირვება არ წარმოებს.

ამ ამოცანის გადაწყვეტა შემდეგნაირად ხდება: ჩამონადენის იზონაზების რუკიდან ამოვხაზავთ შეუსწავლელი მდინარის აუზს. პლანიმეტრის საშუალებით ორ მეზობელ იზონაზს შორის ვზომავთ ფართობს და ვამრავლებთ აღნიშნული იზონაზების საშუალო რიცხვზე. იზონაზებს შორის ცალკეულ ფართობებსა და ჩამონადენის იზონაზების საშუალო სიდიდეების ნამრავლებს ვკრებთ და ვყოფთ აუზის ფართობზე. რაც მოგვცემს აუზისათვის საშუალო ჩამონადენის რაოდენობას. თუ იზონაზები გატარებულია ჩამონადენის მოდულების სიდიდის მიხედვით, რუკიდან აღნიშნული ხერხით მივიღებთ აუზის საშუალო ჩამონადენის მოდულს. ჩამონადენის მოდულიდან ადვილად გამოიანგარიშება საშუალო მრავალწლიური ხარჯი. აუზისათვის საშუალო ჩამონადენის მოდული გამოიანგარიშება განტოლებით:

$$M_0 = \frac{m_1 f_1 + m_2 f_2 + m_3 f_3 + \dots + m_n f_n}{F} = \frac{\sum m_n f_n}{F}$$

სადაც M_0 ჩამონადენის ნორმაა, m_1, m_2, m_3, m_n — ორ მეზობელ იზონაზს შორის საშუალო მოდული, f_1, f_2, f_3, f_n — იზონაზებს შორის ფართობი, F — მთელი აუზის ფართობი, $\sum m_n f_n$ საერთო ჯამია. აქედან გამოიანგარიშება აუზისათვის საშუალო ხარჯი $Q_0 = \frac{M_0 \cdot F}{1000}$. საშ. მრავალწლიური ხარჯია Q_0

მ³/წ. 1000 ლიტრი 1 მ³ წყალში.

§ 74. წლიური ჩამონადენის რეჟიმის რეჟიმობა

წლიური ჩამონადენის რეჟიმობას ძირითადად მეტეოროლოგიური ფაქტორები იწვევს. ჩამონადენის რიგის რეჟიმობის დასახასიათებლად ჰიდროლოგიაში სტატისტიკური მათემატიკის მეთოდებს იყენებენ. ჩამონადენის რიგის წვერები შემთხვევით სიდიდეებს წარმოადგენს და საშუალო არითმეტიკული სიდიდიდან ვარირებას განიცდის. ვარიაციული რიგის დამახასიათებლებს წარმოადგენს: საშუალო არითმეტიკული რიცხვი, განაწილების ცენტრი, საშუალო არითმეტიკული რიცხვიდან საშუალო კვადრატული გადახრა, მედიანა და მო-

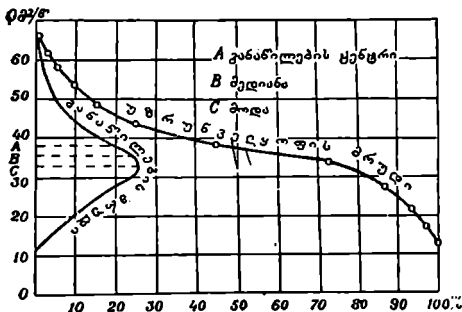
ღა. რიგის საშუალო არითმეტიკული რიცხვის გამოანგარიშება ჩვენთვის უკვე ცნობილია.

საშუალო კვადრატული გადახრა გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta y_i)^2}{n-1}}$$

სადაც Δy_i არის y_i -ის გადახრა საშუალო არითმეტიკულიდან, ე. ი. $\Delta y_i = y_i - y_0$; n რიგის წევრთა რიცხვია.

თუ მოცემული რიგისათვის ავაგებთ განმეორების მრუდს, ანუ განაწილების მრუდს, მაშინ ასეთ მრუდზე შეიძლება შემდეგი დამახასიათებელი წერტილები გამოვყოთ: *A* შეესატყვისება რიგის განაწილების ცენტრს, *B* შეესატყვისება y_i -ის 50% განმეორებას, ანუ მედიანას, *C* შეესატყვისება მაქსიმალურ განმეორებას, ანუ მოდას. თუ განაწილების ცენტრი და მოდა ერთმეორეს დაემთხვა, მაშინ მრუდი იქნება სიმეტრიული. ასეთ მრუდს გაუსის მრუდს უწოდებენ. მაგრამ ჰიდროლოგიურ სიდიდეთა განაწილების მრუდები ჩვეულებრივად ყოველთვის ასიმეტრიულია. მოდიდან განაწილების ცენტრის გადახრა განმეორების მრუდის ასიმეტრიულობას ახასიათებს.



ნახ. 50. განმეორებისა და უზრუნველყოფის მრუდები.

განაწილების მრუდის ინტეგრალი ან კლებადობით დალაგებული რიგის წევრთა ინტეგრალი უზრუნველყოფის მრუდს იძლევა. უზრუნველყოფას ჩვეულებრივ გამოაახებენ ($P\%$) პროცენტებით.

უზრუნველყოფის მრუდის ასაგებად საშუალო წლიური ჩამონადენის მაჩვენებელ სიდიდეებს ვალაგებთ კლებად რიგზე, ე. ი. უდიდესიდან უმცირესისაკენ. ასეთი კლებად რიგზე დალაგებული რიცხვები წარმოადგენს რიგის გახაწვების უმარტივეს სახეს (ნახ. 50).

ეს ცხრილი გვიჩვენებს, რომ საშუალო ჩამონადენის სიდიდეს, რომელიც რიგის რომელიმე წევრის ტოლი ან უფრო მეტია, შეიძლება იმდენჯერ ჰქონდეს ადგილი დაკვირვებათა პერიოდის განმავლობაში, რამდენი წევრიცაა რიგში საშუალო ჩამონადენის ზევით. მაგალითად, თუ რიგში 15 წევრია, მაშინ ზევიდან

მერვე წვერი შეესატყვისება რიგის შუა რიცხვს ანდა იგი უზრუნველყოფილია 50%-ით. ე. ი. რიგში 50% უზრუნველყოფის ზევით საშუალო რიცხვზე მტია და ყველა ზევით მყოფი წვერი 50%-ით უზრუნველყოფილია, რადგან რიგის წვერები კლებად რიგზეა დალაგებული. რიგის თითოეული წვერის უზრუნველყოფა გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$P^0_0 = \frac{m-0,5}{n} \cdot 100 \text{ ან } P^0_0 = \frac{m-0,3}{n+0,5} \cdot 100,$$

სადაც n რიგის წვერთა რაოდენობაა, ხოლო m — თითოეული წვერის ადგილი რიგში. მაგალითად, თუ რიგში 15 წვერია, მაშინ შუა წვერისათვის, რომელიც კლებადობით დალაგებულ რიგში მე-8 ადგილზე იქნება მოთავსებული, უზრუნველყოფა %-ში არის: $P_8 = \frac{8-0,5}{15} \cdot 100 = \frac{7,5}{15} \cdot 100 = 50\%$; რიგის პირველი

წვერისათვის: $P_1 = \frac{1-0,5}{15} \cdot 100 = \frac{0,5}{15} \cdot 100 = 3,5\%$; უკანასკნელი წვერი-

სათვის: $P_{15} = \frac{15-0,5}{15} \cdot 100 = \frac{14,5}{15} \cdot 100 = 96,60$, ე. ი. პირველი წვერი და-

კვირვების პერიოდისათვის უზრუნველყოფილია 3,5%-ით, ხოლო უკანასკნელი — მე-15 წვერი უზრუნველყოფილია 96,6%-ით. აქედან ჩანს, რომ, რაც უფრო გრძელია დაკვირვების პერიოდი და დიდია რიგის წვერთა რიცხვი, მით უფრო იგი მიისწრაფვის უსასრულობისაკენ, პირველი წვერის უზრუნველყოფა მიისწრაფვის 1-საკენ, ხოლო უკანასკნელი წვერისა კი—100%-საკენ. ამიტომ, რომ ყოველთვის ცდილობენ ჩამონადენზე დაკვირვება წარმოებდეს ხანგრძლივი პერიოდის მანძილზე, რათა საშუალო არითმეტიკული სიდიდე მივიღოთ 100%-მდე სიზუსტით.

უზრუნველყოფისა და განმეორების მრუდების განტოლება იმგვარად არის აგებული, რომ, თუ ვიცით ამ განტოლების რომელიმე პარამეტრი, მაშინ ადვილად შევძლებთ წლიური ჩამონადენის გამოანგარიშებას მოცემული უზრუნველყოფისათვის.

უზრუნველყოფისა და განმეორების განტოლების ძირითადი პარამეტრებია: საშუალო არითმეტიკული სიდიდე, ვარიაციის (ცვალებადობის) კოეფიციენტი (C_v) და ასიმეტრიულობის კოეფიციენტი (C_s).

ვარიაციის კოეფიციენტი (C_v) გამოიანგარიშება ფორმულით: $C_v = \frac{\sigma}{y_0}$,

ე. ი. ვარიაციის კოეფიციენტი ტოლია შეფარდებისა საშუალო არითმეტიკულიდან ($y_i - y_0$) გაღაზრასა და საშუალო არითმეტიკულ რიცხვს შორის. ასიმეტრიულობის კოეფიციენტი გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$C_s = \frac{\sum (k-1)^3}{n \cdot C_v^3}.$$

ეს უკანასკნელი მოითხოვს დიდ დაკვირვებას, რაც ხშირ შემთხვევაში ვერ ხერხდება, ამიტომ პრაქტიკაში მიღებულია, რომ მისი სიდიდე გავუტოლოთ $2 C_v$; ე. ი. $C_s = 2 C_v$. სინამდვილეში კი $C_s \geq 2 C_v$ -ზე. შეიძლება C_s უდრიდეს ერთ C_v , $3 C_v$, $4 C_v$ და ა. შ.

ვარიაციის კოეფიციენტის მისაღები ფორმულა შეიძლება შემდეგნაირად ვარდაქმნათ:

$$C_r = \frac{\sigma}{y_0} = \frac{1}{y_0} = \sqrt{\frac{\sum_n (y_i - y_0)^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum_n (y_i - y_0)^2}{y_i^2 (n-1)}} =$$

$$= \sqrt{\frac{\sum_n \left(\frac{y_i}{y_0} - 1\right)^2}{n-1}}$$

განტოლებაში მოტანილი $\frac{y_i}{y_0}$ არის მოდულის კოეფიციენტი და აღინიშნება k -თი; თუ განტოლებაში $\frac{y_i}{y_0}$ -ის ნაცვლად k კოეფიციენტს შევიტანთ, ვარიაციის კოეფიციენტის გამოსაანგარიშებელი ფორმულა შემდეგ სახეს მიიღებს:

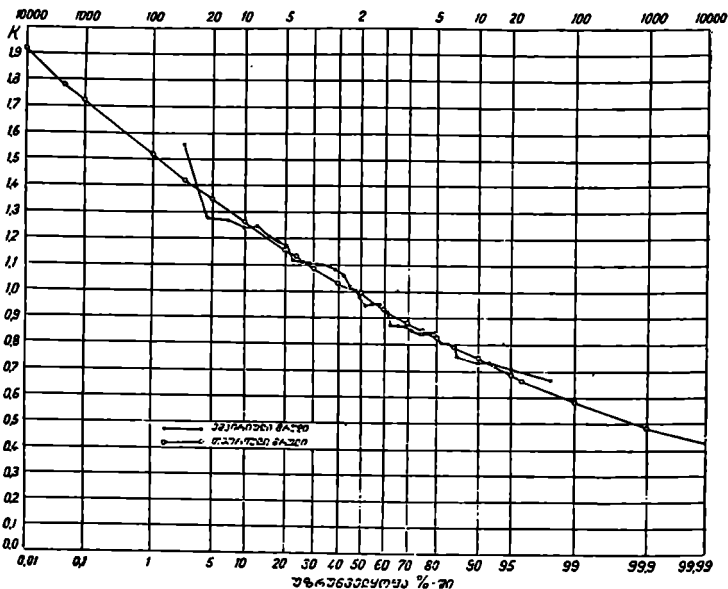
$$C_r = \sqrt{\frac{\sum_i (k_i - 1)^2}{n-1}}$$

თუ საშუალო წლიური ჩამონადენის (y_i) რიგის უზრუნველყოფის მრუდის ნაცვლად ავაგებთ უზრუნველყოფის მრუდს მოდულის კოეფიციენტების (k_i) საშუალებით, მივიღებთ განზოგადებულ უზრუნველყოფის მრუდს ვარიაციული რიგის საშუალო წლიური ჩამონადენის (y_i) მნიშვნელობისათვის.

ჩამონადენის რიგის უზრუნველყოფისა და განაწილების განტოლება ძალიან მოხერხებულია ჩამონადენის პრაქტიკული გაანგარიშებისათვის. ($k_i - 1$) სიდიდე პროპორციულია ვარიაციის კოეფიციენტის — ერთი და იგივე უზრუნველყოფის სიდიდის დროს. ეს იმას ნიშნავს, რომ, თუ ცნობილია, მაგალითად, ($K_i - 1$) სიდიდე მოცემული უზრუნველყოფის დროს ვარიაციული რიგისათვის და ვარიაციის კოეფიციენტი ერთის ტოლია, მაშინ ($K_i - 1$)-ს ვამრავლებთ ვარიაციის კოეფიციენტის მნიშვნელობაზე და ვუმატებთ ერთს. მიღებული შედეგი მოცემული უზრუნველყოფის მოდულის კოეფიციენტის ტოლი იქნება.

სხვადასხვა უზრუნველყოფის ($P\%$) გამოსაანგარიშებლად ფოსტერმა შეადგინა ცხრილი, რომელიც შემდეგ რიბეინმა შეასწორა (ცხრ. 10); ცხრილში შეტანილია ($K_i - 1$) მნიშვნელობები სხვადასხვა უზრუნველყოფის ვარიაციის კოეფიციენტების მიხედვით. ამ ცხრილის შედგენის დროს ვარიაციის კოეფიციენტის სიდიდე მიღებულია ერთის ტოლად. მოცემული ცხრილის დახმარებით ადვილად გამოიანგარიშება ჩამონადენი სასურველი უზრუნველყოფისათვის. მე-10 ცხრილის მონაცემების მიხედვით მოდულის კოეფიციენტი მიიღება შემდეგი მარტივი განტოლებით: $K_i = \Phi \cdot C_r + 1$, სადაც Φ აღებულია ცხრილიდან რომელიმე უზრუნველყოფისათვის, C_r გამოანგარიშებით არის მიღებული. მაგალითად, მდ. მტკვრის საშუალო მრავალწლიური ხარჯი ქ. თბი-

ლისთან უდრის 200 მ³/წ $C_p = 0,20$, $C_s = 2 C_p$, ე. ი. 0,40. გვესურს გავიგოთ 10% უზრუნველყოფის ხარჯი. მე-10 ცხრილში ვპოულობთ C და 10%, რაც ტოლია 1,32; ჩავსვამთ განტოლებაში $k = 1,32 \cdot 0,20 + 1 = 1,264$; $Q_{10} \% = k \cdot Q_p = 1,264 \times 200 = 252,8$ მ³/წ. მე-10 ცხრილის დახმარებით შეიძლება აგებულ იქნეს განზოგადებული თეორიული უზრუნველყოფის მრუდი, საიდანაც ადვილად ჩამოიღება ჩამონადენის მოდულური კოეფიციენტები სასურველი უზრუნველყოფისათვის (ნახ. 51).



ნახ. 51. მდ. მტკვრის თეორიული და ემპირიული უზრუნველყოფის მრუდები ქ. თბილისთან.

ვარიაციის კოეფიციენტი იძლევა ჩამონადენის ცვალებადობის დახასიათებას. ვარიაციის კოეფიციენტის გადიდებისას ჩამონადენის რიგის წევრების გადახრა ნორმიდან იზრდება, ვარიაციის კოეფიციენტის სიმცირის დროს კი, პირიქით, მცირდება. ჩამონადენის ცვალებადობა წლიდან წლამდე იწვევს კლომატური პირობების ცვალებადობა. ეს უკანასკნელი განაპირობებს ვარიაციის კოეფიციენტის ზონალობას გეოგრაფიული განედების მიხედვით. ყველაზე მცირე მაჩვენებლის ვარიაციის კოეფიციენტი აღწევს რუსეთის ვაკის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში. პეჩორის აუზში იგი შეადგენს 0,15—0,20-ს. სამხრეთით და, განსაკუთრებით, სამხრეთ-აღმოსავლეთით მისი მნიშვნელობები იზრდება, დასავლეთ ციმბირის უკიდურეს სამხრეთ ნაწილში იგი 0,70-ს აღწევს. მთიან რაიონებში რელიეფის ამაღლებასთან ერთად ვარიაციის კოეფიციენტები მცირდება. განსაკუთრებით ეს შეიმჩნევა ყინვარული საზარდობის მდინარეებზე.

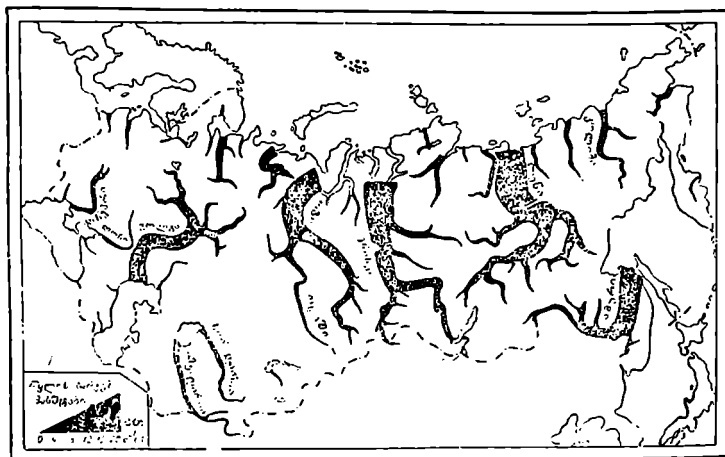
უზუნველყოფის პროცენტული მანუბლები
(ს. ნ. რობკინის მიხედვით)

პროცენტი	0,1	1,0	5,0	10	20	25	30	40	50	60	70	75	80	90	95	97	90,0	99,9	Cs
0,0	+ 3,09	+ 2,33	+ 1,87	+ 1,64	+ 1,23	+ 0,84	+ 0,68	+ 0,52	- 0,00	- 0,25	0,52	- 0,68	- 0,94	- 1,28	- 1,64	- 1,88	- 2,32	- 3,09	0,0
0,2	3,38	2,48	1,93	1,69	1,30	0,83	0,67	0,51	0,23	0,03	0,55	0,70	0,85	1,25	1,58	1,79	2,18	2,81	0,2
0,4	3,67	2,62	2,00	1,74	1,32	0,82	0,65	0,48	0,06	0,31	0,57	0,71	0,85	1,22	1,51	1,69	2,08	2,54	0,4
0,6	3,96	2,77	2,06	1,79	1,35	0,80	0,62	0,45	0,09	0,34	0,56	0,72	0,86	1,19	1,46	1,59	1,88	2,28	0,6
0,8	4,25	2,90	2,12	1,83	1,34	0,78	0,60	0,42	0,13	0,37	0,60	0,75	0,96	1,16	1,38	1,49	1,74	2,03	0,8
1,0	4,54	3,03	2,19	1,87	1,34	0,76	0,57	0,39	0,16	0,40	0,61	0,75	0,96	1,12	1,31	1,39	1,59	1,80	1,0
1,2	4,82	3,15	2,25	1,90	1,35	0,74	0,54	0,35	0,19	0,42	0,62	0,75	0,96	1,08	1,25	1,30	1,45	1,69	1,2
1,4	5,11	3,23	2,31	1,93	1,34	0,71	0,51	0,32	0,22	0,44	0,63	0,73	0,94	1,05	1,18	1,21	1,32	1,40	1,4
1,6	5,39	3,40	2,36	1,96	1,33	0,68	0,48	0,28	0,25	0,46	0,61	0,73	0,92	1,00	1,11	1,13	1,19	1,24	1,6
1,8	5,66	3,50	2,41	1,98	1,32	0,64	0,44	0,24	0,28	0,48	0,64	0,72	0,80	0,95	1,08	1,06	1,08	1,11	1,8
2,0	5,91	3,60	2,46	2,00	1,30	0,61	0,41	0,20	0,28	0,49	0,64	0,71	0,78	0,90	0,95	0,93	0,99	1,00	2,0
2,2	6,20	3,70	2,48	2,01	1,28	0,58	0,37	0,17	0,11	0,33	0,49	0,63	0,69	0,85	0,90	0,90	0,90	0,91	2,2
2,4	6,47	3,78	2,49	2,01	1,25	0,54	0,33	0,13	0,14	0,35	0,62	0,65	0,71	0,79	0,82	0,82	0,83	0,83	2,4
2,6	6,73	3,87	2,50	2,01	1,23	0,51	0,31	0,10	0,17	0,37	0,50	0,64	0,68	0,74	0,76	0,76	0,77	0,77	2,6
2,8	6,99	3,95	2,51	2,02	1,20	0,47	0,25	0,05	0,38	0,50	0,59	0,62	0,65	0,70	0,71	0,71	0,71	0,71	2,8
3,0	+ 7,25	+ 4,02	+ 2,52	+ 2,02	+ 1,18	+ 0,42	+ 0,25	+ 0,03	- 0,40	0,50	0,57	- 0,60	- 0,62	- 0,65	- 0,66	- 0,66	- 0,67	- 0,67	3,0

ამრიგად, ვარიაციის კოეფიციენტის ფიზიკური მნიშვნელობა შემდეგში გამოიხატება: ჰიდროლოგიური რიგის დიდი რყევადობის დროს ვარიაციის კოეფიციენტის მნიშვნელობა დიდია; რეგულირებულ მდინარეებზე ვარიაციის კოეფიციენტი მცირე მაჩვენებლით ხასიათდება; ვარიაციის კოეფიციენტის დიდი მაჩვენებლები მოსალოდნელია პატარა აუზების მქონე მდინარეებზე; ვარიაციის კოეფიციენტის დიდი მაჩვენებლების დროს უზრუნველყოფის მრუდის ბოლო მონაკვეთები განაწილების ცენტრიდან ძალზე იხრება.

§ 76. მსოფლიოსა და საბჭოთა კავშირის მთავარი მდინარეების წყლიანობა

მსოფლიოს მდინარეების წყლიანობა დიდი ცვალებადობით ხასიათდება. მსოფლიოში წყლიანობის მიხედვით ყველაზე დიდი მდინარეა ამაზონი. მისი საშუალო წლიური ხარჯი 35000 მ³/წ უდრის, წყალშემკრები აუზის ფართობი — 70:50000 კვ კმ. ჩამონადენის მოდული კი აუზის ყოველ კვადრატულ კილომეტრზე 5 ლიტრ/წამს არ აღემატება. ამაზონის შემდეგ წყლიანობის მიხედ-



საბჭოთა კავშირის მდინარეების წყლიანობის კარტოგრაფია (ლ. კ. დავიდოვის მიხედვით).

ვით მეორე ადგილზეა მდ. კონგო. მისი საშუალო წლიური ხარჯი 27000 მ³/წ-ის ტოლია. წყალშემკრები აუზის ფართობი—3690000 კვ. კმ, ჩამონადენის მოდული კი 7 ლ/წ 1 კმ²-დან აღემატება. მდ. მისისიპის საშუალო წლიური ხარჯი უდრის 18800 მ³/წ, აუზის ფართობი — 3248000 კვ. კმ, ჩამონადენის მოდული — 5,7 ლ/წ 1 კმ²-დან. მსოფლიოს მდინარეებს შორის წყლიანობის მიხედვით მესამე ადგილი მდ. ენისეის უჭირავს; მისი საშუალო წლიური ხარჯი 19100 მ³/წ უდრის; აუზის ფართობის სიდიდით (2619000 კვ. კმ) იგი მისისიპს ჩამორჩება, ხოლო ჩამონადენის მოდულის სიდიდით კი ყველა ზემოთ დასახელებულ მდინარეს აღემატება. ენისეის აუზის ყოველი კვადრატული კილომეტრიდან წამში საშუალოდ 7,3 ლიტრი წყალი ჩამოედინება. საბჭოთა კავშირში დაახლოებით

108 მდინარეს საშუალო წლიური ხარჯი 300 მ³/წ-ზე მეტი აქვს, ხოლო დანარჩენი უმეტესი ნაწილი მდინარეებისა 300 მ³/წ ნაკლები საშუალო წლიური ხარჯით ხასიათდება. ქვემოთ მოცემულია ჩვენი ქვეყნის უდიდესი მდინარეების წყლიანობის ცხრილი (11) და ამ მდინარეთა წყლიანობის კარტოღიაგრამა ლ. კ. დავილოვის მიხედვით.

ცხრილი 11

სსრ კავშირის უდიდესი მდინარეების მრავალწლიური საშუალო წლიური ხარჯები და ჩამონადენის მოდულები

მდინარე	აუზის ფართობი კვ. კმ-ით	საშუალო წლიური ხარჯი მ ³ /წ	ჩამონადენის მოდული ლ/წ. 1 კმ ² -დან
ენისეი	2619000	19100	7.3
ლენა	2478000	16300	6.1
ობი	2442000	17300	6.0
ამური	1848000	11000	6.0
ელგა	1387000	8100	6.0
ანგარა	1045700	4100	4.0
კოლიმა	645000	4200	6.3
კამა	521000	3760	7.2
დნეპრი	503360	1670	3.1
ოკა	245000	1230	5.0

საბჭოთა კავშირის მდინარეები მრავალფეროვნებით ხასიათდება ჩამონადენის მოდულების (ხეცდრითი ჩამონადენის) მხრივ. საბჭოთა კავშირის ევროპულ ნაწილში ჩამონადენის რაოდენობა ერთ კვ. კილომეტრზე 0,5-დან 10 ლიტრ/წამამდე მერყეობს. ურალის დასავლეთ კალთებზე იგი საშუალოდ 15 ლიტრ/წამს უდრის, ხოლო კავკასიის ზოგიერთ მაღალმთიან ადგილებში 90—100 ლიტრ/წამს აღწევს (იხ. ჩამონადენის ტერიტორიული განაწილების რუკა, ნახ. 47).

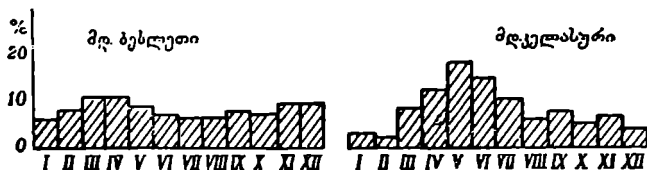
საბჭოთა კავშირის მდინარეთა წყლიანობის რუკაზე ნათლად ჩანს, რომ ევროპული ნაწილის წყლის მთავარი მასა სამხრეთისაკენ მიემართება, ხოლო აზიური ნაწილისა კი — ჩრდილოეთისაკენ. ჩამონადენის ამგვარ განაწილებას და მიმართულებას განსაზღვრული ფიზიკურ-გეოგრაფიული და სამეურნეო პნიშვნელობა აქვს. ევროპული ნაწილის მდინარეთა ჩამონადენი მიმართულია გვალვიანი რაიონებისაკენ, სადაც წყალი მორწყვისათვის აუცილებელ საჭიროებას წარმოადგენს. აზიური ნაწილის მდინარეებს, რომლებიც ჩრდილოეთისაკენ მიედინება, ჩრდილოეთის რაიონებში გადააქვს სითბოს დიდი რაოდენობა. ზოგიერთი მკვლევარის აზრით, ეს ამცირებს ყინულიანობას ჩრდილოეთის ზღვების სანაპიროებზე.

§ 76. ჩამონადენის რეგულირება

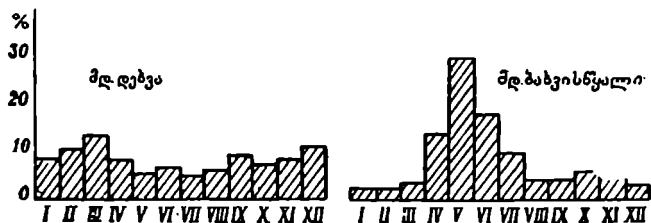
მდინარეთა წლიური ჩამონადენი, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ცვალებადობას განიცდის დროსა და სივრცეში, მაგრამ ზოგჯერ მდინარის წლიური ჩამონადენი მოწესრიგებულია, რეგულირებულია და წლის ყველა დროსა და თვეში თანაბარი ჩამონადენი აქვს.

მდინარეთა ჩამონადენის რეგულირებაზე სათანადო გავლენას ახდენს აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიული. პირობები და ადამიანის სამეურნეო მოქმედება;

მაგალითად, ნიადაგის საფარი ატმოსფერული ნალექების წყლის დიდ რაოდენობას იკერს, საიდანაც შემდეგ აორთქლება ხდება, ნაწილი კი ნიადაგში ჩაიონება და მიწისქვეშა გამოსასვლელებით რამდენიმე ხნის შემდეგ მდინარეებს



ნახ. 53. მდ. ბესლეთისა და მდ. კელასურის წლიური ჩამონადენის შედარება.



ნახ. 54. მდ. დეხვასა და მდ. ბახვისწყლის ჩამონადენის ზიდაწლიური განაწილება პროცენტებით.

უერთდება. ეს იწვევს წვიმისა და თოვლის წყლების ზედაპირული ჩამონადენის შემცირებას და მიწისქვეშა ჩამონადენის გადიდებას.

აუზის გეოლოგიური აგებულების გავლენა ჩამონადენის რეგულირებაზე მკაფიოდ ჩანს, როდესაც ქანები დანაპარალებულია. ატმოსფერული ნალექების წყლის დიდი რაოდენობა ნაპარალებში ჩაედინება და ზედაპირულ ჩამონადენს ამცირებს, ხოლო მიწისქვეშა ჩამონადენს აღივსებს. თუ მდინარის აუზი კირქვებისაგან არის აგებული და განვითარებულია კარსტული ფორმები, აქ წლიურ ჩამონადენს კარსტული ფორმები არეგულირებს, ზედაპირული ჩამონადენის დიდი ნაწილი კარსტულ ხვრელებსა და ნაპარალებში ჩაედინება და დაგვიანებით გამოედინება ზედაპირზე ვოკლუზების სახით. ამის საუკეთესო მაგალითია მდ. ბესლეთი ქალაქ სოხუმის მახლობლად; მისი ჩამონადენი კარსტული ფორმებით არის რეგულირებული, ხოლო მისი მახლობელი მდინარე კელასურის აუზი შედარებით ნაკლებად არის დაკარსტული (ნახ. 53).

ვაკის მდინარეებს უფრო რეგულირებული ჩამონადენი აქვს, ვიდრე მთის მდინარეებს. მაგალითად, მდ. დეხვა შავი ზღვისპირა ვაკის მდინარეა. ხოლო მდ. ბახვისწყალი მთის მდინარეთა ტიპს ეკუთვნის; მისი აუზის საშუალო სიმაღლე 2240 მ-ს უდრის, მდ. დეხვასი კი — 750 მ. მათი წლიური ჩამონადენის შედარება პროცენტებში მოცემულია ნახ. 54-ზე.

მდინარეთა დიდი აუზები უფრო არეგულირებს წლიურ ჩამონადენს, ვიდრე პატარა მდინარეთა აუზები.

წლიური ჩამონადენის რეგულირებას ხელს უწყობს აუზში არსებული ტბები. რამდენადაც დიდია ტბიანობის კოეფიციენტი, იმდენად მეტია მდინა-

რეთა წლიური ჩამონადენის რეგულირება. ტბებში გაზაფხულია წყალდიდობის ჩამონადენის დიდი ნაწილი გროვდება, შემდეგ დაგროვილ წყალს თანდათანობით მდინარეს აწვდის და წლიურ ჩამონადენს სეზონებს შორის ათანაბრებს. ტბების მარეგულირებელი მნიშვნელობა თვალსაჩინოდ არის გამოახული იქ, სადაც დიდი ტბებიდან მდინარეები გამოედინება. ასეთებია, მაგალითად, მდ. ნევა, რომელიც ლადოგის ტბიდან გამოედინება, და მდ. ანგარა, რომელიც ბაიკალის ტბიდან იღებს სათავეს. ორთავე მდინარის წლიური წყლიანობა რეგულირებულია; აქ არ გვხვდება უეცარი წყალვარდნები და შედარებით გაძლიერებულია გაზაფხულის წყალდიდობა. მდინარეთა წყლიანობის რეგულირებას ხელს უწყობს ტყეები. ჭაობები და ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდშაფტის სხვა ელემენტები.

მდინარეთა წლიური ჩამონადენის რეგულირება წარმოებს ადამიანთა ამეურნეო საქმიანობასთან დაკავშირებით. წყლის რესურსების რაციონალურად გამოყენება ჰიდროენერგეტიკის, მორწყვისა და სხვა წყალსამეურნეო ღონისძიებებისათვის მოითხოვს მდინარეთა კალაპოტში კაშხალების მშენებლობას და დიდი წყალსაცავების მოწყობას, სადაც გაზაფხულის წყალდიდობისა და წყალმოვარდნების წყლებს აგროვებენ. შემდეგ ხელოვნურ წყალსაცავებში დაგროვილ წყლებს გეგმაშეწონილად, საჭიროების მიხედვით, ანაწილებენ. წყალსაცავიდან წყალს უშვებენ, როდესაც მას მეურნეობა მოითხოვს. მაგალითად, გვალვიან რაიონებში წყალი საჭიროა სათესი ფართობების მოსარწყავად ზაფხულის სეზონში, როცა მდინარეებზე წყალმცირობის პერიოდია და ატმოსფერული ნალექები მცირე რაოდენობით მოდის და ა. შ.

წყალსაცავების როლი ჩამონადენის შიდაწლიურ განაწილებაში კარგად ჩანს მდ. ვოლგის, მდ. ქცია-ხრამისა და სხვა მდინარეთა მავალითებიდან (ცხრ 12, 13).

ცხრილი 12

მდინარე ვოლგის წლიური ჩამონადენის განაწილება რიბინსკის წყალსაცავის მოწყობამდე და მოწყობის შემდეგ

სეზონები	ჩამონ. $\%_0$ წყალსაცავის მოწყობამდე	მოწყობის შემდეგ $\%_0$
გაზაფხული	54	23
ზაფხული	18	22
შემოდგომა	18	27
ზამთარი	10	28

ცხრილი 13

მდინარე ქცია-ხრამის წლიური ჩამონადენის განაწილება წალკის წყალსაცავის ქვევით და წყალსაცავის ზევით

სეზონები	ჩამონ. $\%_0$ წყალსაცავის ქვევით	ჩამონ. $\%_0$ წყალსაცავის ზევით
გაზაფხული	36	52
ზაფხული	23	24
შემოდგომა	21	12
ზამთარი	20	12

§ 77. ცნება ჰიდროლოგიური წლის შესახებ

ჩვეულებრივად ასტრონომიული (კალენდარული) წლის დასაწყისი პირველი იანვარია, დასასრული კი 31 დეკემბერი იგი მოიცავს 365—366 დღე-ღამეს. იანვრის თვე ჩვენს სიგანედებზე შუა ზამთარს წარმოადგენს. წლის ასეთი დასაწყისი ჰიდროლოგიური დამახასიათებელი ნიშნებისა და ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილებისათვის ძალზე მოუხერხებელია. ჩამონადენის წლიური დახასიათებისათვის უფრო მისაღებია ჰიდროლოგიური წელი.

ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისად შეიძლება მივიჩნიოთ ის მომენტი, როდესაც წლიურ ჩამონადენში ხდება ბუნებრივი გარდატეხა საზრდოობის პირობების მიხედვით, სახელდობრ, როდესაც მდინარე გადადის მდგრად საზრდოობაზე, ე. ი. როდესაც მდინარე საზრდოობს მხოლოდ მიწისქვეშა წყლებით და საზრდოობის სხვა კომპონენტები მცირე მასშტაბით ლებულობს მონაწილეობას. თუ ამ მოსაზრებიდან გამოვალთ, მაშინ საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილისათვის ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისად შეიძლება მივიჩნიოთ შემოდგომის პერიოდის დასაწყისი, ე. ი. 1 ოქტომბერი. ზოგიერთი ავტორი ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისად თვლის იმ დროს, როდესაც მდინარის ზედაპირული ჩამონადენი სრულიად წყდება. ე. ი. როდესაც ატმოსფერული ნალექები თოვლის სახით იწყებს დაგროვებას. ამ შემთხვევაში შეიძლება ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისი იყოს 1 ნოემბერი ან 1 დეკემბერი. აღნიშნული განმარტებიდან ჩანს, რომ ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისი სხვადასხვა წლებში. სხვადასხვა სივანესა და ვერტიკალურ ზონებში სხვადასხვაა. მაგალითად, ჩვენი ქვეყნის ჩრდილო ნაწილში ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისი შეიძლება სექტემბერშიაც იყოს, სამხრეთში კი—დეკემბერში, მაღალმთიან ზონაში, ყინვარების მასობლივად — 15 სექტემბრიდან ან 1 ოქტომბრიდან და სხვ. ამგვარად, საქმე გვექნება ცვალებად, ანუ ე. წ. „სრიალ“ ჰიდროლოგიურ წელთან. ასეთი ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისად იღებენ ზამთრის რეჟიმზე გადასვლის ნამდვილ თარიღს (როდესაც ჰაერის ტემპერატურა საბოლოოდ გადადის უარყოფით მაჩვენებელზე) ან გაყინვის თარიღს.

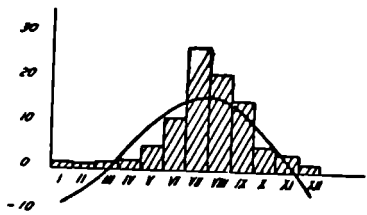
ჰიდროლოგიური პროცესების მთლიანი ციკლი არ განისაზღვრება ერთი ჰიდროლოგიური წლის ჩარჩოთი. ამიტომ უმჯობესია ჰიდროლოგიური წლის დასაწყისის დასადგენად ამა თუ იმ მდინარისათვის აგებულ იქნეს მრავალწლიური ჰიდროგრაფი ნალექებისა და ჰაერის ტემპერატურების იმავე ნახაზზე გადატანით და შერჩეულ იქნეს საშუალო მედიანური რიცხვი ჰიდროლოგიური წლის და სეზონების დასაწყისად ამა თუ იმ მდინარისათვის ან განედისათვის და ვერტიკალური ზონისათვის.

§ 78. ჩამონადენის უიზაფლიური განაწილება საზრდოობის პირობაზე და კლიმატთან დაკავშირებით

მდინარეთა ჩამონადენის განაწილებაზე წლის სეზონებში ძირითადად გავლენას ახდენს კლიმატური პირობები. სსრ კავშირის ევროპული ნაწილის მდინარეებზე ჩრდილოეთიდან სამხრეთის მიმართულებით გაზაფხულის ჩამონადენის წილი წლიურ ჩამონადენში უფრო და უფრო იზრდება; ზავოლოკიეს ზოგიერთი მდინარის წლიური ჩამონადენის 100% გაზაფხულზე ჩამოედინება. ჩრდილოეთში ზამთრის პერიოდის დიდი ხანგრძლიობა ხელს უწყობს ზამთრის თანაბარი ჩამონადენის რეჟიმს, ხოლო თოვლის მარაგის დიდი დაგროვება — გაზაფხულის უხვ ჩამონადენს. აუზებში ტყეთა არსებობა აგრძელებს თოვლის დნობის პროცესებს და ზრდის წყალდიდობის ხანგრძლიობას, ადიდებს თოვლის წყლის ჩაუნვას გრუნტში, რაც, თავის მხრივ, აგრძელებს მდინარეთა საზრდოობას ზაფხულის წყალმცირობის პერიოდში და ხელს უწყობს ჩამონადენის თანაბარ განაწილებას წლის განმავლობაში.

მდინარეებს, რომლებიც მიედინება ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ, უფ-

რო ხანგრძლივი გაზაფხულის წყალდიდობა აქვს, რადგან ჩრდილოეთში თოვლის დნობა უფრო გვიან იწყება და ჩამქვრთ კვეთთან თოვლის მდნარი წყლები გვიან აღწევს. მდინარეებზე კი, რომლებიც სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ მიედინება, თოვლის დნობა მიემართება შესართავისაკენ, რის გამოც გაზაფხულის წყალდიდობა უფრო ხანმოკლეა.



ნახ. 55. ყინვარული საზრდობის მდ. მულხრას წლიური ჩამონადენისა და ჰაერის ტემპერატურის განაწილება თვეებს შორის.

მთიან რაიონებში თოვლის დნობა ვერტიკალური ზონალობის მიხედვით ხდება. ეს არა მარტო აგრძელებს გაზაფხულის წყალდიდობას, არამედ წყალდიდობა გადადის ზაფხულის თვეებშიაც (ივლისი, აგვისტო). მთებში ყინვარების დნობა ზაფხულის ჩამონადენს ზრდის და ხელს უშლის ჩამონადენის თანაბარ განაწილებას წლის სეზონებში. ყინვარული და მარადი თოვლის წლიური ჩამონადენის მსვლელობა პარალელურად ხდება წლიური ჰაერის ტემპერატურის მსვლელობასთან (იხ. ნახ. 55).

სეზონები შეიძლება სხვადასხვა მხარეში სხვადასხვა იყოს, მაგალითად, სსრ კავშირის ევროპული ნაწილის სამხრეთ რაიონებში ზამთრის სეზონში შედის: დეკემბერი, იანვარი, თებერვალი; გაზაფხულის სეზონში — მარტი, აპრილი, მაისი; ზაფხულის სეზონში — ივნისი, ივლისი, აგვისტო და სექტემბერი; შემოდგომის თვეებია ოქტომბერი და ნოემბერი. კავკასიონის მაღალმთიან ნაწილში ზამთრის თვეებია: ნოემბერი, დეკემბერი, იანვარი, თებერვალი და მარტი; გაზაფხულისა — აპრილი და მაისი; ზაფხულისა — ივნისი, ივლისი, აგვისტო; შემოდგომისა — სექტემბერი და ოქტომბერი; აქ ზაფხული და გაზაფხული თითქმის ერთ სეზონად არის წარმოდგენილი.

წლიური ჩამონადენის წლის სეზონებში არათანაბარი განაწილება შეიძლება დახასიათებულ იქნეს არათანაბრობის კოეფიციენტი β-ით, რომელიც უდრის უდიდესი ჩამონადენიანი თვის შეფარდებას უმცირეს ჩამონადენიან თვესთან,

$$\beta = \frac{Q_{\text{უდიდესი}}}{Q_{\text{უმცირესი}}}$$

უფრო გარკვეულ დახასიათებას იძლევა ვარიაციის კოეფიციენტი, რომელიც გამოიანგარიშება წლის თვიური ჩამონადენისათვის, ე. ი.

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum (k-1)^2}{n-1}}$$

სადაც k მოდულის კოეფიციენტია $\frac{Q_{\text{საშ. თვ.}}}{Q_{\text{საშ. წლ.}}}$, ხოლო n უდრის 12 თვეს.

თუ გვაქვს ფაქტიური დაკვირვებების მონაცემები ჩამონადენზე სეზონური განაწილებისათვის, პირველ რიგში ანგარიშობენ თვიური ჩამონადენის ნორმებს, შემდეგ აჯამებენ სეზონების მიხედვით და ანგარიშობენ სეზონის %-ს წლიური ჩამონადენიდან. თუ რომელიმე მდინარისათვის არა გვაქვს ფაქტიური ჩამონადენის მონაცემები, შეგვიძლია ვისარგებლოთ მეზობელი ანალო-

გიური მდინარის ჩამონადენის მონაცემებით და წლიური ჩამონადენი განაწილოთ წლის სეზონებზე.

წლიური ჩამონადენის განაწილება შესაძლებელია ჰიდროგრაფის ვერტიკალური დანაწევრებით. ამისათვის საჭიროა ყოველდღიური ხარჯების ჰიდროგრაფის აგება, სადაც თვალსაჩინოდ გამოიყოფა ზამთრის, გაზაფხულისა და სხვ. სეზონები. ჰიდროგრაფზე გარდატეხის წერტილების (ზამთრის დასაწყისი, გაზაფხულის დასაწყისი, გაზაფხულის მაქსიმუმი, ზაფხულის დასაწყისი და ა. შ.) გამოყოფას გაგვიადვილებს იმავე ნახაზზე ჰაერის ტემპერატურების გრაფიკის აგება, რომელიც მიგვითითებს გაზაფხულსა და ზამთარს შორის საზღვარს, უარყოფითი ტემპერატურიდან დადებით ტემპერატურაზე გადასვლის მომენტს. ჰიდროგრაფზე გამოყოფილი სეზონების ფართობების პლანიმეტრით გამოთვლა მოგვცემს წლიური ჩამონადენის სეზონურ განაწილებას.

ამგვარად, მდინარეთა წლიური ჩამონადენის განაწილებას წლის განმავლობაში ძირითადად განაპირობებს კლიმატური პირობები და აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდშაფტის თავისებურება.

§ 70. მდინარეთა თარხული რაჟიმი

მდინარეთა თარხული რეჟიმი იქმნება სითბოცვლის შედეგად წყლის მასისა და მიმდებარე გარემოს შორის: ერთი მხრით, ატმოსფეროსა და, მეორე მხრით, კალაპოტის ფსკერს შორის. სითბოცვლა სხვადასხვაგვარად მიმდინარეობს წყლის თავისუფალი ზედაპირისა და ყინულით დაფარულობის დროს. წყლის თავისუფალი ზედაპირის დროს სითბოცვლის შემადგენელი ნაწილებია: 1) ატმოსფეროსთან უშუალო სითბოცვლა (C_1) წყლის ზედაპირის შეხების ადგილზე ატმოსფეროსთან; 2) სითბოს ხარჯვა აორთქლებაზე და კონდენსაციის დროს მის გამოყოფაზე (C_2); 3) ეფექტურ გამოსხივებაზე, ე. ი. წყლის სითბოს გამოსხივებასა და შეხებები ატმოსფეროდან გამოსხივების სხვაობაზე $J_{\text{ფ.}}$; 4) წყლის მიერ პირდაპირი და გაუანტული რადიაციის შთანთქმვაზე J . ყველა ზემოთ აღნიშნულ სიდიდეთა ჯამი $C = J - J_{\text{ფ.}} + C_1 + C_2$ წარმოადგენს სითბოცვლის ელემენტებს წყლის ზედაპირისა და ატმოსფეროს შორის. მიმდინარე წყლის სითბოს ბალანსის განტოლებას შემდეგი სახე აქვს:

$$\pm q = (J - J_{\text{ფ.}}) + (C_1 + C_2) + S_{\text{ფ.}}$$

სადაც $\pm q$ მიმდინარე წყალში სითბოს მარაგის ცვალეზადობაა; $S_{\text{ფ.}}$ — სითბოცვლა ფსკერთან.

ზამთრის პერიოდში, როდესაც წყლის ზედაპირი 10—20 სმ ყინულითა და თოვლითა დაფარული, სითბოცვლა ატმოსფეროსა და წყალს შორის აღარ ხდება, რადგან თოვლის ზედაპირი მზის სითბური ენერგიის თითქმის 70% არეკლავს. ხოლო რადიაციის დანარჩენ ნაწილს შთანთქავს ან გაფანტავს თოვლის საფრის ზედა ფენა. წყდება აგრეთვე წყლის ზედაპირიდან აორთქლება და კონდენსაცია. სითბოცვლა წყალსა და ატმოსფეროს შორის ხორციელდება მხოლოდ თოვლისა და ყინულის საფრიდან სითბოგამტარობის საშუალებით. სითბოცვლა კალაპოტის ფსკერთან შედარებით მცირეა. ვიდრე სითბოცვლა წყლის ზედაპირისა და ატმოსფეროს შორის. ზაფხულის პერიოდში წყლიდან სითბოს კალაპოტის ფსკერი იღებს, ხოლო ზამთარში, პირიქით, წყალი სითბოს კალაპოტიდან ღებულობს.

სითბურ ბალანსში მონაწილეობას ღებულობს აგრეთვე მდინარეში გრუნტის წყლების მიერ შემოსული სითბოც, თუმცა მისი როლი ზაფხულის პერიოდში უმნიშვნელოა, ზამთარში კი ზოგიერთი მდინარისათვის იგი მნიშვნელოვან სიდიდეს აღწევს.

წყლის სითბური ბალანსის ელემენტებს შორის შეფარდება იცვლება მეტეოროლოგიური პირობების ცვლასთან ერთად. გაზაფხულისა და ზაფხულის სეზონებში სითბოს შემოსავალი მეტია, ვიდრე გასაჯალი, ამიტომ ამ სეზონებში წყალი თბება. წყლის მაქსიმალური ტემპერატურა შუა ზაფხულში ღდება, როდესაც სითბოს შემოსავალსა და გასაჯალს შორის წონასწორობა მყარდება. შემოდგომაზე წყლის გაცივების შედეგად კალაპოტის ფსკერი, რომელმაც სითბო მიიღო ზაფხულში წყლის გათბობის შედეგად, სითბოს უკანვე უბრუნებს ატმოსფეროს წყლის საშუალებით. ზამთრის სეზონში, როდესაც წყალი ყინულით არის დაუარული, წყლის ტემპერატურა თითქმის უცვლელია და უახლოვდება 0°-ს.

ამგვარად, წლის განმავლობაში მდინარეთა წყლის ტემპერატურულ რეჟიმში ორი ფაზა გამოიყოფა: 1) როდესაც წყლის ზედაპირი თავისუფალია და 2) როდესაც მდინარის ზედაპირი ყინულითა და თოვლითაა დაფარული.

პირველ ფაზაში ტურბულენტური დინება და წყლის მასის აღრევა სწრაფ კავლენას ახდენს წყლის ტემპერატურაზე. ამ დროს წყლის ტემპერატურის ცვლა თითქმის პარალელურად მიმდინარეობს ჰაერის ტემპერატურასთან. ამ უაზის პირველ პერიოდში, განსაკუთრებით გაზაფხულის წყალდიდობის დროს, წყლის ტემპერატურა დაბალია ჰაერის ტემპერატურაზე. ხოლო შემდეგ, პირიქით, წყლის ტემპერატურა მაღალია ჰაერის ტემპერატურაზე.

მთიან რაიონებში ჰაერისა და წყლის ტემპერატურას შორის სხვაობა უარყოფით ხასიათს ღებულობს. თბილი პერიოდის განმავლობაში ჰაერის ტემპერატურა უფრო დაბალია წყლის ტემპერატურასთან შედარებით, რაც მდინარეთა საზრდოობის პირობებით არის გამოწვეული.

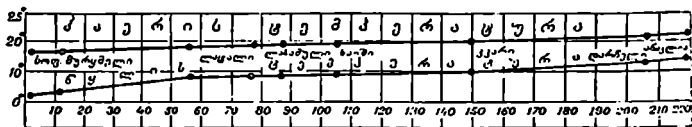
1. წყლის ტემპერატურის ცვლა მდინარის ცოცხალ კვეთში წყლის ტურბულენტური მოძრაობის შედეგად თითქმის ერთგვაროვნობით ხასიათდება. ააეთ მოვლენას, ე. ი. წყლის მასაში ტემპერატურის ერთგვაროვან განაწილებას, ჰო მ თ ე რ მ ი ა ს უწოდებენ. მაგრამ ღიდ მდინარეებზე ზოგჯერ აღღილი აქვს ცოცხალი კვეთის სიგანეზე ტემპერატურის ცვლას. წყლის გათბობის შედეგად თბილ პერიოდში ნაპირების მახლობლად წყლის ტემპერატურა უფრო მაღალია, ვიდრე კვეთის შუაგულში, სადაც წყალი უფრო ღრმაა, ხოლო წყლის გაცივების პერიოდში, პირიქით, ნაპირების მახლობლად წყალი უფრო ცივია, ვიდრე მდინარის შუაგულში.

გაზაფხულის წყალდიდობის დროს წყლის ტემპერატურა სიღრმეში მცირდება და კალაპოტის ზედაპირის მახლობლად 0,5°-ს არ აღემატება. ზაფხულში (ივლისსა და აგვისტოს დასაწყისში) წყლის ზედაპირული ფენა უფრო თბება, წარმოიშობა ე. წ. სტრატოფიკაცია. სითბო გადაეცემა ქვევით სიღრმეში და წყლის ტემპერატურამ შეიღლება 1,6°-მდე მოიმატოს. სექტემბერში ღგება ჩვეულებრივი სტრატოფიკაცია. ამ დროს განსხვავება ქვედა ფენებისა და ზედაპირული წყლის ტემპერატურებს შორის შეიღლება — 0,6°-ღე დაეცეს.

2. წყლის ტემპერატურის ცვლა მდინარის სიგრძის მიხედვით ძირითადად დამოკიდებულია მდინარის საზრდოობის პირობებზე, მდინარის სიგრძეზე და კეოგრაფიული ლანდშაფტის ზონალობაზე. წყლის ტემპერატურა მდინარეები-

სა, რომლებიც მიემართება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ, თანდათან მცირდება, ხოლო ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ მიმდინარე მდინარეებისა კი, პირიქით, ინტენსიურად მატულობს. ტყე-ველის ზონაში პატარა მდინარეებს გაცილებით მეტი ტემპერატურა აქვს, ვიდრე დიდ მდინარეებს.

მთის მდინარეთა წყლის ტემპერატურა ინტენსიურად მატულობს მთელი წლის განმავლობაში მთიდან ვაკისაკენ დინების მიხედვით. ზაფხულში



ნახ. 56. მდ. ენგურის წყლისა და ჰაერის ტემპერატურის ცელა სიგრძის მიხედვით სათავიდან შესართავამდე.

ტემპერატურა მატულობს მდინარის მთელ სიგრძეზე, სათავიდან შესართავამდე. გაზაფხულსა და შემოდგომაზე ზოგიერთ მდინარეზე წყლის ტემპერატურა მთისწინებიდან გასვლის შემდეგ კლებულობს (ნახ. 56).

ის მდინარეები, რომლებიც გამოედინება დიდი ტბებიდან, დიდ სიგრძეზე ინარჩუნებს ტბის ტემპერატურას. მაგალითად, ბაიკალის ტბის ცივი წყლის მასის გავლენა მდ. ანგარაზე 1170 კმ სიგრძეზე ვრცელდება. შემდეგ მისი ტემპერატურა თანდათანობით უთანაბრდება ადგილობრივ მდინარეთა ტემპერატურას.

შემდინარეთა წყლის ტემპერატურა გავლენას ახდენს მთავარი მდინარის ტემპერატურაზე, მაგალითად, მდ. ანგარის ტემპერატურა მატულობს მისი შემდინარეების — კიტოისა, ორკუტისა და ბელოსის თბილი წყლების შეერთების შემდეგ. ასეთივე მაგალითს წარმოადგენს სვანეთში მდ. დოღრაყ. მისი წყლის ტემპერატურა რამდენიმე გრადუსით მატულობს მდ. შავწყალას შეერთებით.

3. წყლის ტემპერატურის შიდაწლიური განაწილება ჩვეულებრივად ემთხვევა ჰაერის ტემპერატურის სეზონურ განაწილებას. გამონაკლას შეადგენს ყინვარული და მარადი თოვლით საზრდოობის მდინარეები. მათი ტემპერატურა ზაფხულის პერიოდში ყინვარების დნობასთან დაკავშირებით კლებულობს.

§ 80. მდინარეთა ზამთრის რეჟიმი

ჩვენს ქვეყანაში მდინარეთა ზამთრის რეჟიმის შესწავლას დიდი მნიშვნელობა აქვს. ჩვენი ქვეყნის მდინარეების დიდი ნაწილი ზამთრის პერიოდში 3—6 თვით ყინულით არის დაფარული. ყინულის საფარი მდინარის წყალს ყოფს ჰაერისაგან, ხელს უშლის წყალსა და ჰაერს შორის სხვადასხვა გაზების გაცვლა-გამოცვლის პროცესებს და აბრკოლებს სინათლისა და სითბოს ჩაღწევას წყლის სიღრმეში, რაც აუცილებელია წყალში არსებული ცხოველებისათვის. ყინულის საფარი აგრეთვე ამცირებს ნაქადის დინების სიჩქარეს და საერთოდ არღვევს მდინარის წყლიანობის რეჟიმს.

მდინარეებზე ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა დაპროექტების დროს ყურადღება უნდა მიექცეს მდინარის ყინულოვან რეჟიმს — ყინულდგომის ხანგრძლივობასა და სიღრმეებს.

ლიობას, ყინულის სისქეს, ყინულების სკლას, წყალშიდა ყინულების წარმოშობას, მის ხანგრძლიობას, რაოდენობას და სხვ.

ა) ყინულოვანი რეჟიმის ფაზები. შემოდგომა-ზამთრის პერიოდში, როდესაც ტემპერატურა ნულ გრადუსამდე ეცემა, იწყება მდინარეებში ყინულების წარმოქმნა. მდინარეთა მასიურად გაყინვა დაიწყება იმ მომენტიდან, როდესაც წყლის მთელი მასის ტემპერატურა 0°-ზე დაბლა დაიწევს.

მდინარეთა ყინულოვან რეჟიმში ძირითადად სამ ფაზას გამოყოფენ: 1) წყლის გაყინვის დასაწყისს (ყინულების პირველადი ფორმების გაჩენა), 2) ყინულდგომას, როდესაც მდინარის ზედაპირი მთლიანად იფარება ყინულით. 3) ყინულსკლას, ე. ი. მდინარის განთავისუფლებას ყინულებისაგან.

ბ) ყინულწარმოქმნის პირველადი ფორმები. შემოდგომის ბოლო თვეებში, ჰაერის ტემპერატურის გადასვლის მომენტში დადებითიდან უარყოფითზე, წყალი გაცივებას იწყებს მდინარის ნაპირთან. სადაც წყლის ნაქადის სიჩქარე მინიმალურია ან სრულიად არ არის. პირველად ჩნდება ყინულის წანაპირები. რომელიც უძრავად ეკვრის მდინარის ნაპირს. ამ დროს მდინარის შუა ნაწილში ყინულსაგან თავისუფალია ან შეიძლება მოძრაობდეს ყინულის ზოგიერთი სახე, როგორც არის ქონი, თოში და სხვ. ყინულის წანაპირები შეიძლება იყოს პირველადი (დროებითი) ან მუდმივი.

1) პირველადი წანაპირები ჩნდება ცივი დამეების დროს. დღისით, როდესაც ჰაერის ტემპერატურა მოიმატებს, ყინული დნება ან შეიძლება გაქრეს მდინარის წყლის ღელვისაგან.

2) მუდმივი წანაპირები წარმოშობის შემდეგ იზრდება მდინარის შუაგულისაკენ როგორც სივანით, ისე სისქით მანამ, სანამ მდინარე მთლიანად არ დაიფარება ყინულით. მაგრამ მდინარეებზე, სადაც დიდია დინების სიჩქარე, შეიძლება მთლიანი ყინულსაფარი არ გაჩნდეს. ასეთ შემთხვევაში ყინულის წანაპირები უდიდეს სისქეს აღწევს და ე. წ. ყინულის კარნიზებს წარმოშობს.

3) თოვლიანი შესქელებული ფაფისმაგვარი თოვლია და ყინული: ნარევი მასაა, რომელიც წარმოიქმნება გაცივებულ წყალში თოვლის ჩაყენისაგან. იგი მდინარეში ეურავს ან ცალკეული ლაქების სახით, ანდა მთელ მდინარეს ფარავს, მაგრამ წყლის ზედაპირის ზევით არ ამოდის. ამ დროს მდინარეზე ქარს არ შეუძლია ტალღების მსგავსი წყლის ქაელები წარმოშვას.

4) ყინულის ქონი ძალიან წერილი ნემსისმაგვარი ყინულია კრისტალებია, რომლებიც ლაქების მსგავსად ეურავს წყლის ზედაპირზე. მას აქვს მონაკრისტალური ტყვიის ფერი და მოგვაგონებს წყალში ჩასხმულ ზეთის ლაქებს.

5) ფსკერის ყინული მდინარის ფსკერზე წარმოიშობა. მას აქვს ღრუბლისებური ფორიანობა, — ამასთან არ არის გამჭვირვალე; ასეთ ყინულებს ინგლისში დუზის ყინულს უწოდებენ, რადგან ხშირად ფსკერის ყინული მიეკვრება გემის ღუზას და ზევით ამოტივტივებს. ზოგჯერ ფსკერის ყინული დიდი რაოდენობით გროვდება და მდინარის კალაპოტში წარმოქმნის ე. წ. ყინულოვან კაშხალს, რომლის სიმაღლეც კალაპოტის ფსკერიდან ხშირად ერთ მეტრზე მეტია.

6) წყალშიდა ყინული წარმოიქმნება ფსკერის ყინულის მსგავსად. მაგრამ არა კალაპოტის ფსკერთან, არამედ მდინარის წყლის სისქეში და მოძრაობს წყალთან ერთად. ფსკერისა და წყალშიდა ყინულები ხშირად აფერხებს წყალსადენების მუშაობას წყალში მოთავსებული წყალმიმღები მილების და-

ხურვით. აგრეთვე აფერხებს ჰიდროელექტროსადგურების მუშაობას წყალ-მომღები ნაწილების ყინულებით გაქედვის გამო, რის შედეგადაც ჰიდროელექტროსადგურები უწყლოდ რჩება და მუშაობას წყვეტს. ამიტომ ფსკერისა და წყალშია ყინულების შესწავლას ადრე მიაქციეს ყურადღება. ჩვენი გამოჩენილი მეცნიერები აღნიშნული ყინულოვანი ფორმების შესასწავლად დღესაც დიდ მუშაობას ეწევიან.

7) თოში წყალში მცურავი შერეული წარმოშობის გაუმჟვირავე ყინულებია. რომლებიც შედგება: ფსკერის მცურავი ყინულებისაგან, თოლწყლისაგან, ყინულისაგან, პირველადი წანაპირა ყინულების ნამსხვრევებისაგან და სხვ. დიდი სიჩქარის მდინარეებში თოში შეიძლება იყოს მღვრიე, მარცხოვანი ყინულის მსგავსი. ზამთარში თოში შეიძლება იყოს ყინულსაფრის ქვეშ, რომელიც წამოღებულია მდინარის ზემო წელიდან. ასეთ შემთხვევაში წამოღებული თოში გამოავსებს მდინარის ვიწრო ადგილებში კალაპოტის ფსკერსა და ყინულსაფარს შორის მდინარის სადენ ცოცხალ კვეთს და წარმოქმნის თოშქედის ყინულოვან ფორმას.

8) ყინულხერგვა თოშქედის ანალოგიურია. წარმოიშობა თოშისაგან. წყალშია და მცურავი ყინულებისაგან იმ დროს, როდესაც მდინარის წყლის ზედაპირი მთლიანი ყინულით არის დაფარული. მდინარის ზემოწელიდან წამოღებული ყინულები ზოგჯერ ყინულის საფარს ზევით მოექცევა, ამის გამო მთლიანი ყინულის საფარი დაწოლის გამო ქვევით — ფსკერისაქვე ჩაიხიჩქება, ქვევიდან კი წყალშია ყინული და თოში მდინარეს სასვლელ გზას გადაუღობავს და წინაგლის საშუალება არ აძლევს, რაც მდინარის შეგუბებას იწვევს. თუ ყინულსაფარს აქვს გასწვრივი ნაპრალი მდინარის წყლის გასასვლელად, მაშინ ყინულხერგვა გრძელდება მთელი ზამთრის განმავლობაში.

თოშქედვა და ყინულხერგვა მდინარის დონეთა რეჟიმის მკვეთარ ცვალებადობას იწვევს.

აღნიშნული ყინულოვანი მოვლენები ხშირად მდინარეებში იწვევს წყლების დიდ დაგროვებას ისევე, როგორც ხელოვნურად მოწყობილ წყალსაცავებში და დიდ ფართობზე ატბორებს ადგილმდებარეობას. შემდეგ მდინარის წყლის დიდი წნევის გავლენით გაირღვევა ყინულებისაგან ჩაკეტილი ადგილი, რაც იწვევს მდინარის ქვემო დინებაზე კატასტროფულ წყალმოვარდნას. ეს კი დიდ ზარალს აყენებს სახალხო მეურნეობის სხვადასხვა დარგს.

§ 81. შემოდგომის ყინულსალა

შემოდგომის ყინულსალას განაპირობებს: წყლის ზედაპირზე სხვადასხვა ფორმის ყინულების (ყინულის მინდვრები, თოში, ყინულის ნამსხვრევები და სხვ.) მოძრაობა. შემოდგომის ყინულსალა ყველა მდინარეზე ხდება.

ვაკის მდინარეებზე შემოდგომის ყინულსალა ჩვეულებრივად წყნარად მიმდინარეობს. მდინარეთა ცალკეულ უბნებზე, განსაკუთრებით კალაპოტის მოხრილ უბნებზე, ხშირად წარმოებს ყინულების დაგროვება და ყინულხერგვა წარმოიშობა, რაც მალე ქრება. სამხრეთის მთიან რაიონებში ყინულსალას ადგილი არა აქვს. მას ცვლის მდინარეებში თოშის სვლა.

შემოდგომის ყინულსალის პერიოდი ძალზე მერყეულია. განისაზღვრება რამდენიმე დღიდან თითქმის ერთ თვემდე. ტბებიდან გამოსულ მდინარეებს,

მაგალითად, ნევასა და ანგარას. ახასიათებს შემოდგომის ყინულსკლის ხან-
ვრძლივი პერიოდი.

შემოდგომის ყინულსკლის პერიოდის დასაწყისს განაპირობებს ჰაერის
ტემპერატურული რეჟიმი. სექტემბრის მეორე ნახევარში შემოდგომის ყინულ-
სკლას ადგილი აქვს სსრ კავშირის აზიური ნაწილის უკიდურეს ჩრდილოეთ-
ში — ტაიმირზე, ინდიგირკაზე და სხვა მდინარეებზე. ყინულსკლა ყველაზე
კვიან იწყება შუა აზიასა და კავკასიაში (დეკემბერში).

შემოდგომის ყინულსკლის დასაწყისის პერიოდისათვის და სხვა ყინულო-
ვანი მოვლენების დასახასიათებლად ადგენენ იზოქრონების რუკებს. რუკაზე
შემოდგომის ყინულსკლის ერთნაირი დასაწყისის პერიოდის შემაერთებელ ხა-
ზებს იზოქრონებს უწოდებენ.

§ 82. ყინულსაფარი

მდინარის შუა ნაწილისაქენ წანაპირების ზრდა, მცურავი ყინულებისა და
სხვა ყინულოვანი ფორმების ზრდა მდინარის კალაპოტის შევიწროებულ ნა-
წილში ან მოხრილ ადგილებში იწვევს ყინულების დაგროვებას. ჰაერის დაბალი
ტემპერატურის შედეგად ყველა სახის ყინულების შეერთება მდინარის მთელ
სიგრძეზე ყინულსაფრის წარმოშობას განაპირობებს. მთლიანი ყინულსაფრის
წარმოშობას უფრო ხშირად ადგილი აქვს პატარა მდინარეებზე. დიდ მდინარე-
ებზე იგი ჩნდება მხოლოდ წყნარი დინების ადგილებში და ისიც მოკლე ხნით.
მდინარეებზე, სადაც დიდი სიჩქარეებია და წყაროები გამოედინება, მთლიანი
ყინულსაფარი არ ჩნდება.

საერთოდ მდინარის ზედაპირის ყინულსაფარი ან მოსწორებულა, ან ტო-
როსისებური. ტოროსები ჩნდება ყინულსაფრის დროს. ზემო წელიდან
წამოსული ყინულები ზემოდან ექცევა ქვედა წელის ყინულებს და ხდება ყი-
ნულების დაგროვება. რაც ყინულის საფარს უსწორმასწორო ფორმას აძლევს.

ყინულსაფრის ჩაზნევა შესამჩნევია პატარა მდინარეებზე, სა-
დაც ყინულები მკიდრად არის მიმაგრებული ნაპირებთან. მდინარეში წყლის
შემცირებისას დონეები კლებულობს, რაც ხელს უწყობს ყინულსაფრის ჩაზ-
ნევენას. ამ დროს ნაპირებთან ნაპრალები ჩნდება, ყინული ნაპირებს შორდება
და მდინარეში ჩაიწევა მთლიანი ყინულსაფრის დროს მდინარის წყლის დონე-
ების მკვეთრი ცვალებადობა, ჰაერის ტემპერატურის რყევადობა და ყინულის
ხერგელების წარმოშობა ყინულსაფრის დანაპრალებას იწვევს.

ყინულსაფარზე ხშირად გვხვდება მინაყინები, რომლებიც წარმოიქმნება
ყინულის ნაპრალიდან ამოსული წყლის სწრაფი გაყინვით. მინაყინებს შრეობ-
რივი ყინულის ფორმა აქვს, ისინი თანდათანობით იზრდება და ზოგჯერ ყინუ-
ლის ზედაპირზე დასობილი ბოძების მსგავსად არის აღმართული.

საბჭოთა კავშირია ევროპული ნაწილის უკიდურესი ჩრდილოეთისა და
კიმბირის ჩრდილოეთის რაიონების ზოგიერთი მდინარის ჩამონადენი მთლიან-
ად იყინება. ამ დროს მდინარეთა წყლების ნაწილი ალუვიური ნაფენებში იფი-
ლტრება და ზოგჯერ ჩამონადენი მთლიანად წყდება. მაგალითად, მდ. ბელოე
და ამურის აუზის მდინარეები: ზეია, ნერჩა, ინგოლა, შილკა და სხვები მთლი-
ანად იყინება. მათ ზამთრის ჩამონადენი არა აქვს.

¹ В. Ш. Германовский, Минимальный сток рек Амурского бассейна, თბილისის
სახელმწიფო უნივერსიტეტის შრომები, ტ. 111, თბილისი, 1965, გვ. 212.

მდინარეთა განთავისუფლება ყინულებისაგან და გაზაფხულის ყინულსვლა. გაზაფხულზე პაერის ტემპერატურის გადასვლა უარყოფითიდან დადებით მჩვენებლებზე იწვევს ხმელეთისა და ყინულის ზედაპირზე თოვლის დნობას. მდინარი წყალი მდინარეებში ნაპირებიდან ჩადის, რის შედეგადაც წანაპირა ყინულები დნება. ამით მდინარის ზედაპირზე არსებული ყინულსაფრის მთლიანობა ირღვევა, კარგავს ნაპირთან კავშირს და წყალში ტივტივს იწყებს. ატივტივებული ყინული კარგავს სიმტკიცეს და წყლისა და ქარის მექანიკური მოქმედებით ადვილად იმსხვრევა. გაზაფხულზე წყლის დონე მატულობს, ნაპირიდან მოწყვეტილი ყინულები წყალზე ტივტივებს, იმსხვრევა და იწყებს სვლას მდინარის დინების მიმართულებით.

გაზაფხულის პერიოდში გაძლიერებული ყინულსვლის დროს მდინარი შევიწროებულ კალაპოტსა და მოხრილ ადგილებში ყინულები იწყებს დაგროვებას და წარმოშობს თოშქედვას და ყინულხერგვას. ხშირად მოტივტივე ყინულები ერთიმეორეს ეკვრის ზევიდან და ქვევიდან. წარმოიშობა ტაროსები და სხვა ყინულოვანი ფორმები.

§ 88. ზამთრის რაიონის თავისებურებანი (ლონეთა, ხარჯვაისა და ჩამონადენის რაიონებში)

ზამთრის სეზონში, როგორც აღნიშნული იყო, ატმოსფერული ნალექები თოვლის სახით მოდის და აუზის ზედაპირზე გროვდება. ამ დროს მდინარეები ზედაპირულ საზრდობას მოკლებულია და მხოლოდ მიწისქვეშა წყლებით საზრდობს.

ზამთრის პერიოდის დონის ცვალებადობას ორი მთავარი მიზეზი გახაპირობებს: 1) მდინარეში წყლის ხარჯის ცვალებადობა და 2) მდინარეზე ყინულის წინააღმდეგობა წყლის დინების მიმართ.

წყლის ხარჯის რყევადობას ზამთარში იწვევს: 1) ზედაპირული ჩამონადენის ცვალებადობა და მისი სრული შეწყვეტა მკაცრი ზამთრის პირობებში; 2) მიწისქვეშა წყლების ცვალებადობა, რომლებიც ამ დროს მდინარეებს ასაზრდოებს და 3) წყლის დახარჯვა ყინულების წარმოქმნაზე.

ზამთარში წყლის ზედაპირი ყინულით დაფარვის შემთხვევაში ორგვარ დონისაგან შედგება: ნამდვილი დონისა ($H_{\text{ნამდ.}}$) და ყინულით შეგუბებული დონისაგან (ΔH). ე. ი. ზამთრის დასაწყისში ΔH თანდათან იზრდება, ხოლო $H_{\text{ნამდ.}}$ კი კლებულობს, რაც გამოწვეულია ზედაპირული საზრდობის შემცირებით და ყინულის წარმოქმნაზე წყლის დანაკარგით.

ზამთრის დასასრულს ყინულების ქვეშ ადგილი აქვს დონეთა დაწევას. ეს გამოწვეულია კალაპოტში ყინულით შექმნილი წინააღმდეგობის შემცირებით, წყალშიდა და ფსკერის ყინულების გადნობით. დონეთა შემცირებას აგრეთვე იწვევს ყინულსაფრის ქვედა პირის მოსწორება და წყლის დინების მიმართ წინააღმდეგობის შემცირება.

დონეთა სწრაფ რყევადობას ადგილი აქვს გაზაფხულზე და შემოდგომის ყინულსვლის პერიოდში.

უკიდურესი ჩრდილოეთის მდინარეთა ზამთრის ჩამონადენი ნულს უდრის. რადგან ისინი მთლიანად იყინება, სამხრეთ რაიონებში კი მდინარეებს მნიშვნელოვანი ჩამონადენი აქვს, ვინაიდან თოვლი ზოგჯერ ზამთარში დნება.

მდინარეში მინიმალურ ხარჯებს ადგილი აქვს ზამთრის დასაწყისში. ეს გა-

მოწვეულია წყლის დახარჯვით გაყინვაზე. მინიმალური ხარჯები აგრეთვე აღიწინებება ზამთრის დასასრულს, რასაც იწვევს მიწისქვეშა წყლების მარაგის შემცირება.

ამგვარად, ზამთარში მდინარის დონეთა მომატება არ არის ყოველთვის დაკავშირებული წყლის ხარჯების მომატებასთან ისე, როგორც დონეთა დაკლება არ არის ყოველთვის გამოწვეული ხარჯების შემცირებით.

§ 84. მდინარის ენერჯია

დედამიწის ზედაპირზე მოძრავი წყლის მასა, რომელიც მდინარეებს გადააქვს სათაიდან შესართავისაკენ, შეიცავს უდიდეს ენერჯიას, რომლის გამოყენება მალა წევს საწარმოთა პროდუქციის გამომუშავების ეფექტიანობას. თუ რომელიმე H_1 წერტილში, მდინარის ცოცხალ კვეთში, ერთ წამში გაედინება Q კუბური მეტრი წყალი V მ/წ სიჩქარით, ხოლო 1 კუბ. მეტრი წყლის წონა γ ტონის ტოლია, მაშინ აღებული კვეთისათვის N ენერჯია წყლის მოცემული ხარჯისათვის გამოიხატება ტონა/მეტრებში შემდეგი განტოლებით:

$$N_1 = \gamma Q \left(H_1 + \frac{P}{\gamma} + \frac{v^2}{2g} \right),$$

სადაც P ატმოსფერული წნევაა, რომელიც შეიძლება მდინარის მთელ სივრცეზე თანაბარი იყოს, ხოლო g სიმძიმის ძალის აჩქარებაა.

მდინარის რომელიმე სხვა— H_2 წერტილში იგივე წყლის ხარჯი წამში V_2 სიჩქარით მოგვეცემს სხვა ენერჯიის რაოდენობას:

$$N_2 = Q \gamma \left(H_2 + \frac{P}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g} \right).$$

ამგვარად, H_1 -დან H_2 -მდე მდინარის მიერ დახარჯული ენერჯია (N) წინააღმდეგობის დაძლევაზე გამოიხატება ფორმულით:

$$N = N_1 - N_2 = Q \gamma \left[(H_1 - H_2) + \frac{v_1^2 - v_2^2}{2g} \right] \text{ ტონა/მეტრს.}$$

მაგრამ განტოლების მეორე წევრი, მოთავსებული კვადრატულ ფრჩხილებში, უმდენად მცირეა, რომ მას ჩვეულებრივ მხედველობაში არ იღებენ. იმ შემთხვევაში, თუ სიმაღლის სხვაობას H -ით აღვნიშნავთ და წყლის მოცულობის ერთეულად 1000 კგ-ს მივიღებთ (ერთ ტონა წყალში 1000 კგ წყალია), მაშინ მდინარის მონაკვეთისათვის ენერჯიის რაოდენობას ანგარიშობენ შემდეგი განტოლებით: $N = 1000QH$ კილოგრამმეტრ/წამს, ხოლო მდინარის თეორიული სიმძლავრე

ცხენის ძალებში იქნება: $N_{\text{თეორ.}} = \frac{1000 \cdot Q \cdot H}{75} = 13,33 QH$ ცხენის ძალას;

$N_{\text{თეორ.}}$ ენერჯიის რაოდენობაა, Q — მდინარის ხარჯი მ³/წ, H — ორ მონაკვეთს შორის სიმაღლის სხვაობა მეტრებში, 1000 კგ = 1 ტონა წყალს, ცხენის ძალა = 75 კგ/მ-ს, კილოვატებში კი $N_{\text{თეორ.}} = \frac{1000QH}{102} = 9,81QH$ კილოვატს;

კანტოლებში N , Q , H და 1000 იგივე მნიშვნელობისაა, რაც წინა განტოლე-

ბაში იყო. 102 უწოდებენ კადასტრულ ან ბრუტო სიმძლავრეს. იგი უდრის 102 კვ/წამს; 9,81 სიმძიმის ძალის აჩქარებაა, ანუ g .

თუ $N_{\text{თორ.}}$ სიდიდეს გავყოფთ უბნის სიგრძეზე (L კმ), მივიღებთ ხვედრით სიმძლავრეს მდინარის ყოველ გრძივ კილომეტრზე:

$$N_{\text{ხვ.}} = \frac{N_{\text{თორ.}}}{L}.$$

მდინარის უბნურ სიმძლავრეთა შეჯამება მოგვცემს მთელი მდინარის სრულ სიმძლავრეს, ე. ი. $\Sigma N = \Sigma 9,81 \cdot QH$ კილოვატს. თუ მდინარის მთელ სიმძლავრეს გავყოფთ იმავე მდინარის აუზის ფართობზე, მივიღებთ სიმძლავრეს აუზის თითოეული კვადრატული კილომეტრისათვის: $n = \frac{\Sigma N}{F}$. მაგრამ მდინარის

მთელი ენერჯიის მიღება პრაქტიკული გამოყენებისათვის არ ხერხდება, რადგან ენერჯია, რომელსაც წყალი შეიცავს მოძრაობის დროს, იკარგება ხახუნის ძალის გადალახვაზე, მყარი ჩამონადენის გადატანაზე და სხვა ბუნებრივი პირობების გადასალახავად; ენერჯია იკარგება აგრეთვე ძრავების დასაბრუნებლად და სხვადასხვა პიდროტექნიკურ ნაგებობათა წინააღმდეგობის გადასალახავად. თუ დაკარგულ ენერჯიას აღვნიშნავთ τ -ით, მაშინ მივიღებთ საწარმოო ენერჯიას შემდეგი განტოლებით: $N_{\text{მარგი}} = 13,33QH\tau$ ცხენის ძალას, $N_{\text{მარგი}} = 9,81 QH\tau$ კილოვატს.

ენერჯიის დანაკარგის კოეფიციენტის τ სიდიდე დამოკიდებულია პიდრო-დანადგარის კონსტრუქციაზე. იგი შეიძლება მერყეობდეს 0,75-დან 0,94-მდე. ენერჯიის რაოდენობა შეგვიძლია მივიღოთ T საათის განმავლობაში შემდეგი განტოლებით: $\Theta = NT = 9,81 QHT$ კილოვატ-საათს. თუ ვიცით მდინარის კვეთში გარკვეული პერიოდისათვის ჩამონადენის რაოდენობა (W) კუბურ მეტრობით, მაშინ ადვილად შეიძლება გამოვიანგარიშოთ ენერჯიის რაოდენობა იმავე პერიოდისათვის: $\Theta = \frac{9,81QH}{3600} = \frac{9,81WH}{T}$. როგორც ჩანს, მდინარის სიმძლავრე და ენერჯია დამოკიდებულია მდინარის ხარჯის სიდიდეზე. მდინარის ჩამონადენის სიდიდესა და მდინარის ვარდნაზე.

§ 85. მდინარეთა მონატანი (მყარი) მასალის ფორმირება

სახალხო მეურნეობაში მდინარეების გამოყენებისას აუცილებელია არა მარტო წყლიანობის რეჟიმის შესწავლა, არამედ მდინარეთა მიერ მონატანი მყარი მასალის რეჟიმის ცოდნაც.

მდინარეების რაციონალურად გამოყენება მოითხოვს მის ყოველმხრივ შესწავლას დეტალურად. მაგალითად, მდინარის გამოყენება ნაოსნობისათვის შეუძლებელია, თუ არა გვაქვს შესწავლილი ჩქერებზე კალაპოტის გარეცხვისა და მოლაშვლა-მოსილის მოვლენები, რადგანაც ეს უკანასკნელი მოითხოვს დიდ პროპატივად ორგანიზაციულ მუშაობას კალაპოტის გასაღრმავებლად, გემებისათვის მისადგომების მოსაწყობად და სხვ. მორწყვისა და დაშრობითი მელოორაციისათვის მნიშვნელობა აქვს არხებში გაშვებულ წყალთა სიჩქარის განსაზღვრას, რომელზედაც დამოკიდებულია სარწყავი და დასაშრობი ქსელის მოლაშვლა და გარეცხვის პროცესები. მდინარეთა მონატანი მასალის ცოდნას გან-

საკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ბუნებრივ პირობებში დიდ ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა მშენებლობისათვის, რადგან იგი მდინარეზე ჩამონადენის ახალ რეჟიმს ქმნის. ამის გამო მასალის დაგროვება და გარეცხვის პროცესები სულ სხვაგვარ ხასიათს ღებულობს. მდინარეზე კაშხალის აგების დროს და მოწყობილ წყალსაცავში მკვეთრად იზრდება ზედა ბიეფში მონატანი მასალის დალექვა.

მონატანი მასალის არაზუსტმა აღრიცხვამ შეიძლება დიდ შეცდომამდე მიგვიყვანოს მონატანი მასალის გაანგარიშებისა და წყალსაცავის ამოსილის დროის გასაგებად. მაგალითად, მდ. მურღაბზე სულთან ბენტის წყალსაცავი (თურქმენეთის სსრ), რომელიც 73 მილიონი კუბ. მეტრის მოცულობის იყო, 15 წლის განმავლობაში 70%-ით ამოსილა; დაღესტანში მდ. აკ-სუს წყალსაცავის კაშხალის სიმაღლე 12 მეტრი იყო, მაგრამ მთლიანად ამოსილა 3 წლის განმავლობაში. ანალოგიური მოვლენები მრავალია ჩვენი ქვეყნის მდინარეებზე.

მდინარის მუშაობა. ატივანარებულ, ფსკერზე მგორავ-მცოცავ და გახსნილ ნივთიერებათა გადატანა. ღედაპირის ზედაპირზე მიმდინარე წყალი სიმძიმის ძალის მოქმედებით განუწყვეტლივ მუშაობს. ამ მუშაობის სიდიდე დამოკიდებულია მიმდინარე წყლის მასის რაოდენობასა და განსახილველი უბნის დახრილობის სიდიდეზე. მდინარის ენერჯის ნაწილი, როგორც აღნიშნული იყო. იხარჯება მყარი მასალის გადარეცხვაზე, მის არევ-დარეცხასა და გადატანაზე უფრო მაღალი ადგილიდან დაბალი ადგილისაკენ. ამგვარად, მდინარის ენერჯით ბუნებრივ პირობებში გაპირობებულია დენუდაციის ყველა პროცესი, სახელდობრ: 1) ზედაპირული გრუნტის ნაწილაკების გადარეცხვა, ანუ ეროზია. 2) ნაწილაკების ან გადარეცხვის პროდუქტების გადატანა ქვემო წელისაკენ. 3) გადატანილი მასალის დალექვა, ანუ აკუმულაცია.

როდესაც ნაწილაკების გადარეცხვა წარმოებს არა მდინარის წყლის დინების მოქმედებით, არამედ მონატანი მასალის ხეხვის საშუალებით, მას კოროზია უწოდებენ. გადარეცხილი პროდუქტების გადატანა დამოკიდებულია ნაწილაკთა სიდიდეზე, წონაზე და მდინარის სიჩქარეზე. იგი ხორციელდება. 1) ატივანარებული სახით და 2) ფსკერზე მგორავ-მცოცავი მოძრაობის სახით. მდინარის დინების სიჩქარესთან დაკავშირებით ცალკეულ უბანზე ატივანარებული მასალა შეიძლება გადავიდეს ფსკერზე მგორავ-მცოცავ მდგომარეობაში ან შეიძლება, პირიქით, ფსკერის მასალა გადავიდეს ატივანარებულ მდგომარეობაში, ხოლო ძალიან წვრილი ლამის ან თიხის ნაწილაკები შეიძლება დიდი ხნით დარჩეს ატივანარებულ მდგომარეობაში.

ატივანარებულ და მგორავ-მცოცავ მასალასთან ერთად მდინარეს გადააქვს წყალში გახსნილი ნივთიერება. მდინარის მიერ ატივანარებულ, მგორავ-მცოცავ და ქიმიურად გახსნილ ნივთიერებათა გადატანას საერთოდ მდინარის მყარ ჩამონადენს უწოდებენ.

მონატანი მასალის შექმნაში არსებითი მნიშვნელობა აქვს არა მარტო მდინარის ენერჯიას, არამედ იმ აუზის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებსაც, სადაც მდინარე მიედინება. რადგან მიმდინარე წყალი აწარმოებს გადარეცხვას არა მარტო კალაპოტსა და ხეობაში, არამედ მდინარის აუზის ზედაპირზე, ამიტომ აუზის ზედაპირის მდგომარეობა (მისი მცენარეულობით დაფარვის ხარისხით) გამოვითქული ფხვნიერი მასალის არსებობა, აუზის ზედაპირის დანაწევრება.

ამგები ქანების სიმტკიცე და სხვ.) უშუალო გავლენას ახდენს მდინარის წყლი, სიმღვრივეზე.

აღნიშნული დამანასიათებლის გარდა, მონატანი მასალის სიდიდეზე გავლენას ახდენს აუზის ზედაპირზე წყლის შემოსავლის ინტენსივობა, ე. ი. ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა და აუზში დაგროვილი თოვლის დნობის ინტენსივობა, თხიერი მასის რაოდენობა და განსაკუთრებით მისი არათანაბარი განაწილება წლის განმავლობაში.

ადგილის რელიეფი ხელს უწყობს აუზში წყლის მოძრაობის გაძლიერებას ან შენელებას, ამასთან დაკავშირებით აძლიერებს და ანელებს ზედაპირის გადარეცხვას. განსაკუთრებული მნიშვნელობა ამ მხრივ აქვს რელიეფის დახრილობას, რომელიც ხელს უწყობს ზედაპირული წყლების მოძრაობის სიჩქარის გაძლიერებას და აუზის ზედაპირზე დაგროვილი გამოფიტული მასალის გადატანას.

მცენარეული საფარი ნიადაგს იცავს გადარეცხვისაგან. აუზში არსებული მცენარეული საფარის მოსპობა ხელს უწყობს ეროზიულ პროცესებს და ნოყიერი ნიადაგების ჩამორეცხვას, რაც ძალიან უარყოფითია სახალხო მეურნეობისათვის.

მყარი მასალის ჩამონადენის სიდიდეზე გარკვეულ გავლენას ახდენს ისეთი მეტეოროლოგიური ფაქტორები, როგორც არის: ატმოსფერული ნალექები, ჰაერის ტემპერატურა, ჰაერის ტენიანობა, ქარები და სხვ.

სხვადასხვა რაოდენობის ატივანრებელი მასალა განსაზღვრავს მდინარის სიმღვრივის სხვადასხვაობას. საერთოდ სიმღვრივე გამოისახება გრამებში, რომელსაც შეიცავს ერთი კუბური მეტრი წყალი. ან მილიგრამებში ერთ ლიტრ წყალში.

მონატანი მასალის რაოდენობას, რომელიც გაივლის ერთი წამის განმავლობაში ცოცხალი კვეთის არეში, უწოდებენ მონატანი მასალის ხარჯს. იგი გამოისახება კილოგრამ/წამში.

რომელიმე პერიოდისათვის (წელი, თვე, სეზონი) მდინარის მიერ მონატან მასალას უწოდებენ მონატანი მასალის ჩამონადენს. იგი გამოისახება ტონებში. მონატანი მასალა შეიძლება დახასიათებულ იქნას თხიერი ჩამონადენის მსგავსად: საშუალო თეიური, საშუალო წლიური, საშუალო მრავალწლიური; შეიძლება დახასიათდეს სტატისტიკური მათემატიკის მეთოდებით და სხვ.

§ 86. მდინარის წლის მარილიანობა და მარილუბის უმჯავნილობა

ბუნებაში ქიმიურად სუფთა წყალი არ მოიპოვება. იგი ყოველთვის შეიცავს ამა თუ იმ რაოდენობით გახსნილ ნივთიერებას. წყალში გახსნილი ნივთიერების დამანასიათებელი ნიშნების ცოდნა საჭიროა სახალხო მეურნეობის მრავალი საკითხის გადასაწყვეტად. მაგალითად, წყალში გახსნილი მარილების რაოდენობა და შედგენილობა გავლენას ახდენს ჰიდროტექნიკურ ნაგებობებზე, სასაქონლო წყლის ხარისხზე, სავარგული ფართობის ვარგისიანობაზე, მორწყვაზე და სხვ.

წყალში ყველა იონის შემცველობა გამოისახება მგ/ლიტრში. ო. ა. ალექსი წყლებს მარილების შემცველობის მიხედვით ოთხ ჯგუფად ჰყოფს: 1) წყალი მცირე მინერალიზაციით (200 მგ/ლ), 2) წყალი საშუალო მინერალიზაციით (200—500 მგ/ლ), 3) წყალი მომატებული მინერალიზაციით (500—1000 მგ/ლ).

და 4) წყალი მაღალი მინერალიზაციით (1000 მგ/ლ-ზე მეტი). მდინარეთა წყლები საერთოდ მცირე და საშუალო მინერალიზაციით ხასიათდება.

მდინარის წყლის ქიმიური შედგენილობა და მინერალიზაცია წარმოადგენს, ერთი მხრით, ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლებისა და, მეორე მხრით, ნიადაგ-კრუნტის ურთიერთმოქმედების შედეგს. ამ პროცესში მთავარ როლს ასრულებს საზრდოობის წყაროები. მიწისქვეშა წყლებით საზრდოობის შემთხვევაში მდინარის წყლის მინერალიზაცია გადიდებულია, წვიმისა და თოვლის წყლებით საზრდოობის დროს კი შემცირებულია.

წლის განმავლობაში მდინარეთა სხვადასხვაგვარი საზრდოობის პირობებით და მეტეოროლოგიური ფაქტორების გავლენით წყლის ქიმიური თვისებები შეიძლება ძალზე შეიცვალოს. ზედაპირული წყლებით საზრდოობის დროს მდინარეებში წყლის მინერალიზაცია მცირდება, მიწისქვეშა წყლებით საზრდოობის დროს კი, პირიქით, იზრდება. ზოგიერთი მდინარის ქიმიური შედგენილობა სხვადასხვა სეზონში იცვლება და ერთი კლასიდან მეორეში გადადის. მაგალითად, მდ. ამუ-დარიის წყალი ივლის-აგვისტოში, თოვლისა და ყინვარული წყლებით საზრდოობის პერიოდში, ჰიდროკარბონატულია, ზამთარში (იანვარ-თებერვალში)—კრუნტის წყლებით საზრდოობისას—ქლორიდულია, წლის დანარჩენ სეზონებში კი სულფატურია. კარსტული ზონის მდინარეები მდიდარია კალციუმის კარბონატებით. მათი გამოყენება ზოგიერთი კულტურის მოსარწყავად საზიანოა. მაგალითად, ჩაის ბუჩქის ფართობების მოსარწყავად უვარგისია კალციუმის კარბონატებით მდიდარი წყლები, ასეთი წყალი უვარგისია ზოგიერთი საწარმოსათვის, სადაც ორთქლის ქვაბებში დიდი რაოდენობით გროვდება კალციუმის მინალული.

წყალში გახსნილი ქიმიური ნივთიერების ჩამონადენი. დროის ერთეულში (1 წამი) მოცემულ მდინარის ცოცხალ კვეთში გავლილ წყალში გახსნილი ქიმიური ნივთიერების რაოდენობას ქ ი მ ი უ რ ხ ა რ ჯ ს უწოდებენ. დროის პერიოდში (დღე-ღამე, თვე, წელიწადი) მდინარის მიერ ჩამოტანილ გახსნილ ნივთიერებათა რაოდენობას პ ე რ ი ო დ ის ქ ი მ ი უ რ ჩ ა მ ო ნ ა დ ე ნ ს ა ნ ი ო ნ უ რ ჩ ა მ ო ნ ა დ ე ნ ს უწოდებენ და ტონობით გამოსახავენ. გარდა ამისა, ქიმიურ ჩამონადენს დროის ერთეულის მიხედვით საშუალოდ ანგარიშობენ აუზის ერთი კვადრატული კილომეტრიდან და ქ ი მ ი უ რ ი ჩ ა მ ო ნ ა დ ე ნ ი ს მ ო ლ უ ლ ს უწოდებენ.

იონური ჯაშური ჩამონადენი განისაზღვრება მდინარის წყლის მინერალიზაციით და მდინარის წყლის ჩამონადენის რაოდენობით ამა თუ იმ პერიოდისათვის.

გახსნილი ნივთიერების ჩამონადენი მდინარეთა შესართავებთან საგრძნობ სიდიდეებს აღწევს. ეს კარგად ჩანს ქვემოთ მოტანილი ცხრილიდან (იხ. ცხრ. 14).

საბჭოთა კავშირის მდინარეებს გახსნილი ნივთიერების მთელი ჩამონადენი

ც ხ რ ი ლ ი 14
ხ ს რ კ ა ვ შ ი რ ი ს ზ ო გ ი ე რ თ ი მ დ ი ნ ა რ ი ს წ ლ ი უ რ ი
ქ ი მ ი უ რ ი ჩ ა მ ო ნ ა დ ე ნ ი
(ო. ა. ალექსინის მიხედვით)

მდინარეები	წყალში გახსნილ ნივთიერებათა ჩამონადენი წელიწადში მლნ ტონობით
ონგა	1,1
ჩრდ. დენა	17,13
მეზენი	1,3
პეიორა	5,5
ნევა	2,9
დნესტრი	3,0
ობი	30,3
ენისეი	29,5
ლენა	41,3
ამუ-დარია	17,7
სირ-დარია	6,0

ნის 73.7% ოკეანეებში ჩააქვს, ხოლო 26,3%—შიდა წყალსატევებში. ყველაზე დიდ გაბნეულ ნივთიერებას წელიწადში ლებულობს ჩრდილო ყინულოვან-ოკეანე, სადაც ჩაედინება მსოფლიო მნიშვნელობის დიდი მდინარეები. ყველაზე მცირე ქიმიურ ჩამონადენს ატლანტის ოკეანე ლებულობს. გაბნეული ნივთიერების ჩამონადენის მოდული ატლანტისა და წყნარი ოკეანის აუზებზე 21 ტონა მოდის წელიწადში კვადრატულ კილომეტრზე. დიდი ჩამონადენის მოდულით ხასიათდება არალის ზღვის აუზი, სადაც ყოველწლიურად აუზის ერთ კვადრატულ კილომეტრზე 53.4 ტონა გაბნეული ნივთიერება ჩაედინება.

§ 87. მზარი ნაწილაკების ტიპიური წყალში

მყარ ნაწილაკებს, რომლებიც მდინარის წყალშია, წყალთან შედარებით მეტი ხვედრითი წონა აქვს, ამიტომ ისინი ფსკერზე იძირება. მაგრამ ეს შესაძლებელია მხოლოდ მდგარ წყალსატევებში. სხვადასხვაგვარი ნაწილაკები ფსკერამდე იძირება არაერთნაირი სიჩქარით; მათი ჩაძირვის სიჩქარე დამოკიდებულია ნაწილაკის ხვედრით წონაზე, სიდიდეზე, ფორმასა და წყლის ტემპერატურაზე. ნაწილაკის სიჩქარეს, რომლითაც იგი მდგარ წყალსატევებში ფსკერამდე იძირება, ნაწილაკის ჰიდრაული კოეფიციენტი W ეწოდება და გამოისახება შემდეგნაირად. ნაწილაკის ჰიდრაული კოეფიციენტი დამოკიდებულია ნაწილაკის დიამეტრთან (d), ნაწილაკის სიმკვრივესთან ($P_{ნაწ.}$) და წყლის სიმკვრივესთან ($P_{წყ.}$). ეს დამოკიდებულება გამოისახება შემდეგი განტოლებით:

$$W = \sqrt{\frac{d(P_{ნაწ.} - P_{წყ.})}{\beta}}$$

სადაც β რომელიმე კოეფიციენტია.

რადგან ჰიდრაული კოეფიციენტი დამოკიდებულია ნაწილაკის დიამეტრზე. ამიტომ ატივანარებული მასალის შესწავლის დროს უნდა მოვანდინოთ ნაწილაკების ფრაქციებად დანაწილება სიდიდის მიხედვით. ამჟამად მიღებულია ნაწილაკების ფრაქციებად დანაწილების შემდეგი გრადაციები (იხ. ცხრ. 15).

ცხრილი 15

ატივანარებული მასალის კლასიფიკაცია ფრაქციების მიხედვით
(ლ. კ. დავიდოვის და ნ. გ. კონკინას მიხედვით)¹

ფრაქცია	ნაწილაკის დიამეტრი მმ-ით						
	თხა	ლამი	მტვერი	ქვიშა	ხრეში	კენჭი	რიყის ქვა
წერილი	0,001 ნაკ.	0,001—0,005	0,01—0,05	0,1—0,2	1—2	10—20	100 მმ-ზე მეტი
საშუალო მსხვილი	—	—	—	0,2—0,5	2—5	20—50	
მსხვილი	—	0,005—0,010	0,05—0,10	0,5—1,0	5—10	50—100	

¹ Л. К. Давыдов и Н. Г. Конкина, Общая гидрология, Ленинград, 1958, გვ. 340.

მიმდინარე წყლის ტურბულენტური მოძრაობის შედეგად მყარი ნაწილაკები შეიძლება იყოს ატივინარებული იმ შემთხვევაში, როდესაც ვერტიკალური სიჩქარის შემადგენელი ნაწილაკის ჰიდრავლიკურ სიმსიოს აღემატება. ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარის შემადგენელი მატულობს წყლის ტურბულენტური მოძრაობის გადიდებასთან ერთად. ეს უკანასკნელი კი აზრდება ნაკადის სიჩქარის გადიდებასთან ერთად. ამიტომ, რამდენადაც დიდია ნაკადის სიჩქარე, იმდენად დიდი ზომის ნაწილაკები იქნება ატივინარებული.

რიგ შემთხვევაში არსებითი მნიშვნელობა აქვს მდინარის ხვეულებთან და კალაპოტის სხვა ფორმებთან ნაკადის გრიგალისებურ სიჩქარეს. რომელიც კალაპოტში სხვადასხვა წინააღმდეგობათა გადალახვის დროს წარმოიქმნება.

თუ ნაწილაკის ჰიდრავლიკური სიმსხო აღემატება სიჩქარის ვერტიკალურ შემადგენელს, მაშინ ნაწილაკები ფსკერზე ილექება და დაიწყება მონატანი მასალის აკუმულაცია.

მდინარის ქვემო წელში ნაკადის სიჩქარე მცირდება, მცირდება ნაწილაკების სიმსხოც. რის შედეგადაც მონატანი მასალა ილექება და ძლიერდება აკუმულაცია.

§ 48. მდინარის სიმღვრივე

ატივინარებული მასალის რაოდენობას, რომელსაც მდინარე ცოცხალ კვეთში დროის რომელიმე ერთეულში (1 წამი) გაატარებს, ატივინარებულ მასალის ხარჯი ეწოდება და გამოისახება კილოგრამ/წამებში (R კგ/წ). ატივინარებულ მასალას, რომელსაც ერთი კუბური მეტრი წყალი შეიცავს, გამო-

სახულს გრამებში, წყლის სიმღვრივეს ეწოდებენ, ე. ი. $P = \frac{R}{Q} \cdot 1000$:

ატივინარებული მასალის ხარჯისა და სიმღვრივის გარდა ანგარიშობენ მონატანი მასალის ჩამონადენის მოდულს, რომელიც უდრის ჩამონატანი მასალის რაოდენობას ტონობით აუზის ერთი კვადრატული კილომეტრიდან ერთი წლის განმავლობაში (ტ/კმ²წ).

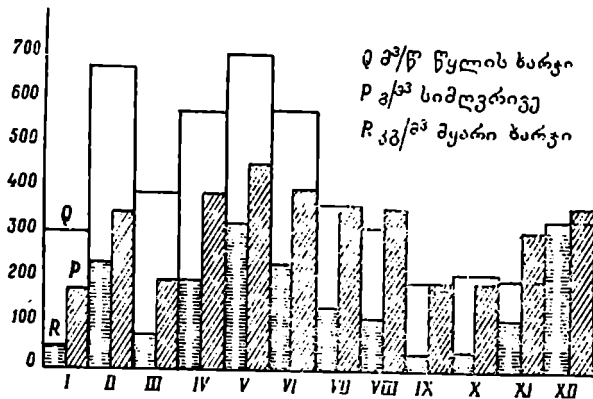
მდინარის ცოცხალ კვეთში წყლის სიმღვრივე მეტად ცვალებადია. ცოცხალი კვეთის სიღრმეში სიმღვრივე ზევიდან ფსკერისაკენ მატულობს, რაც გამოწვეულია ატივინარებულ მასალაში მსხვილი ფრაქციებით, რომლებიც კალაპოტის ფსკერზე ეშვება. წერილი ნაწილაკები 0.01 მმ-ზე ნაკლები დიამეტრით ნაკადის მთელ სიღრმეში ჩვეულებრივად თანაბრად ნაწილდება.

ამგვარად, მონატან ატივინარებულ მასალაში რამდენადაც მეტია დიდი ფრაქციების რაოდენობა, იმდენად არათანაბარია მათი განაწილება სიღრმეში. მონატანი მასალის სიღრმეში განაწილებას ხელს უწყობს ნაკადის ტურბულენტური მოძრაობა.

ატივინარებული მასალის ცოცხალი კვეთის სიგანის მიხედვით განაწილება უფრო რთულ ხასიათს ატარებს. მონატანი ატივინარებული მასალის სიგანეზე განაწილება ძირითადად დამოკიდებულია: ნაკადის დინების მიმართულებაზე, კალაპოტის გვერდებისა და ფსკერის ადგილობრივი ჩარეცხვის ხასიათზე, შემდინარეთა შეერთებაზე, რომელთაც ჩამოაქვთ მეტი ან ნაკლები რაოდენობით ატივინარებული მასალა მთავარ მდინარესთან შედარებით.

დაკვირვებით შემჩნეულია, რომ რიგ შემთხვევაში მდინარეს ატივანარე-
ბული მასალა მოაქვს შეკავშირებული ცალკეული ჰაველების ან ცალკეული ძარ-
ღების მსგავსად.

მდინარის სიმღვრივე წლის განმავლობაში. მდინარეთა სიმღვრივის წლიურ
რეჟიმი დამოკიდებულია: მდინარეთა ქსელში ეროზიული მასალის შემოტანის

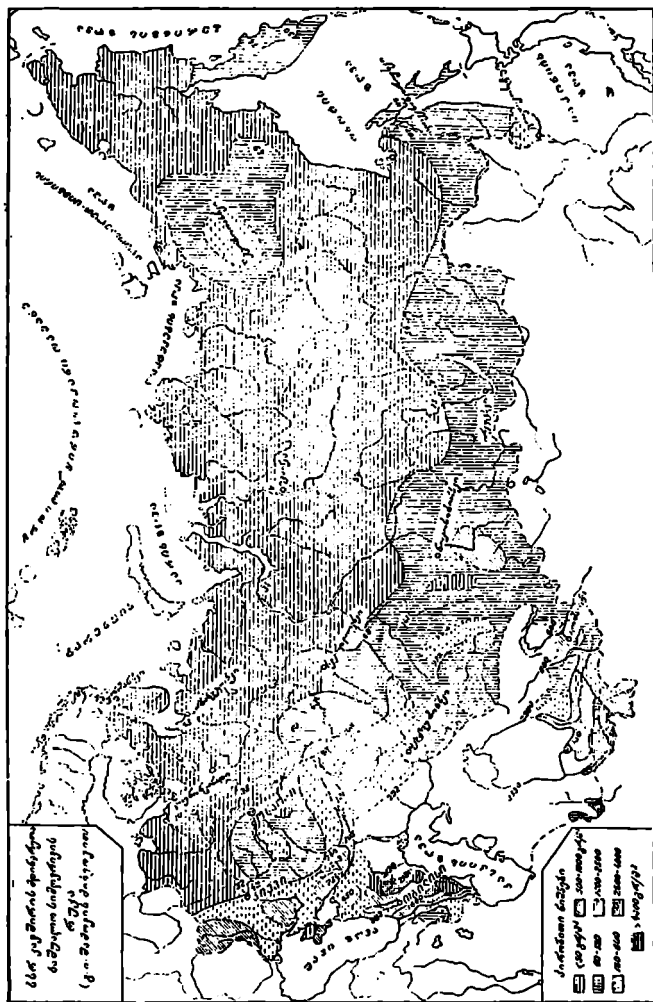


ნახ. 57. მდ. რიონის ქვემო წელში 1960 წლის საშუალო თვიური წყლის
ხარჯების, მყარი ჩამონატანი ხარჯებისა და სიმღვრივეთა შიდაწლიური განაწი-
ლების გრაფიკი.

რაოდენობაზე. მდინარის ეროზიული პროცესების ხასიათსა და წყლის წლიურ
რეჟიმზე. გაზაფხულის წყალდიდობისას მდინარის აუზის ზედაპირიდან ინტენ-
სიური გადარეცხვა და სიმღვრივის მაქსიმუმი წინ უსწრებს მდინარის წელია-
ნობის მაქსიმუმს. დროის რომელიმე მონაკვეთში კი მდინარის აუზის ზედაპირი-
დან ნაშალი მასალის გადატანა ძალზე მცირდება, რის გამოც მდინარეში მყარი
მასალის შემოტანა კლებულობს. ხოლო მდინარის წელიანობა იზრდება. ამიტომ
გაზაფხულის წყალდიდობისას მდინარის წყლის სიმღვრივის მაქსიმუმი წინ
უსწრებს მდინარის წელიანობის მაქსიმუმს. მაგალითად, მდ. ენგურის სიმღვრი-
ვის მაქსიმუმი მაისის თვეშია. ხოლო ხარჯების მაქსიმუმი — ივნისში. მდ., რიონ-
ის ქვემო წელში სიმღვრივის მაქსიმუმი და წყლის ხარჯების მაქსიმუმი მაისის
თვეს ემთხვევა (ნახ. 57).

მდინარეებზე კაშხლების მშენებლობა და წყალსაცავების მოწყობა ძირი-
თადად ცვლის წყლისა და სიმღვრივის რეჟიმს. ისინი წელიანობისა და სიმღ-
რივის რეგულირებას წლისა და მრავალწლიური პერიოდის განმავლობაში
აწარმოებენ.

ყინვარული საზრდოობის მდინარეებზე, ყინვარების მახლობლად, მდინა-
რის სათავეში, სიმღვრივისა და წელიანობის მაქსიმუმი ერთიმეორეს ემთხვევა,
რადგანაც ყინვარების ინტენსიური დნობის დროს დგება წელიანობის მაქსი-
მუმი და აღიდებულ წყალს დიდი რაოდენობით გამოაქვს მთის ქანების ნაშალი
მასალის ნაწილი, რაც ზრდის მდინარის სიმღვრივეს.



ნახ. 58.

1—სომელები 50 კ/კმ²-ზე ნაკლები, 2—სომელები 50 კ/კმ²-დან 150 კ/კმ²-მდე, 3—სომელები 150 კ/კმ²-დან 500 კ/კმ²-მდე, 4—სომელები 500 კ/კმ²-დან 1000 კ/კმ²-მდე, 5—სომელები 1000 კ/კმ²-დან—2500 კ/კმ²-მდე, 6—სომელები 2500 კ/კმ²-დან 4000 კ/კმ²-მდე, 7 — სომელები 4000 კ/კმ²-ზე მეტი.

§ 89. აბინარაბული მასალის ჩამონადენი

მდინარის ცოცხალ კვეთში დროის რომელიმე პერიოდში (წელიწადში) ატარებული ატივნარებული მასალის ჯამურ რაოდენობას ატივნარებული მასალის ჩამონადენს უწოდებენ: მას ჩვეულებრივ ტონა-წლობით გამოსახვენ (ტ/წ). თუ ვიცით ატივნარებული მასალის საშუალო წლიური ხარჯის რაოდენობა მოცემული ცოცხალი კვეთისათვის, მაშინ წლიური ჩამონადენი გამოიან-ვარიშება შემდეგი ტოლობით:

$$W_R = R \cdot 60.60.24.365 \text{ კგ/წ ან } \text{მაიხლოებით } W_R = 0,315.10^6 \text{ ტ/წელს.}$$

მდინარეებს წლიურად ატივნარებული მასალის დიდი რაოდენობა ჩააქვს ზღვებსა და ოკეანეებში, სადაც იგი ილექება და ფსკერის რელიეფს ასწორებს. გ. ი. შამოვის მიხედვით¹, საბჭოთა კავშირის ზოგიერთი მდინარის ატივნარებული მასალის სიმღვრივე გ/მ, ხარჯი კგ/წ და ჩამონადენი მლნ ტონობით მოცემულია ქვემოთ ცხრილის სახით (იხ. ცხრ. 16).

ც ხ რ ი ლ ი 16

სხრ კავშირის ზოგიერთი მდინარის ატივნარებული მასალის სიმღვრივე, ხარჯი და ჩამონადენი
(გ. ი. შამოვის მიხედვით)

მდინარე	დაკვირვების პუნქტები	აუზის ფართობი კმ-ბით	საშუალო წლიური		
			სიმღვრივე გ/მ ²	ხარჯი კგ/მ ²	ჩამონადენი მლნ ტ/წ
ჩრდ. დონა	არხანგელსკთან	—	53	321	10,1
ინეპრი	კრემენჩუგთან	383000	46 5	69,0	2 2
ვოლგა	დუბოვკასთან	1,351000	105	810	25,5
დონი	რაზდორთან	378300	234	204	6,4
რონი	საქოჩაიქისთან	13320	640	264	8,0
მტკვარი	სარბირაბაღთან	178200	1950	1150	36,9
ობი	სალუხარდთან	2449000	34,0	410	12,9
ენისეი	იგარკასთან	2472000	18,8	333	10,5
უბა	ტაბაგანთან	90,000	34,2	222	7,0
მური	კომსომოლსკთან	1,714300	107	1950	(61,0)
სირო-დარი	ბეგოვატთან	142200	1550	784	24,7
ალ-დარა	კერკთან	226300	3500	6900	217,0

§ 90. აბინარაბული მასალის სვალეზაღოჯა მდინარის სივრცის მიხედვით

მყარი მასალის ატივნარების პროცესები სხვადასხვაგვარად მიმდინარეობს მდინარის ჩქერებსა და მუხლებში. ვინაიდან შეფარდება ფსკერსა და საშუალო სიჩქარეთა შორის (თანაბარ საშუალო სიჩქარეთა შემთხვევაში) მუხლში ნაკლებია. ვიდრე ჩქერზე. ამიტომ ატივნარებაც მუხლში საერთოდ უფრო მეტია, ვიდრე ჩქერზე. გარდა ამისა, მუხლში კალაპოტის მოხრილობის გამო ჩნდება ტურბულენტური დინება, რაც აძლიერებს მდინარის სიჩქარის ვერტიკალურ შემადგენელს, ე. ი. აძლიერებს ატივნარების პროცესებს. სხვა თანაბარ პირობებში ატივნარება მით უფრო მეტია, რაც უფრო დიდია დინების სიჩქარე, რადგან ამ დროს სიჩქარის ვერტიკალური შემადგენლები მატულობს. საერთოდ მდინარის სივრცის მიხედვით,—ფრაქციებად დანაწილების შედეგად,—იკვლება მდინარის მონატანი მასალის ხარჯი და სიმღვრივე. ჩვეულებრივ ატივნარებუ-

¹ Г. И. Шамов, Речные наносы, Ленинград, 1959.

ღი მასალის რაოდენობა მდინარის სიგრძის მიხედვით იზრდება, მაგრამ არის შემთხვევები, როცა ეს კანონზომიერება ირღვევა და ატივინარებული მასალის რაოდენობა მცირდება მდინარის სიგრძის მიხედვით (ამუ-დარია). მონატანი მასალის ნაწილს მდინარეები თანდათანობით ლექავს ქალებში. დელტებსა და სხვა ადგილებში.

ღიდ მდინარეთა სიმღვრივე სიგრძის მიხედვით თავისებურ ხასიათს ატარებს. მდინარეებს, რომლებიც მიემართება სამხრეთისაკენ (რუსეთის ვაკის მდინარეები), ჩვეულებრივ სიმღვრივე შესართავისაკენ მეტი აქვს, რადგანაც ქვემო წელისაკენ მათი წყლიანობა და ეროზიული პროცესები იზრდება. მაგ., მდინარე დონის სიმღვრივე ციმლიანსკთან წყალსაცავის შექმნამდე 144 გ/მ³ უდრიდა. ხოლო მის ქვევით — კახანსკოესთან — 234 გ/მ³-მდე აღწევდა. პირიქით, სიმღვრივე იმ მდინარეებისა, რომლებიც სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ მიედინება, ზემო წელიდან ქვემო წელისაკენ კლებულობს, რადგან ეროზიული პროცესები მცირდება. მაგალითად, ობის სიმღვრივე ნოვოსიბირსკთან 245 გ/მ³ უდრის, კალაპაშევთან 113 გ/მ³-მდე მცირდება. ხოლო სალუხარდთან კი 31 გ/მ³-მდე ეცემა.

§ 51. მგორავ-მცოცავი მასალა მდინარის შესართავში

მდინარის ფსკერზე მგორავ-მცოცავი მასალა ჯერჯერობით უფრო სუსტად არის შესწავლილი, ვიდრე ატივინარებული მონატანი მასალა. ჯერ კიდევ არ არის გამოგონილი ისეთი რაციონალური ხელსაწყო, რომლის საშუალებითაც შესაძლებელი გახდებოდა მგორავ-მცოცავი მასალის ზუსტად გაზომვა. არსებული ხელსაწყოები გაზომვის დროს ღიდ შეცდომებს იძლევა. ზოგიერთ შემთხვევაში მთის მდინარეებს ისეთი ღიდი ზომის მგორავი მასალა ჩამოაქვს, რომლის წონა რამდენიმე ტონას უდრის, ამიტომ მისი გაზომვა მარტივი ხელსაწყოებით შეუძლებელია და საჭიროებს რაიმე ღიდი კონსტრუქციის დანადგარის მოწყობას. აქედან გამომდინარე, იძულებული ხდებიან მგორავ-მცოცავი მასალის შესასწავლად გამოიყენონ თეორიული გაანგარიშების მეთოდები.

მდინარის ფსკერზე მგორავ-მცოცავი მასალის წარმოშობა დაკავშირებულია წყალში მოხვედრილი ნაწილაკების ჰიდრავლიკურ სიმსხოსთან. როცა ნაწილაკის ჰიდრავლიკური სიმსხო აღემატება ღინების ვერტიკალური სიჩქარის შემადგენელს, მაშინ ნაწილაკი ჩაიძირება. მაგრამ ზოგიერთ შემთხვევაში პულსაციის შედეგად ნაწილაკის ჰიდრავლიკურ სიმსხოს აღემატება ნაკადის ღინების ვერტიკალური სიჩქარის შემადგენელი და ნაწილაკი ამოტივტივებას იწყებს ზევით. ამის გამო ფსკერზე მოთავსებული მასალა მოძრაობას იწყებს მცირე ნახტომების მსგავსად. ისეთი შთაბეჭდილება იქმნება, თითქოს ნაწილაკები მიგორავდეს.

ფსკერის მგორავ-მცოცავი მასალა ძირითადად წარმოიშობა ფსკერის ნალექი მასალის გარეცხვით (ეროზიით) და ნაწილობრივ ზემოწელიდან ფსკერზე მგორავ-მცოცავი მასალის მოტანით.

ფსკერზე ნაწილაკის გადატანას ძირითადად განაპირობებს ნაკადის ფსკერისპირა სიჩქარე და ნაწილაკების სიღიდე. თეორიული გამოკვლევებით დადგინილია, რომ ფსკერზე დალექილ მასალასა და წყლის სიჩქარეს შორის, რომლის ძალითაც ეს ნაწილაკები მოძრაობს, არსებობს გარკვეული დამოკიდებულება, რომელიც ცნობილია ე რ ი ს კ ა ნ ი ს სახელწოდებით და გამოისახება შემ-

დეგი ფორმულით $M=AV^2$, სადაც M ნაწილაკის მასაა, V —სიჩქარე, რომელთაც ნაწილაკი იწყებს მოძრაობას, ე. ი. ფსკერზე მგორავ-მცოცავი ნაწილაკის წონა პროპორციულია სიჩქარისა მეექვსე ხარისხში. მაგალითად, თუ სიჩქარე გაიზრდება სამჯერ, მაშინ ნაწილაკების მასის მოძრაობა ამ სიჩქარის დროს გადიდება V^6 -მდე, ე. ი. 729-ჯერ. ამ კანონით აიხსნება ის მდგომარეობა, რომ მდინარეთა სიგრძეზე, სიჩქარეთა მცირე ცვლასთან ერთად, მონატანი მასალის რაოდენობაც მნიშვნელოვნად იცვლება. ამიტომ ვაკის მდინარეებზე, სადაც სიჩქარეები მცირეა, მდინარის ფსკერზე ადგილს ინაცვლებს მხოლოდ ქვიშის ნაწილაკები. ხოლო მთის მდინარეები ფსკერზე მსხვილ ქვებსა და ლოდებს მიაგორებს. ლაბორატორიულ დაკვირვებათა საფუძველზე შეიძლება დავადგინოთ, რომელი სიჩქარის დროს რა სიღიღის ნაწილაკები იწყებს მოძრაობას ან როდის იწყებს მდინარის ფსკერის ეროზიული მოქმედება. თუ მდინარის სიღრმე დიდია, ფსკერის ნაწილაკების მოძრაობა დიდი სიჩქარის დროს იწყება, მცირე სიღრმის შემთხვევაში კი, პირიქით, კალაპოტის გადარეცხვას აქვს ადგილი. ჰიდროპროექტის ნორმების მიხედვით, ფსკერის ლამიანი გრუნტი 0,4 მეტრის სიღრმეზე გარეცხვას იწყებს 0,12—0,17 მ/წ სიჩქარის დროს, ხოლო სამი მეტრი სიღრმისას—0,19—0,26 მ/წ სიჩქარის დროს. საშუალო სიღიღის ხრეშით დაფარულ ფსკერზე (5—10 მმ) 0,4 მეტრის სიღრმეზე გადარეცხვას ადგილი არ ექნება 1,2—1,5 მ/წ სიჩქარის დროს, ხოლო 3 მეტრის სიღრმეზე კი — 1.8 — 2,2 მ/წ სიჩქარის დროსაც კი.

მდინარის ფსკერზე მგორავ-მცოცავი მონატანი მასალის სიდიდე მდინარის სიგრძეზე სხვადასხვაგვარია. მგორავ-მცოცავი მასალის სიდიდე, მის მოძრაობასთან ერთად, სათავიდან შესართავისაკენ მცირდება.

ამგვარად, ფსკერის მგორავ-მცოცავი მასალის გადანაცვლების დროს მდინარის ფსკერზე ადგილი აქვს მოძრავი ნაწილაკების ხეხვის ინტენსიურ პროცესებს. ამ მოვლენით აიხსნება ნაწილაკების შემცირება მდინარის სიგრძეზე.

ხეხვას განიცდის როგორც ფსკერზე მგორავ-მცოცავი მასალა, აგრეთვე ფსკერზე უძრავ მდგომარეობაში მყოფი მასალაც, რომელზედაც გავლენას ახდენს მოძრავი ნაწილაკების ხახუნის ძალა.

§ 92. წყალსაცავის მოლაშვან (მოსიღვა)

წყალსაცავის მოლაშვას იწვევს მონატანი მასალის დალექვა შეგუბების ზონაში და მყარი ნაწილაკებით წყალსაცავის მოცულობის ამოვსება. მოლაშვანამოწვეულია არა მარტო მდინარის მიერ მოტანილი მყარი მასალის ჩამონადენით, არამედ წყალსაცავის სანაპირო ზოლის ჩამონგრევის პროდუქტების დალექვითაც, რაც ინტენსიურად მიმდინარეობს ლეღის დროს¹. ცნობილია შემთხვევები, როდესაც წყალსაცავის მთელი მოცულობა მოკლე დროში ამოვსებულია მონატანი მასალით და თავისი მნიშვნელობა დაუკარგავს. მაგალითად, ჰინდუკუშის წყალსაცავი 13 წლის განმავლობაში მთლიანად ამოივსო მონატანი მასალით.

ამგვარად, წყალსაცავის შესაძლებელი მოლაშვისა და მისი მუშაობის ხანგრძლიობის დადგენას დიდი მნიშვნელობა აქვს ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა ნორმალური და ხანგრძლივი მუშაობისათვის.

¹ Справочник по гидротехнике, Москва, 1955, стр. 450.

დ. ლ. სოკოლოვსკის მისედედით¹, მოტანილი სიმღვრივის რუკიდან (ნახ. 58) წყალსაცავის რაიონისათვის მიახლოებითი სიმღვრივის განსაზღვრის საშუალებით შეიძლება განესაზღვროთ წყალსაცავის მოლამგის საშუალო სააღბათო ხანგრძლიობა შემდეგი განტოლებით: $T = \frac{W_B}{W_H}$. სადაც T წყალსაცავის მო-

ლამგის ხანგრძლიობის საშუალო წლიური ვადაა. W_B დასალამი წყალსაცავის მოცულობა, W_H — მონატანი მასალის საშუალო წლიური მოცულობა.

საშუალო წლიური მონატანი მასალის მოცულობა W_H კუბ. მეტრებში შეიძლება განესაზღვროთ შემდეგი ფორმულით:

$$W_H = \frac{Q_H \cdot 31,5 \cdot 10^3}{\beta} \text{ მ}^3.$$

სადაც Q_H არის მონატანი მასალის საშუალო ხარჯი კვ/წ., β მონატანი მასალის მოცულობითი წონა ტ/მ³-ში, რაც უდრის ლამიანი მასალისათვის დალექვის პირველ წლებში $\beta = 0,5-0,7$, ხოლო ქვიშიანი და ლამიანი ნალექისათვის კი $\beta = 1,0-1,5$ ტონა/მ³.

თუ გვაქვს თხევადი და მყარი ჩამონადენის რუკა, მონატანი მასალის ხარჯი Q_H შეუსწავლელი მდინარეებისათვის შეიძლება განესაზღვროთ შემდეგ ფორმულით:

$$Q_H = \frac{m_0 \cdot M_0 \cdot F}{10^6} \text{ კვ/წამი.}$$

სადაც m_0 არის რუკაზე საშუალო სიმღვრივის სიდიდე გ/მ³, M_0 თხევად ჩამონადენის მოდული ლ/წამი 1 კვ. კმ-დან (მიღებული ჩამონადენის რუკიდან). F — წყალშემკრები აუზის ფართობი კმ².

წყალსაცავის სანაპირო ზოლის რგრევიით გამოწვეული დალამგის ხანგრძლიობა წლიურად ტოლი იქნება $T = \frac{W_0 - W_1}{W_H}$, სადაც W_1 ნაპირების რგრევიით

მოსალოდნელი დალექილი მასალის მოცულობის რაოდენობაა.

ვაკის მდინარეებზე მოწყობილ წყალსაცავებში დალექვა უფრო ხელა მიძღინარეობს და მათი ამოსვლის ხანგრძლიობა მეტია (50-100 წ. და მეტია). ვიდრე მთის მდინარეებზე მოწყობილი წყალსაცავებისა, სადაც მოლამგა მონატანი მასალის დიდი რაოდენობის გამო უფრო სწრაფად წარმოებს.

წყალსაცავების მოლამგის საწინააღმდეგოდ უკანასკნელ დროს მრავალი ხერხი არსებობს, რომელთა საშუალებითაც წყალსაცავების მუშაობის ხანგრძლიობა გაცილებით უფრო მეტია, ვიდრე წინათ იყო.

5. იყ. კალაპოტის პროცესები

1. კალაპოტის ძირითადი დამახასიათებელი ნიშნები. მდინარის კალაპოტში მიმდინარე წყალი გავლენას ახდენს კალაპოტის მოხაზულობის შეცვლაზე, სიღრმეთა განაწილებაზე და მდინარის გასწვრივი პროფილის ხასიათზე. თავის მხრივ, კალაპოტი გავლენას ახდენს წყლის დინების სტრუქტურაზე. ამგვარად.

¹ Д. Л. Соколовский, Речной сток, Ленинград, 1952, გვ. 440.

წყლის ღინება და კალაპოტი მუდამ ურთიერთმოქმედებაშია. კალაპოტის ძირითადი დამახასიათებელი ნიშნებია: გასწვრივი პროფილი და გარდიგარდმო კვეთი; კალაპოტის მოხაზულობა გეგმაში და სიღრმეთა განაწილება. მდინარის კალაპოტი განიცდის დეფორმაციას (ცვალებადობას). ზოგი მათგანი წელა მიმდინარეობს საუკუნეების მანძილზე, ზოგი კი ძლიერ სწრაფად ხდება. მდინარის კალაპოტის დეფორმაცია მკიდროდ არის დაკავშირებული მდინარის ღინებისა და ხარჭების რეჟიმზე. მდინარის კალაპოტში ყველა მიმდინარე პროცესი მკიდროდ არის დაკავშირებული კალაპოტის სტრუქტურასა და ნაკადის დინამიკასთან.

2. ურთიერთმოქმედება კალაპოტსა და ნაკადს შორის. კალაპოტის პროცესები წარმოადგენს კალაპოტის ფორმების ცვალებადობას დროში მდინარის ნაკადის კლიმატური ფაქტორებისა და ნაწილობრივ ტექტონიკური მოქმედების შედეგად.

კალაპოტის პროცესები მკიდრო კავშირშია აუზის რელიეფის პირობებთან, ნიადაგ-გრუნტის აგებულებასა და მცენარეულ საფართან.

რელიეფი განსაზღვრავს მდინარის ღინების მიმართულებას და ნაკადის ღინების სიჩქარის ხასიათს; კლიმატური ფაქტორები კი—აუზში ზედაპირული ჩამონადენის რაოდენობასა და მის ტერიტორიულ განაწილებას. ნიადაგ-გრუნტის ხასიათით განისაზღვრება წყლის მიერ მონატანი მასალის რაოდენობა და აჩე.

კალაპოტის პროცესები სხვადასხვაგვარ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში რომელიმე ერთნაირი კანონზომიერებით ხასიათდება. ეს გამოიხატება წყლის მასის გადანაცვლებასა და ნაკადის მიერ მონატანი მასალის გადატანაში, ურთიერთმოქმედებაში ნაკადსა და კალაპოტს შორის.

კალაპოტის პროცესების განვითარება მოცემულ კონკრეტულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში განისაზღვრება წყლის მასისა და მყარი მონატანი მასალის ურთიერთმოქმედებით. მონატანი მასალით აგებული კალაპოტის მყარი ზედაპირი აძლევს მიმართულებას მოძრავ წყლის ნაწილაკებს, ე. ი. კალაპოტი წარმართავს მდინარის ნაკადის ღინებას. თავის მხრივ, კალაპოტის წარმოქმნელი მყარი მონატანი მასალა წყლის ნაკადის ღინების მოქმედებით თვითონვე მოდის მოძრაობაში მდინარის სივრცისა და სივრცის მიხედვით. ამ გავებით წარმართავს მდინარის წყლის ნაკადი კალაპოტს.

მდინარის ნაკადის სტრუქტურა კალაპოტის დეფორმაციის მოქმედების მიმართ შეიძლება დახასიათდეს შემდეგი მაჩვენებლებით: 1) გასწვრივი ღინებობა. რომელიც განაპირობებს წყლის მასის გადანაცვლებას გასწვრივი მიმართულებით; 2) გარდიგარდმო ღინებით. რომელიც განაპირობებს ნაკადის გარდიგარდმო გადანაცვლებას (ჰავლისებური, ხრახნისებური ღინებით); 3) ტურბულენტური მოძრაობით, ე. ი. წყლის მასის განუწყვეტელი უწესრიგო მოძრაობით წყლის მასის მთელ სისქეზე.

კალაპოტის ფორმის ცალკეული ცვლილება იწვევს მდინარის კალაპოტში წყლის ნაკადის სტრუქტურის ცვლილებას, რომელიც თითქმის ერთდროულად მიმდინარეობს.

კალაპოტის ფორმების ცვალებადობა მდინარის ნაკადის (დონეების, ხარკების, სიჩქარეების) ცვალებადობის შედეგად მით უფრო მცირე მასშტაბით

მიმდინარეობს. რაც უფრო მდგრადი და მტკიცეა კალაპოტის ფსკერის ამგები ურუნტი.

კალაპოტის ფსკერის არამდგრადი გრუნტის შემთხვევაში და მდინარის ნაკადის დიდი სიჩქარის დროს მდინარის ნაკადის გავლენა კალაპოტის მიმართ უფრო ძლიერია, ვიდრე კალაპოტის გავლენა ნაკადის მიმართ. ასეთ მდინარეებზე კალაპოტის ნაკადის გავლენა უფრო აქტიურია და წყლის ნაკადსა და მყარი მასალის გარემოს შორის ურთიერთდამოკიდებულება მკაფიოდაა გამოსახული. ასეთი მდინარეების კალაპოტის მდგრადობა განსაკუთრებით მცირეა. მაგალითად, მდ. ენისეის და მდ. ამუ-დარიას თითქმის ერთნაირი დინების სიჩქარე აქვს. მაგრამ ენისეის კალაპოტის ფსკერი აგებულია მსხვილი რიყისაგან, ხოლო ამუ-დარიისა კი — წვრილი. ადვილად მოძრავი ქვიშებისაგან. მდ. ენისეის კალაპოტი გაცილებით უფრო მდგრადია და წყალდიდობისას რამდენიმე კვირაა სავირო კალაპოტის ფსკერის შესაცვლელად, მაშინ როდესაც მდ. ამუ-დარიის კალაპოტი წყალდიდობის დროს რამდენიმე დღეში ან რამდენიმე საათში განიცდის მნიშვნელოვან ცვლილებას.

მდინარის წყლიანობის რეჟიმი გავლენას ახდენს კალაპოტზე, ცვლის მის მოხაზულობას გეგმასა და ჰიდრმეში. მდინარის ზემო წელში, სადაც სიჩქარე დიდია, ეროზიული პროცესები სჭარბობს აკუმულაციურ პროცესებს და კალაპოტის სიღრმე თანდათან მატულობს. შუა წელში ეროზია და აკუმულაცია თითქმის წონასწორობაშია, ხოლო არა ყოველთვის. წყლიანობის გადიდების შემთხვევაში მდინარის შუა წელში, მიუხედავად სიჩქარეთა შემცირებისა, შეიძლება მოხდეს მდინარის ფსკერის მნიშვნელოვანი ჩაღრმავება. მდინარის ქვემო წელში კი მიმდინარეობს მყარი მასალის აკუმულაცია და გვერდითი ეროზია. ინტენსიურად წარმოებს მონატანი მასალის დაგროვება და კალაპოტის ფსკერის მალა აწევა. ამით არის გამოწვეული, რომ მდ. რიონის ქვემო წელში, კოლხეთის დაბლობზე, კალაპოტი უფრო მაღლაა, ვიდრე მის გვერდით მიმდებარე ადგილები: ანალოგიურ მოვლენას აქვს ადგილი მდ. ყუბანის ქვემო წელში და სხვაგან. იმისათვის, რომ ასეთ ადგილებში წყალდიდობის დროს წყალი ნაპირზე არ გადავიდეს, აგებენ სანაპირო ჭებირებს.

მდინარის კალაპოტის ეროზიული და აკუმულაციური პროცესები განისაზღვრება მონატანი მყარი მასალის გადატანის უნარიანობით.

მდინარის იმ უბანზე, სადაც ნაკადი მყარი მასალის უფრო მცირე რაოდენობას შეიცავს, ვიდრე მას შეუძლია გადაიტანოს, ხდება კალაპოტის ეროზია. მაგრამ, თუ წყლის ნაკადი მყარი მასალით გაჭერებულია და ზედმეტი მასალის გადატანის უნარი მას არა აქვს, მაშინ ზედმეტი მასალა დალექვას დაიწყებს. ამგვარად, კალაპოტის დეფორმაცია მონატანი მყარი მასალის გადატანის ან დალექვის შედეგს წარმოადგენს. კალაპოტის დეფორმაციული პროცესები, თავის მხრივ, გავლენას ახდენს მდინარის წყლის ნაკადის დინამიკის დამახასიათებელზე და მის ტრანზიტულ უნარიანობაზე.

თუ მდინარის რომელიმე უბანზე გაძლიერებულ ეროზიულ პროცესებს აქვს ადგილი, მაშინ გადიდდება მდინარის ცოცხალი კვეთის ფართობი, რის გამოც შემცირდება მდინარის ნაკადის სიჩქარე და მყარი მასალის გადატანის უნარი; მონატანი მასალის აკუმულაციის შედეგად, პირიქით, მცირდება ცოცხალი კვეთის ფართობი. დიდდება ნაკადის სიჩქარე და მატულობს მდინარის ტრანზიტული უნარიანობა.

ამგვარად, კალაპოტის დეფორმაციას ადგილი აქვს წონასწორობის დარღვევის შედეგად წყლის მასის ტრანზიტულ უნარიანობასა და მონატან მასალას შორის. მდინარის მონატანი მყარი მასალის ხარჯების ცვალებადობა მდინარის სხვადასხვა უბანზე სხვადასხვაგვარად მიმდინარეობს: ერთ რომელიმე უბანზე წარმოებს გაძლიერებული ეროზიული პროცესები. ხოლო მეორე უბანზე — აკუმულაცია.

მდინარის მიერ მყარი მასალის გადატანა ხდება არა მარტო გასწვრივ პროფილის მიხედვით, არამედ აგრეთვე ერთი ნაპირიდან მეორე ნაპირისაკენ, რი, გამოც მდინარის კალაპოტი გვერდითი ეროზიისა და აკუმულაციური პროცესების შედეგად კლაკნილ გამოსახულებას ღებულობს.

§ 84. მდინარეთა კალაპოტის ვაგვან-მოხაზულობა

მდინარეთა კალაპოტი მოხაზულობით მრავალგვარია. მას ძირითადად კლაკნილობა ახასიათებს. ზოგიერთ შემთხვევაში ადგილი აქვს ოროგრაფიულ და ჰიდროგრაფიულ კლაკნილობათა დამთხვევას, ე. ი. მდინარეთა კლაკნილობა იმეორებს ხეობის კლაკნილობას. ასეთი მოვლენები ძირითადად გვხვდება მდინარეთა ზემოწელში, სადაც მდინარეებს სუსტად განვითარებული სანაპირო ქალები აქვს (ნახ. 59).

მეორე შემთხვევაში ხეობის კალთები მხოლოდ ნაწილობრივ საზღვრავს მდინარის კლაკნილობას. ამ შემთხვევაში მდინარეს საშუალება აქვს „იხეტილოს“ ხეობის განიერ ფსკერზე, გადაიტანოს თავისი კალაპოტი ხან ერთ, ხან მეორე მხარეზე. ასეთი მდინარეები სუსტად განვითარებულ ქალებს ქმნის. უფრო მეტად გავრცელებულია მდინარეთა ისეთი ხეობები, სადაც სრულიად არ იმთხვევა ერთმანეთს გეომორფოლოგიური და ჰიდროლოგიური კლაკნილობის მოხაზულობა. აქ მდინარე მიედინება ხეობის განიერ ფსკერზე, სადაც მას შეუძლია გადაიტანოს თავისი კალაპოტი დიდ სივრცეზე, წარმოქმნას განიერი ქალები, ნამდინარეები და სხვა ფორმები. ასეთი ადგილები უფრო მეტად მდინარის ქვემოდინებაშია განვითარებული. ამის მაგალითს იძლევა მდინარე რიონის ქვემოწელი კოლხეთის დაბლობზე და მტკვრის ქვემოდინება აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე და სხვ.

იშვიათად გვხვდება ისეთი მდინარეები, რომელთაც სრულებით არა აქვთ ან ძალიან მცირედ აქვთ განვითარებული კლაკნილობა. ასეთი მდინარეები კალაპოტის გადასაცვლებას ახდენს ხეობის ფსკერის პარალელურად. ამ შემთხვევაში მათ შეიძლება განიერი ქალები ჰქონდეს, სადაც მდინარის პარალელურად განლაგებულია ნამდინარეები. ასეთი მდინარეები გვხვდება იმ ადგილებში, სადაც მათი ხეობები შევიწროებული ან გარღვეულია მდინარის ნაკადის მიერ.

გეგმაში კალაპოტის მოხაზულობა იცვლება დროში. კალაპოტის ეს ცვალებადობა სხვადასხვაგვარ ხასიათს ატარებს. მდინარის სიგრძის ერთ რომელიმე მონაკვეთზე წარმოიქმნება მოსახვევი ან შეანდრი, მეორე ადგილზე კი—სწორი კალაპოტი; ზოგჯერ მდინარის კალაპოტი იტოტება. არამდგრადი კალაპოტის შემთხვევაში მდინარე თავის ნაკადს მოკლე დროში ერთი ტოტიდან გადაიტანს მეორეში და დაიწყებს ხეობის ძირზე ტოტებში „ხეტიალს“. ამის თვალსაჩინო მაგალითია ალაზნის შემდინარეები.

მდინარის ყველა მოსახვევს არ შეიძლება მეანდრი ეწოდოს. ეს ტერმინი ჰიდროლოგიაში შემოვიდა თურქეთის მდინარის — „მეანდრის“ სახელწოდებიდან, რომელიც მიედინება ფხვიერ ალუვიურ ნაფენებში. მდინარის მეანდრი-



ნახ. 59. მდ. მტკვრის ოროგრაფიული და ჰიდროგრაფიული კლასილობის დამთხვევა კურორტ ბორჯომთან.

სათვის დამახასიათებელია მუდმივი და განუწყვეტელი კალაპორტის დეფორმაცია. კალაპორტის მოხაზულობის ცვალებადობას შეიძლება მეანდრივებული ან კლასილი კალაპორტი ვუწოდოთ. მრავალი მდინარე მიედინება ძალიან კლასილი კალაპორტში, რომლის მოხაზულობა ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში ძალიან მცირე მასშტაბით იცვლება. ასეთი მდინარეები ძნელად მრეცხად კალაპორტებში მიედინება. სადაც ადვილად გადასატანი ქანები უკვე გადარეცხილია და შემდეგი გადარეცხვა ძნელად მიმდინარეობს; ამის გამო მდინარის კალაპორტის ცვლა გაძნელებულია და მყარი ჩამონადენის რაოდენობა ძალზე მცირეა.

ასეთი მოვლენები უფრო მეტად გვხვდება კოლის ნახევარკუნძულზე, ტუნდრაში, ტყის ზონაში, აგრეთვე ტბებით რეგულირებულ მდინარეებზე, მაგალითად. მდ. ნევაზე, ანგარაზე, საქართველოში — მდ. ფარავანზე და სხვ.

ამგვარად, მდინარის მენადრიებაში, ანუ კლაკნილობაში, უნდა ვიგულისხმოთ მდინარის კალაპოტის მოხაზულობის ცვალებადობა დროში, რომელიც წარმოიშვა მდინარის ხანგრძლივი მუშაობის შედეგად. კალაპოტის კლაკნილობის წარმოშობა შეიძლება მარტივი სახით აიხსნას. დაუშვათ, რომ მდინარე მიედინება ადვილად მრეცხადი გრუნტი აგებულ კალაპოტში და ადგილი აქვს სწორხაზოვან დინებას. მაგრამ შესაძლებელია, მდინარის სწორი უბნის რომელიმე ადგილზე ეროზიისადმი უფრო ნაკლებად მდგრადი გრუნტი იქნეს, ვიდრე მდინარის დინების ზემო ან ქვემო ნაწილებში. ამ შემთხვევაში დაიწყება ნაკადის მიერ გრუნტის უფრო ინტენსიური ჩამორეცხვა, ვიდრე იმავე ნაპირის მეზობელ უბანზე. ჩამორეცხვის შედეგად ადვილად მრეცხადი გრუნტის ადგილზე წარმოიშობა შეზნექილობა და ნაკადის ქაველის ცემა ამ შეზნექილი ადგილისაკენ თანდათანობით გაძლიერდება. შეზნექილი ნაწილიდან გამოსული ნაკადი მიემართება მეორე, მოპირდაპირე ნაპირისაკენ. ამის გამო შეზნექილი ადგილიდან წამოღებული ნანგრევი მასალა დაიწყებს დალექვას შეზნექილი ადგილის იმავე ნაპირის ქვევით, სადაც თანდათანობით წარმოიშობა გამოზნექილობა. გამოზნექილი ნაპირიდან ნაკადის დინება ისევ გადაიხრება მოპირდაპირე ნაპირისაკენ და ისევ წარმოშობს შეზნექილობას და ა. შ. ასეთი პროცესების შედეგად მდინარის მთელ სიგრძეზე წარმოიშობა კლაკნილობა, ანუ მენადრიება.

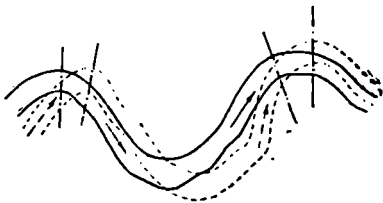
მდინარის კლაკნილობა, ანუ მენადრიება, განუწყვეტლივ მიმდინარეობს. სანამ არ შეწყდება რაიმე ბუნებრივი ან ხელოვნური ფაქტორების გავლენით. ამ ფაქტორებიდან შეიძლება დავასახელოთ ზოგიერთი: 1) მდინარე კლაკნილობის შექმნასთან ერთად ამცირებს გასწვრივ დახრილობას, რის შედეგადაც მცირდება ნაკადის დინების სიჩქარე. დინების სიჩქარე შეიძლება იმდენად შემცირდეს, რომ კალაპოტის მოსახვევებში აღარ მოხდეს გადარეცხვა. ამ შემთხვევაში მდინარე მდგრად მენადრულ მოხაზულობას აღწევს; 2) მენადრიების განვითარება შეწყდება მაშინ, როდესაც წყალი მიაღწევს კალაპოტის ამგებ მკვირვ ქანებს. ამ შემთხვევაში მენადრის გაჩენა და განვითარება შეუძლებელია; 3) მდინარის კალაპოტში მენადრები შეიძლება ისე მიუახლოვდეს ერთმანეთს, რომ წყალდიდობის დროს წყალმა დატოვოს თავისი ძირითადი კალაპოტი. მოხრილობის ერთი ტოტიდან გადავიდეს მეორეში და გაასწოროს კალაპოტი.

მენადრის მოკვეთილ ბოლოებში მდინარე იწყებს მონატანი მასალის დალექვას. საბოლოოდ მდინარის ყოფილი მენადრი წყდება მდინარის კალაპოტს და იქცევა ნამდინარეებად, ხოლო მდინარე განაგრძობს ახალი მენადრების შექმნას ახალი მიმართულებით. საბოლოოდ მენადრის განვითარება შეიძლება შენელდეს მდინარის ხეობის ნაპირებთან ან კალაპოტის ძირითად ქანებთან.

როდესაც წყლის ნაკადი ნაპირების მიმართ რომელიმე კუთხით მოქმედებს. მაშინ მენადრები ქვემო დინებისაკენ გადაინაცვლებს. ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში მენადრების გადაადგილება განუწყვეტლივ მიმდინარეობს მდინარის მთელ სიგრძეზე და მთელი ხეობა დამუშავებულია მდინარის მიერ (ნახ. 60).

ი. ვ. პობოვის მიხედვით, მდინარეებზე შეიძლება ხშირად შეგვხვდეს კალაპოტის მდგრადი უბნები, რომლებიც მდებარეობს ერთიმეორის საწინააღმდე-

გო მიმართულებით ორ მეზობელ მოსახვევს (მეანდრებს) შორის. ამ შემთხვევაში წარმოიშობა კალაპოტის დეფორმაცია S-ის მსგავსი მოსახვევით, პირველად—ერთ მხარეზე, ხოლო შემდეგ—მეორე მხარეზე. ამრიგად, კალაპოტი გადანაცვლებით მოხრილობათა განვითარების საზღვრებში შეიძლება წარმოიქმნას მარყუეი და მათი გარღვევა. ამის შემდეგ მეანდრების განვითარების მთელი ციკლი განმეორდება ან კალაპოტი გადანაცვლებს მსგავსი მოსახვევებით და შეინარჩუნებს ბრუნვით კვანძებს, სანამ არ წალეკავს ხეობის ნაპირებს (ნახ. 61).



ნახ. 60. მეანდრის გადანაცვლების სქემა.

კალაპოტის მოხაზულობასთან მჭიდროდ არის დაკავშირებული კალაპოტის სიღრმეები. ერთნაირ სიღრმეთა შემთავრებულ ხაზებს იზობათები ეწოდება.

კალაპოტის ინტენსიურ გარეცხვას ადგილი აქვს მოსახვევებში, სოლო სწორ უბნებში იგი შედარებით მცირეა. კალაპოტის დიდ სიღრმეთა მქონე მოხრილ უბნებს მუხლებს უწოდებენ, ხოლო მცირე სიღრმეებიან უბნებს, რომლებიც მდინარის მთელ სიგანეს იკავებს, ჩქერები ეწოდება.

ვაკის მდინარეებისათვის დამახასიათებელია მუხლებისა და ჩქერების კანუწვევითი შენაცვლება.

კალაპოტის უდიდეს სიღრმეთა ხაზს ფარვატერს უწოდებენ. ვინაიდან მუხლებს ადგილი აქვს მდინარის შეზნეილ ნაპირებთან, ფარვატერი ხან ერთ ნაპირს მიუახლოვდება, ხან მეორეს, რის გამო აჩენს კლაკილ ხაზს კალაპოტის გეომეტრიულ ღერძთან შედარებით.

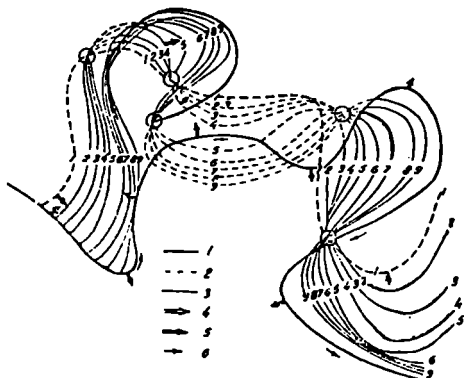
თუ ფარვატერი თანდათან გადადის ერთი მუხლიდან მეორისაკენ და ამ უკანასკნელთა იზობათის ღერძი ერთ ხაზს წარმოადგენს. ასეთ ჩქერს ნორმალურს უწოდებენ.

ზოგჯერ მუხლის იზობათის ღერძი გადაწეულია ერთიმეორის მიმართ გარდვიარდმო მიმართულებით და ფარვატერი გამრუდებული ხაზით არის წარმოდგენილი. ამ შემთხვევაში ასეთ მუხლებს შორის მდებარე ჩქერს გადაწეული ჩქერი ეწოდება. ნაოსნობის მიზნით ნორმალურ ჩქერს „კარგს“ უწოდებენ, ხოლო გადაწეულს კი — „უვარგისს“, რადგან ნორმალური ჩქერის პირობებში მდინარის სიღრმე ჩქერზე უფრო მეტია. ვიღრე გადაწეული ჩქერის პირობებში.

ჩქერები კალაპოტის ფორმებია, რომლებიც აგებულია ადვილად მრეცხადი გრუნტისაგან. მრავალი ჩქერი უძველესი წარმოშობისაა, ხოლო ზოგიერთი მათგანი უახლოესი დროისაა და შეიძლება წარმოიქმნას შემდეგშიაც. ზოგიერთი ადრე გაჩენილი ჩქერი სრულიად გამჭრალია. ჩქერი წარმოიშობა იქ, სადაც მონატანი მასალის აკუმულაციისათვის ხელსაყრელი პირობებია.

როგორც ადრე იყო აღნიშნული, კალაპოტში სიღრმეთა განაწილება მჭიდროდაა დაკავშირებული კალაპოტის გეგმა-მოხაზულობასთან. ამ მდგომარეობამ მკაფიო გამოსახულება მიიღო ეგრეთ წოდებულ ფარგას „კანონებში“. ფარგას „კანონები“ შემდეგში მდგომარეობს: 1) მუხლის ყველაზე ღრმა და ჩქერის

ვევლაზე თხელი ნაწილები გადაწვეულია კალაპოტის უდიდესი და უმცირესი სიმრუდის წერტილების ქვევით მდინარის დინებისაკენ, დაახლოებით სიგრძის პეროთხედით (მუხლი + ჩქერი); 2) სიმრუდის თანდათანობით შეცვლას შეესაბამება სიღრმის შეცვლა. ერთი მათგანის მკვეთრი შეცვლა იწვევს აგრეთვე მეორის



ნახ. 61. კალაპოტის გადაწველების სქემა, აღდგენილი ფოტოგაღებებით, კალაპოტის იმ უბნისთვის, სადაც მოხდა მარჯვენა-დინების დანაწევრება:

1. თანამედროვე კალაპოტის ღერძი, 2. უძველესი კალაპოტის ღერძი, 3. კალაპოტის ღერძის თანამიმდევრობა შუალედურ პირობებში, 4. მიმართულება, რომელზედაც გადაწველა კალაპოტმა, 5. თანამედროვე კალაპოტის გადაწველების მიმართულება, 6. ნაკადის მიმართულება (ი. ვ. პოპოვის მიხედვით)¹.

ისეთსავე ცვლილებას; 3) რამდენადაც მეტია ნაპირის შეზნეჭილობის სიმრუდე, იმდენად დიდია მუხლში სიღრმე; 4) მოცემული სიმრუდის პირობებში მრუდის სიგრძის მატებასთან ერთად სიღრმე თავდაპირველად მატულობს, ხოლო შემდეგ მცირდება. თითოეული მონაკვეთისათვის არსებობს ერთგვარი საშუალო მნიშვნელობა მრუდის სიგრძისა. რომლის დროსაც უდიდესი სიღრმეები წარმოიშობა.

ზოგ შემთხვევაში ფარგას კანონები ირღვევა, განსაკუთრებით. თუ მდინარია კალაპოტი ავებულია სხვადასხვაგვარი გრუნტისაგან.

ყველა ზემოაღნიშნული დამოკიდებულება სამართლიანია ვაკის მდინარეებისათვის. ხოლო მთისა და ქვიანი კალაპოტის მდინარეებისათვის აღნიშნული დამოკიდებულება გაურკვეველია, რადგან მათ თავისებური კალაპოტები აქვს. სიღრმე იცვლება ნახტომისებურად. ასეთი მდინარეები ჭერ კიდეც გამოუმუშავებელ კალაპოტებში მიედინება.

როგორც უკვე იყო ნათქვამი, მდინარის ნაკადი და კალაპოტი ურთიერთდაკავშირებულია. ამიტომ მათი ხანგრძლივი ურთიერთმოქმედების შედეგად შეიძლება დადგინდეს შეფარდება მდინარის მორფომეტრიულ და ჰიდრაული-

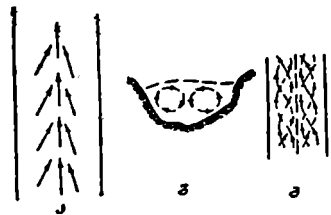
¹ И. В. Попов, Жизнь речного русла, Ленинград, 1955.

ყო პროცესებს შორის. ჯერ კიდევ 1924 წელს ვ. გ. გლუშკოვმა დაადგინა დამოკიდებულება ვაკის მდინარეებისათვის საშუალო სიგანესა და საშუალო სიღრმეს შორის: $K = \frac{\sqrt{B}}{H}$, სადაც B საშუალო სიგანეა, H — საშუალო სიღრმე.

ვ. გ. გლუშკოვის მონაცემებით $K=2,75$, ხოლო ქვიშიანი კალაპოტისათვის 5.5-მდე იზრდება. მთის კლდინი კალაპოტისათვის იგი 1,4-მდე მცირდება. შემდეგში ს. ი. რიბკინმა და მ. ა. ველიკანოვმა დაადგინეს უფრო რთული დამოკიდებულებანი ამ დამახასიათებლებსა და ხარჯებს, დახრილობასა და სიჩქარეებს შორის.

**§ 26. ნაკადის დინების სიჩქარეთა განაწილების სტრუქტურა
მდინარის კალაპოტში**

მდინარის ნაკადის სიჩქარეთა განაწილება ცოცხალ კვეთში სიგრძის მიხედვით ძლიერი სირთულით ხასიათდება. ნაკადის გასწვრივ გადანაცვლებასთან ერთად წარმოებს წყლის ცირკულაციური და ტურბულენტური მოძრაობა. პირველად ამ საკითხს ყურადღება მიაქცია ნ. ს. ლელიავსკიმ. მისი აზრით, მდინარის შუა ნაწილში დიდ სიჩქარეთა გამო წყლის ზედაპირზე წარმოიშობა წყლის ქავლების მიზიდვა, რის შედეგადაც მდინარის შუაგულში დონეები რამდენადმე მალლა აიწეეს. ამის შედეგად დინების მიმართულების პერპენდიკულარულ სიბრტყეში წარმოიქმნება ჩაკეტილი კონტურის ორი ცირკულაციური დინება, რომლებიც ზედაპირთან ერთმანეთს უერთდება, ფსკერთან კი ერთიმეორეს შორდება. წყლის მასის მოძრაობის შედეგად ეს ცირკულაციური დინება გარდაიქმნება ხრახნისებურ მოძრაობად (ნახ. 62). ნაკადის შუა ნაწილისაკენ მიმართულ ზედაპირულ დინებას ნ. ს. ლელიავსკი თავმოყრილ დინებას უწოდებს, ხოლო ფსკერულ განსტობებულ დინებას — მარაოსებურ დინებას.

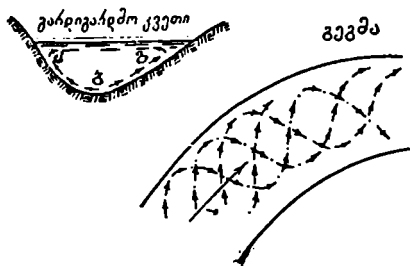


ნახ. 62. გარდიგარდმო ცირკულაციის წარმოშობის სქემა (ნ. ს. ლელიავსკის მიხედვით).
ა. ზედაპირული ნაკადი, ბ. ცირკულაციური დინება ევტიკალურ სიბრტყეზე, გ. ხრახნისებური დინება.

მდინარის კალაპოტის მოხრილ ნაწილში წყლის ქავლები უშუალოდ ეხება ნაპირს და ნაპირის მიმართულებას მიჰყვება. წყლის შემდეგი ქავლები უკვე ნაპირს კი არ ეხება, არამედ ებჯინება ნაპირის ქავლებს და ნაპირიდან გადაიხრება. გადახრის დროს მათი სიჩქარე მცირდება, ქავლების შემდგომ მოწოლას ვეღარ უძლებს, რის გამოც ქვევით იძირება და წარმოშობს ფსკერისპირა მოძრაობას მდინარის შუაგულისაკენ. გარდიგარდმო კვეთის პროფილში ზედაპირული და ფსკერისპირა ქავლები ერთ ცირკულაციას ქმნის (ნახ. 63). ა არეში სიჩქარეები უდიდესი იქნება, ბ არეში კი — შენელებული, ხოლო გ არეში — უფრო შენელებული. სიჩქარეთა ასეთ განაწილებას კალაპოტის მოხრილ უბანზე იმიტომ აქვს ადგილი, რომ შეზნეკილ ნაპირთან ქავლები შემვიდრობებულია, ხოლო საწინააღმდეგო ნაპირთან კი უფრო გაშლილად მიემართება, ამიტომ სიჩქარეც მცირდება. ზედაპირული ქავლები, რომლებიც სიღრმეში იძირება, თავი-

სუფლდება ატივნარებული მასალისაგან და მსუბუქდება. გზადაგზა აწარმოებს შეზნეილი ნაპირის ჩამორეცხვას და გადააქვს გამოზნეილი ნაპირისაკენ. სადაც ატივნარებული მასალის ნაწილს ლექავს.

ლელიავსკის მიხედვით, მოხვეულ მუხლში ადგილი აქვს ხრახნისებურ მოძრაობას: მარცხნივ. მოსრილ მუხლში. საათის ისრის მოძრაობის საწინააღმდეგოდ. მარცხნივ. მოხრილ მუხლში კი საათის ისრის მოძრაობის მიმართულებით. შეზნეილ ნაპირთან თავმოყრილი ქავლების მიმართულების ხასიათს ნ. ს. ლელიავსკი თავმოყრილ დინებას უწოდებს.



მდინარის სწორ უბანზე. სადაც მუხლებს შორის ჩქერებია, ნაკადის ქავლები ისევე არ ეურდნობა ნაპირებს.

ნახ. 63. მუხლში წყლის ცირკულაციური დინების სქემა.

როგორც მოხრილ მუხლებში; აქ ადგილი არა აქვს ქავლების ჩაძირვას, ამის შედეგად ქავლები იფანტება მთელი ცოცხალი კვეთის არეში. ამიტომ ჩქერებზე ქავლების დინების სიჩქარეები ნაკლებად მოწესრიგებულია და არ ემორჩილება არავითარ კანონზომიერებას. ქავლების ასეთ დინებას, რომელიც დამახასიათებელია ჩქერისათვის. ნ. ს. ლელიავსკიმ მარაოსებური დინება უწოდა.

მუხლსა და ჩქერებზე სიჩქარეთა განაწილების სურათს ართულებს მდინარის დონეთა რყევა. დაბალი დონის დროს მუხლში შეიძლება ადგილი ექნეს ძლიერ, მცირე სიჩქარეს, ხოლო ჩქერზე შედარებით მეტი სიჩქარე იქნება. ამიტომ დაბალი დონის დროს მუხლში არ ექნება ადგილი ხრახნისებურ დინებას. რაც ძალზე შეამცირებს ჩამორეცხვის პროცესებს. ჩქერებზე ქავლების მოძრაობით წარმოებს გადაარეცხვის პროცესები. მათი ჩამორეცხილი მასალა ჩქერის ქვემო მდებარე მუხლში გადადის და ილექება. მაღალ დონეთა დროს კი პირიქით. მუხლში ჩამორეცხვა იზრდება. ჩქერებზე კი წარმოებს დალექვა და კალაპოტის ფსკერის ამაღლება.

კალაპოტის დეფორმაცია დამოკიდებულია ნაკადის დინების სიჩქარეზე: რაც უფრო დიდია ნაკადის სიჩქარე. მით უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს კალაპოტის ჩარეცხვა. მეორე მხრივ. ნაკადის სიჩქარე დამოკიდებულია დახრილობასა და კალაპოტის მქისეობაზე: რაც უფრო მსხვილია კალაპოტის ამგები გრუნტის მარცვლები. მით უფრო დიდია კალაპოტის მქისეობა. ერთნაირი დახრილობის პირობებში მქისეობის გადიდების დროს სიჩქარეც მცირდება. ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე. ვ. მ. ლობტინმა მოგვცა კალაპოტის მდგრადობის კოეფიციენტის დახასიათება. იგი ტოლია $\frac{D}{\Delta H}$, სადაც D ნაწილაკის დიამეტრია. ΔH —მდინარის ვარდნა გრძივ 1 კმ-ზე. შემდეგში მ. ა. ველიკანოვმა კალაპოტის მდგრადობის კოეფიციენტის გამოსაანგარიშებლად მოგვცა ფორ-

მულა: $\eta = \frac{gD}{v^2}$, სადაც v სიმძიმის ძალის აჩქარებაა, D — ნაწილაკის დიამე-

ტის სიდიდე. *უ* ნაკადია სიჩქარე. ეელიკანოვის ფორმულის უპირატესობა ლობტინის ფორმულასთან შედარებით ისაა. რომ მან მდინარის ვარდნა შეცვალა ნაკადის სიჩქარით. რომლის განაზღვრა ვაცილებით უფრო ადვილია. ვიდრე დახრილობია.

კალაპოტის მდგრადობის კოეფიციენტი ითვალისწინებს მხოლოდ იმ დეფორმაციას. რომელიც წარმოებს მიმდინარე წყლის ძალით და არ შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ყოველგვარი დეფორმაციისათვის. მაგალითად. ყინულსაფარი გავლენას ახდენს კალაპოტის დეფორმაციაზე ვახაფხულისა და შემოდგომის ყინულსვლის დროს. აგრეთვე ყინულხერგვისას და აქვ.

§ 11. მდინარეთა შესართავები

მდინარე მთავრდება იქ. სადაც იგი ერთვის ზღვას. ოკეანეს. ტბას. ქაობს ან მეორე მდინარეს. შეიძლება იყოს ისეთი შემთხვევა. როდესაც მდინარე ვერ აღწევს წყლის მეორე ობიექტამდე და გზაში კარგავს თავის წყალს აორთქლებაზე ან ჩაყონვაზე. ასეთ შემთხვევაში მდინარეს არა აქვს შესართავი და მის ქვედა ბოლოს ბრმა ბოლოს უწოდებენ. ასეთი მდინარეები გვხვდება შუა აზიის რესპუბლიკებსა და კარსტულ მხარეებში, სადაც მდინარეები კარსტულ ნაპრალებსა და ხვრელებში იკარგება.

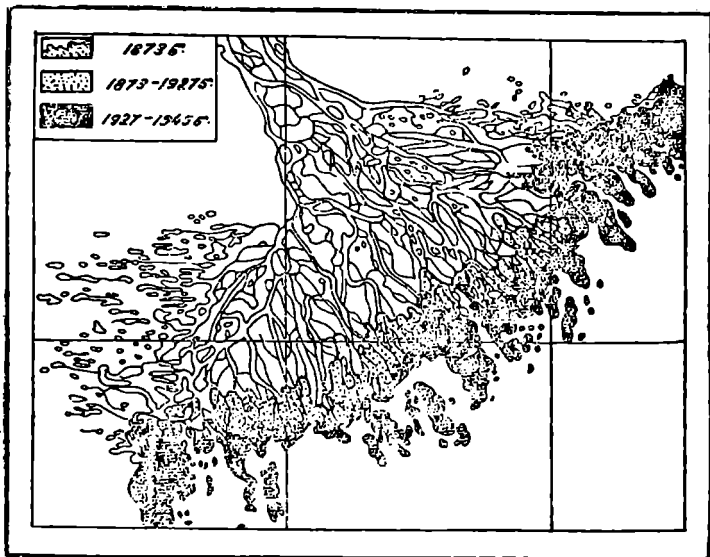
მდინარეთა შესართავებში წარმოიქმნება თავისებური პროცესები. რომლებიც დაკავშირებულია მდინარეთა მონატანი მასალის დალექვასთან და მდინარისა და მიმდებარე წყალსატევის (ზღვა, ტბა, მდინარე და სხვ.) წყლებს შორის ურთიერთმოქმედებაზე. როდესაც ერთი მდინარე ერთვის მეორეს, მათი წყლების ურთიერთმოქმედება განსაკუთრებით მკვეთრად გამოვლინდება მაშინ. როდესაც შემდინარისა და მთავარი მდინარის წყლის რეჟიმის ფაზები ერთმეორეს არ ემთხვევა. ტბასთან შეერთებისას მდინარის შესართავი ნაწილის წყლის რეჟიმზე გავლენას ახდენს ტბის წყლის რეჟიმი და ტბის წყლის გადენისა და მოდენის მოვლენები. ტბისა და მდინარის წყლების რეჟიმის სტაბილურობის დროს მდინარის შესართავი ნაწილი გამოირჩევა ერთგვარობით. ხოლო მდინარის კალაპოტი—მდგრადობით.

მდინარე ზღვასთან ან ტბასთან შეერთების დროს წარმოშობს დელტას ან ესტუარს. დელტების წარმოქმნა და სიდიდე განისაზღვრება მდინარის მიერ მოტანილი მასალის რაოდენობით და მისი დალექვით. ბ. ა. აპოლოვის მიხედვით¹. დელტების წარმოქმნისათვის აუცილებელია: 1) მდინარის მიერ მონატანი მასალის მნიშვნელოვანი რაოდენობა. 2) შესართავთან ზღვის წყალმცირობა. 3) არ უნდა იყოს ძლიერი დინება და ლელვა. რომელიც მონატან მასალას ვადაიტანს შესართავიდან სხვა მხარეზე ან სიღრმეში. ამ პირობებში წარმოიქმნება შესართავის დიდი სივრცე. რომელიც დაკავებული იქნება მდინარის ტოტებითა და კუნძულებით. მდინარის შესართავის ასეთ ფორმას დელტა ეწოდება (ნახ. 64), რადგან იგი წაგავს ბერძნულ ასოს — Δ (დელტას). რამდენადაც მცირე რაოდენობით მოიტანს მდინარე მყარ მასალას. იმდენად სუსტად იქნება გამოსახული დელტის ფორმები. ზღვის მოქცევა და უკუქცევა და ზღვის დინებები ამნელებს დელტის წარმოშობას. ასეთ შემთხვევაში მდინარე ზღვას ერთი განიერი კალაპოტით ერთვის და წარმოშობს ესტუარს. რომელსაც ძაბრილებრი

¹ Б. А. АПОЛОВ, Учение о речках, Москва, 1951, гл. 45А.

ფორმა აქვს. ჩენი ქვეყნის სამხრეთის ზღვებში მათ ლი მ ა ნ ე ბ ს უწოდებენ. ლიმანები წარმოადგენს მდინარეთა ხეობების ქვემოწელის გაფართოებულ ნაწილს, რომელიც შეტბორილია ზღვის წყლით. არის დია ლი მ ა ნ ე ბ ი, რომლებიც უშუალოდ უკავშირდება ზღვას, ასევე არის დახურული ლი მ ა ნ ე ბ ი, რომლებიც ზღვისაგან გამოყოფილია ხმელეთის ცოტად თუ ბევრად განიერი ზოლით.

ლიმანისაგან განსხვავდება ლაგუნა, რომელიც ზღვისაგან გამოყოფილი მოლამული ნაწილია კენჭებითა და სილის ნაყარით. იგი შეიცავს მტკნარ ან



ნახ. 64. მდ. ეოლოგის დელტა.

მომლამო წყალს და დროთა განმავლობაში ივსება დანალექი მასალით, შემდეგ იფარება მცენარეულობით, ჭაობდება და გადაიქცევა ჭაობიან მდელოდ. ამგვარად, ლი მ ა ნ ი წარმოადგენს მდინარის ქვემო ნაწილს, ლაგუნა კი ზღვის ნაწილია, რომელიც მდინარის შესართავს ეკვრის.

მდინარეთა მიერ მონატანი მასალა ზოგჯერ ლაგდება ზღვაში მდინარის შესართავიდან დაშორებით, წარმოშობს წყლის სანაპიროზე თხელწყვიან მეჩხის, რომელსაც ზ ლ უ რ ბ ლ ს უწოდებენ.

ზღვასთან მდინარის შეერთების ადგილას, ზღვის სანაპირო ზოლში, წარმოიშობა გარდამავალი ზონა. ამ ზონის სიგრძეზე ზღვის გავლენის შედეგად მდინარის რეჟიმი არსებითად იცვლება: დინების სიჩქარე მცირდება, მდინარეში იჭრება მოქცევისა და უკუქცევის ტალღები, წარმოებს ზღვისა და მდინარის წყლის შერევა, მდინარეთა სივანე იზრდება და წარმოიშობა დელტები. თავის მხრივ, ზღვის წყალი განიცდის სანაპირო ზოლში მდინარის წყლის მოჭმედებას; მცირდება ზღვის წყლის მარილიანობა, იცვლება სიღრმეები, დინებები

და სხვა ჰიდროლოგიური მახასიათებლები. აღნიშნულ გარდაამავალ ზონას შესართავის მხარეს უწოდებენ. ამ მხარის საზღვრებში, თავის მხრივ, გამოიყოფა ზღვისპირა შესართავის წინა ნაწილი და მდინარის ზღვისპირა უბანი.

მდინარის ზღვის სანაპირო უბანი იყოფა შესართავისპირა და შესართავის ნაწილად. შესართავისპირა უბანში მდინარეული რეჟიმი ზოგჯერ ირღვევა ზღვის მოქცევითა და უკუქცევის შედეგად. მისი ზედა კვეთი აღნიშნული მოვლენების შეჭრის საზღვარზეა, ქვევით კი მდინარე დატოტიანებულია. ერთტოტიან შესართავებსა და ესტუარებში იქმნება კვეთი, სადაც მუდმივად ხდება ზღვისა და მდინარის წყლების შერევა. მდინარის შესართავის უბანი ვრცელდება შესართავისპირა კვეთიდან ქვევით — ზღვისპირა შესართავამდე. შესართავის უბნის სიგანე ისაზღვრება ხეობის ძირითადი ნაპირებით და, თუ ეს უკანასკნელი არ არის კარგად გამოსახული, მაშინ წყალდიდობის დროს ადგილი აქვს წყლის გადასვლას ნაპირებიდან.

საბჭოთა კავშირის მდინარეთა შესართავების ტიპები მრავალგვარია. ჩებოტარევის მიხედვით¹ ისინი შემდეგი სახისაა (იხ. ცხრ. 17).

ც ხ რ ი ლ ი 17

შესართავების ტიპები
(ა. ი. ჩებოტარევის მიხედვით)

შესართავების დახასიათება	დასახელება ზოგიერთი მდინარისა, რომელსაც აქვს მოცემული ტიპის შესართავი
1. ერთტოტიანი	ჩიონი, ამური
2. ესტუარებიანი (ძაბრისებრი)	ობი, ენისეი, ხატანგა, მეზენი, სპზრ. პუგი
3. კუნძულებიანი	დნებრი, დონი, პეჩორა. ჩრდ. დვინა. გირკა, იანა, ნევა
4. ფრთისებრი	მტკვარი, ურალი
5. მრავალტოტიანი (დატოტილი)	ვოლგა, თერგი, ამუ-დარიი
6. ლიმანური	ყუბანი, კაჩატკა, დას. დვინა, დნესტო-

§ 17. მდინარეთა ჰიდრობიოლოგია

მდინარეში ფლორისა და ფაუნის განაწილებაში მონაწილეობას იღებს თითქმის ყველა ჰიდროლოგიური ფაქტორი: კალაპოტის მორფოლოგია. წყლის რეჟიმი, მონატანი მასალის რაოდენობა, თერმული რეჟიმი, წყალში გახსნილი ნივთიერება, გაზები, ორგანული ნივთიერება და, ბოლოს, ადამიანის სამეურნეო მოქმედება.

მორფოლოგიური ელემენტების მნიშვნელობა უფრო მეტად მეღვანდება მდინარეთა რეჟიმის ელემენტების ანალიზის დროს. აქ არსებითი მნიშვნელობა აქვს დონეთა რეჟიმს. დონეთა დაკლება იწვევს მდინარის ფსკერის დიდი ფართობის დაშრობას, რაც განაპირობებს წყალში მობინადრე მრავალი ცოცხალი ორგანიზმის დაღუპვას. დონეთა მომატება კი, პირიქით, იწვევს მდინარის ფსკერის გაგანიერებას, რაც ხელს უწყობს ბიოცენოზის განვითარებას.

¹ А. И. Чеботарев, Общая гидрология (вод суши), Ленинград, 1960.

გაზაფხულის წყალდიდობის მდინარეებს, როგორც არის ვოლგა. დნეპრი და სხვ., გაზაფხულზე ქალებში ნოციერი მასალა გადააქვს, სამაგიეროდ ქალების წყალსატევებიდან მდინარეებში გადადის ახალი ცოცხალი ორგანიზმები. მდინარეები, რომლებსაც ახასიათებს წვიმებით გამოწვეული წყალმოვარდნები, არამტოვ ამდიდრებს ქალებსა და სანაპირო ზოლს ბიოცენოზით, არამედ რეცხავს მათ და აღარიბებს ცოცხალი ორგანიზმებით.

მდინარეული ფლორისა და ფაუნის შედგენილობასა და გავრცელებაში მთავარ როლს ასრულებს ნაკადის სიჩქარეები და ფსკერის ნაფენები. ნაკადის დინება მექანიკურად მოქმედებს წყალში მობინადრე ორგანიზმებზე, უზრუნველყოფს მათ განხნილი გაზების მიწოდებით და სწრაფად აცილებს მკვდარი ორგანიზმების ნარჩენებს. ნაკადის დინება ახასიათებს ფსკერის ნაფენებს, რაც ქმნის პირობებს ფსკერზე ბიოცენოზის განაწილებისათვის. სიჩქარეთა და ფსკერის გრუნტის ერთობლივი მოქმედება ხელსაყრელ პირობებს ქმნის ბიოცენოზის არსებობისათვის. ამის შესაბამისად ბიოცენოზით ფსკერის ისეთი ნაფენები უფრო მდიდარია, რომლებიც ნაკლებად განიცდის ეროზიულ პროცესებს და ღარიბია ისეთი ნაფენები, რომლებიც ადვილად ირეცხება.

მდინარეთა წყლის გამჭვირვალობა განაპირობებს წყლის მცენარეულობის გავრცელებას სხვადასხვა სიღრმეზე. მცირე გამჭვირვალობის დროს მცენარეულობა უფრო მეტად ვრცელდება სანაპირო ზოლში იმ სიღრმემდე. სადაც სინათლე აღწევს. წყალში მცენარეულობის განვითარება ხელს უწყობს ფაუნისათვის საკვები რესურსების გადიდებას და აგრეთვე წყლის ფენის გამდიდრებას ენგებლით.

წყლის ტემპერატურა ხელს უწყობს ნივთიერებათა ცვლას და მცენარეულისა და ცხოველების გამრავლებას. ყველასათვის ცნობილია ტემპერატურის გავლენა მდინარეებში თევზების განაწილებაზე ქვირითის დაყრის პერიოდში.

დიდი მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე მდინარეში ენგებადის განაწილებას. ზაფხულში ენგებადის შემცველობა მდინარის წყალში საკმაოდ დიდია. რაც სრულიად უზრუნველყოფს წყალში არსებულ ორგანიზმებს, ზამთარში კი ენგებადის შემცველობა მცირეა, რაც საფრთხეს უქმნის თევზების სიცოცხლეს, ამიტომ ისინი ამ დროს ზღვის სანაპიროებისაკენ მიემართებიან.

წყალში მობინადრე ორგანიზმები ჩვეულებრივად სამ ჯგუფად იყოფა: ბ ე ნ ტ ო ს ი -- ფსკერზე მობინადრე ორგანიზმები, პ ლ ა ნ ქ ტ ო ნ ი და ნ ე ქ ტ ო ნ ი -- წყლის სისქეში მობინადრე ორგანიზმები.

ბ ე ნ ტ ო ს ი მდინარის ფსკერის მყარ სუბსტრატშია; მცენარეულობიდან მათ მიეკუთვნება: ხავსები, წყალმცენარეები; ფაუნიდან— ნიჟარიანი ორგანიზმები. ღრუბელნაირები, კიბაყლები, მწერები. მოლუსკები, კიბოსნაირები და ზოგიერთი თევზი.

ლამში მცხოვრები მცენარეებისა და ცხოველების კომპლექსი დამახასიათებელია ვაკის მდინარეებისათვის, მაგრამ გვხვდება მთის მდინარეებშიც, რომელთაც წყნარი დინება აქვს. ლამში ჩასახლებულია ბაქტერიების უდიდესი რაოდენობა. ლამის ფლორა შედგება დიატომური და ლურჯ-მწვანე წყალმცენარეებისაგან. ფაუნიდან გაბატონებულია უმთავრესად მწერების მატლები. მოლუსკები. ტყიპები, ნემატოდები და სხვ.

პ ლ ა ნ ქ ტ ო ნ ი. მდინარეული პლანქტონი წარმოადგენს ბაქტერიულ-მცე-

ნარეულ და ცოცხალ ორგანიზმთა კომპლექსს. მდინარეულ პლანქტონისათვის დამახასიათებელია თავისებური ფორმები.

ყველა მდინარისათვის დამახასიათებელია პლანქტონების ყოველწლიურად სეზონური ცვალებადობა. მთის მდინარეებზე, სადაც უფრო მეტად გავრცელებულია ბაქტერიები, მათი რაოდენობა მდინარის წყლიანობის მატებასთან ერთად იზრდება. მაქსიმუმს თბილ პერიოდში აღწევს. მინიმუმს კი — ცივ პერიოდში. ვაკის მდინარეებზე სეზონურ ცვალებადობას განიცდის ყველა სახის პლანქტონი ბაქტერიები. წყალმცენარე და ცხოველი.

პლანქტონებს შორის არსებობს კვების მხრივ ურთიერთდამოკიდებულება. ზოოპლანქტონი საზრდოობს წყალმცენარეებით, მათი ნარჩენებითა და ბაქტერიებით. ბაქტერიები საზრდოობს დახოცილი ზოო- და ფიტოპლანქტონებით. პლანქტონის მთელი შედგენილობა მიდის საკვებად ბიოცენოზის სხვა წევრებისათვის — ბენტოსის ცხოველებსა და ზოგიერთ თევზებზე.

ნ ე ქ ტ ო ნ ი ჩვენ მდინარეებზე ორი სახით არის წარმოდგენილი. თევზებითა და ლადოგისა და ბაიკალის სელაპებით.

§ 16. თევზის მიგრაცია

ყველა თევზს ერთ ადგილსამყოფელზე ყოველთვის არა აქვს ოპტიმალური პირობები თავისი განვითარების მთელი სტადიისათვის, კერძოდ, საზრდოობისა და გამრავლებისათვის. ეს არის ერთ-ერთი მიზეზი თევზის მიგრაციისა. ე. ო. ერთი ადგილიდან მეორეზე გადანაცვლებისა.

თევზების გადანაცვლებაში შეიძლება გამოიყოს პასიური და აქტიური ჩვეულები. პასიურ ჩვეულებს მიეკუთვნება ახალგაზრდა ლიფსიტების გადანაცვლება ერთი ადგილიდან მეორეზე. აქტიური მიგრაცია გულისხმობს თევზების გადანაცვლებას ქვირითის დასაყრელად (ქვირითის დაყრის მიგრაცია), საკვებით მდიდარ რაიონში გადანაცვლებას (საზრდოობის მიგრაცია) და გადანაცვლებას გამოზამთრებისათვის (გამოზამთრების მიგრაცია). ქვირითის დაყრისათვის მიგრაცია კარგად არის გამოსახული გამავალი თევზების ჩვეულისათვის. ამ ჩვეულის თევზის სახეთა გადანაცვლება წარმოებს ძალიან შორ მანძილზე (3-4 ათას კმ-დე) დიდი სიჩქარით (100 კმ-ზე მეტ მანძილზე მიტურავენ ერთი დღე-ღამის განმავლობაში). გამვლელი თევზები გადიან ხოლმე ღია ზღვაში (ორაგულისნაირნი) ან შესართავის წინა უბნის მარილიან წყლებში (ეკიმურა. კობრისნაირები. თართისნაირნი და სხვ.). გამოზამთრების მიგრაცია ცნობილია მრავალი გამვლელი თევზისათვის, უმთავრესად ზომიერ და მაღალ განედებში.

ს ა მ დ ი ნ ა რ ო თ ე ვ ზ ი ს ქ ე რ ა ს უძველესი დროიდან აქცევდნენ ყურადღებას. ჩვენი ქვეყნის მდინარეები მდიდარია სხვადასხვა სახის თევზით, რომელთა უმრავლესობას სარეწაო ხასიათი აქვს. მ. ვიშინსკის (1905 წ.) მონაცემებით რუსეთის მდინარეებსა და ტბებში ყოველწლიურად 25.000 000 ფუნთ თევზს იჭერდნენ. საბჭოთა ხუთწლედებში თევზის ქერის ორგანიზაცია და ტექნიკა ძალზე გაუმჯობესდა. 1955 წ. დაჭერილი თევზის რაოდენობა 2,498 ათას ტონას უდრიდა. სკკ XXIII ყრილობის ღირებულებებით გათვალისწინებულია თევზის ქერის, ვეშაპების, ზღვის ნადირისა და ზღვის პროლუქტების მოპოვების მკვეთრი ზრდა.

თითოეული მდინარე გამოირჩევა დამახასიათებელი ნიშნების ისეთი რთული კომპლექსით, რომლის მთლიანად გამოვლინება ძალზე რთულია. ამით აიხსნება ის, რომ ჭერჭერობით არ მოგვეპოვება მდინარეთა ისეთი კლასიფიკაცია. რომელიც სრულად ასახავს ყველა იმ ჰიდროლოგიურ პროცესებს, რომლებიც ამა თუ იმ მდინარეთა ჯგუფს ახასიათებს.

სხვადასხვა ავტორის მიერ წარმოდგენილია მდინარეთა კლასიფიკაცია განსხვავებული ნიშნების მიხედვით, მაგრამ მათი უმრავლესობა იძლევა მდინარეთა ხასიათზე ცალმხრივ წარმოდგენას. გამონაკლისს შეადგენს ა. ი. ვოეიკოვის მიერ მოცემული მდინარეთა კლიმატური კლასიფიკაცია, რომლის საფუძველზე შეადგინეს სხვადასხვა ავტორებმა მდინარეთა კლასიფიკაციები. ჩვენ აქ შეეხებით მხოლოდ მ. ი. ლვოვიჩისა და ბ. დ. ზაიკოვის მიერ შედგენილ კლასიფიკაციათა სქემას.

1936 წ. მ. ი. ლვოვიჩმა მოგვცა საბჭოთა კავშირის მდინარეთა კლასიფიკაცია წლიური ჩამონადენის გენეტიკური და სეზონური განაწილების საფუძველზე. კლასიფიკაცია აგებულია წლიური ჩამონადენის ფაქტიური მონაცემების (ხარჯების წლიური გრაფიკები) ანალიზის პრინციპზე (ნახ. 65).

ამ მეთოდის საფუძველია წლიური ჰიდროგრაფის ვერტიკალური და პორიზონტული დანაწევრება. ჰიდროგრაფის ვერტიკალური დანაწევრება იძლევა წლიური ჩამონადენის განაწილებას საზრდოობის წყაროებად, ხოლო პორიზონტული დანაწევრება—წლიური ჩამონადენის განაწილებას სეზონებს შორის. მ. ი. ლვოვიჩმა ჰიდროგრაფის დანაწევრებით პროცენტებში განსაზღვრა თითოეული სეზონისა და საზრდოობის წყაროს ჩამონადენის რაოდენობა წლიური ჩამონადენიდან და, ა. კიოპენის მსგავსად, იგი შემდეგი სიმბოლოებით აღნიშნა¹:

გრუნტის წყლით საზრდოობა — *U*
 თოვლის წყლით საზრდოობა — *S*
 წვიმის წყლით საზრდოობა — *R*
 ყინვარული და მარადი თოვლის
 წყლით საზრდოობა — *G*

თუ წლიურ ჩამონადენში რომელიმე საზრდოობის წყაროს წილი 50%-ზე მეტია, იგი აღინიშნება დიდი ასოთი, ხოლო 50%-ზე ნაკლები ჩამონადენი — პატარა ასოთი; თუ რომელიმე საზრდოობის წყაროს ჩამონადენი წლიურ ჩამონადენში 10% ნაკლებია, მას უურადლება არ ექცევა. მაგალითად, მდ. აპარისწყლის წლიური ჩამონადენიდან წვიმის წყლის რაოდენობა 57% შეადგენს, გრუნტის წყლისა — 28%, თოვლის წყლისა კი 15%; სიმბოლური აღნიშვნებით მივიღებთ *Rus.* თუ საზრდოობის წყაროს ჩამონადენის წილი წლიურ ჩამონადენში 80%-ს აღემატება, მაშინ იგი მხოლოდ ერთი დიდი ასოთი აღინიშნება. უფრო სხვანაირი აღნიშვნა ეძლევა ყინვარული საზრდოობის მდინარეებს. თუ წლიურ ჩამონადენში ყინვარული წყლის საზრდოობა უდრის ან აღემატება 25%, მაშინ იგი აღინიშნება დიდი ასო *G*; დანარჩენი საზრდოობის წყაროები შეიძლება 50%-ზე

¹ М. И. Львович, Опыт классификации рек СССР, Труды Гос. гидр. института, вып. 6, Ленинград-Москва, 1938, гв. 84.

მეტი იყოს. ისინი აღინიშნება პატარა ასოებით. მაგალითად: მღ. მესტია-ჭალოს წლიური ჩამონადენიდან ყინვარულ წყლებს უჭირავს 40%, წვიმის წყალს—25%, თოვლის წყალს—18%. გრუნტის წყალს—17%; ყოველივე ეს სიმბოლოებით ასე აღინიშნება: G-rsu.

ჩამონადენის საზრდოობის მიხედვით მ. ი. ლევიჩი საბჭოთა კავშირის მდინარეებს ყოფს 15 ტიპად, რომელთა სიმბოლური აღნიშვნა მოცემულია ცხრილის სახით (იხ. ცხრ. 18).

უხოილი

სსრ კავშირის მდინარეთა ტიპები საზრდოობის კომპონენტების მიხედვით
(მ. ი. ლევიჩი)

მ.ი. რიგ.	სიმბოლოები	შემოკლებით სიმბოლოები	მოკლე დახასიათება	გაერცელების რაიონები
1	S	S	განსაკუთრებით თოვლის წყლით საზრდოობის $S > 50\%$	ჩრდილო ყაზახეთის. ბაეოლეის ნარეები.
2	S-u	S-x	უპირატესად თოვლის წყლით საზრდოობის	სსრ კავშირის ევროპული ნაწილის, საელ. ციმბირის, აზიური ჩაწრის ჩრდ.-აღმ. მდინარეები.
3	S-r	"	უპირატესად თოვლის წყლით საზრდოობის	აღმოსავლეთ ციმბირის: რაიონი. ენისეისა და ჩრდილოეთის მხარის მდინარეები.
4	S-ru	"	—	დასავლეთ ციმბირისა და სსრ კავშირის ევროპული ნაწილის მდინარეები.
5	S-ur	"	—	კამჩატკის სამხრ.-აღმ. რაიონის ნარეები.
6	R	R	განსაკუთრებით წვიმის წყლით საზრდოობის $R > 80\%$	შუი ზღვისპირა სამხრეთი ნაწილის მდინარეები.
7	R-u	R-x	უპირატესად წვიმის წყლით საზრდოობის	შორეული აღმოსავლეთის. ამიერ-კავკასიის ზოგიერთი რაიონი. ლენის ზის მდინარეები.
8	R-s	"	—	ამურის აუზის მდინარეები საბჭოთა კავშირის ფარგლებში.
9	G-rsu	G-x	უპირატესად ყინვარული წყლებით საზრდოობის	კავკასიონის მაღალმთიანი რაიონი
10	G-us	G-x	—	შუა აზიის მაღალმთიანი რაიონი.
11	s-ru	ჭ-x	შერეული საზრდოობის, თოვლის წყლის კარბობით	აღმოსავლეთ ციმბირის რაიონის მდინარეები.
12	r-us	r-x	შერეული საზრდოობის. წვიმის წყლის კარბობით	ობის აუზის მდინარეები.
13	r-su	"	—	კავკასიონის სამხრ. მხარის მდინარეები.
14	G-stru	G-s	შერეული საზრდოობის. ყინვარული წყლების კარბობით	ალტაის მაღალმთიანი რაიონის მდინარეები.
15	u-s	u-x	შერეული საზრდოობის, გრუნტის წყლის კარბობით	შუა აზიის მთისწინების რაიონის მდინარეები.

როგორც ჩანს, საზრდოობის პირობები მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმის შესახებ ცალმხრივ წარმოდგენას იძლევა. ზოგჯერ მდინარეები საზრდოობის მიხედვით რომელიმე ტიპს მიეკუთვნება, მაგრამ წლის სეზონებში ჩამონადენის განაწილება სხვადასხვაგვარი აქვს. მაგალითად, შუა განედებში თოვლი

ჯნობით გამოწვეული წყალდიდობა ძირითადად გაზაფხულის სეზონშია. ხოლო უკიდურეს ჩრდილოეთში ზაფხულში. შორეული აღმოსავლეთის სამხრეთ ნაწილის მდინარეებს წვიმის წყლებით გამოწვეული წყალდიდობა ზაფხულში აქვს და ა. შ. ამიტომ უმჯობესია მდინარეთა წყალდიდობის რეჟიმის დასახასიათებლად (საზრდობის წყარობად წლიური ჩამონადენის დანაწევრება) — თახ ერთად) გამოვიყოს სეზონური ჩამონადენი Σ ჰიდროგრაფის პორიზონტული დაყოფით. თითოეული სეზონის ჩამონადენი მ. ი. ლვოვიჩმა. ისევე, როგორც ჩამონადენის საზრდობის წყაროები. შემდეგი სიმბოლოებით აღნიშნა:

გაზაფხულის ჩამონადენი P
ზაფხულის ჩამონადენი E
შემოდგომის ჩამონადენი A
ზამთრის ჩამონადენი H

იმ შემთხვევაში, როდესაც ერთი სეზონის განმავლობაში წლიური ჩამონადენიდან ჩამოედინება 50% და მეტი. იგი დიდი ასოთი აღინიშნება, ხოლო 50% — ზე ნაკლები ჩამონადენი პატარა ასოთი. მაგალითად, მდ. ჩხერიმელას წლიური ჩამონადენიდან 50% — გაზაფხულის სეზონში ჩამოედინება. ზამთარში კი 22% — ზაფხულში — 15% — ხოლო შემოდგომაზე — 13% — ამ შემთხვევაში მდ. ჩხერიმელას სეზონური ჩამონადენი სიმბოლოების მიხედვით აღინიშნება: P -hea.

მ. ი. ლვოვიჩმა წლიური ჩამონადენის სეზონური და საზრდობის წყაროების დანაწილების საფუძველზე მოახდინა საბჭოთა კავშირის მდინარეთა კლასიფიკაცია და გამოყო მდინარეთა 19 ტიპი სათანადო სიმბოლოების აღნიშვნით (იხ. ცხრ. 19 და ნახ. 65).

ზემოთ მოყვანილი სიმბოლოები სქემატურია. მაგრამ საკმარისად კარგად გამოხატავს საბჭოთა კავშირის მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმს.

მდინარეთა კლასიფიკაცია ბ. დ. ზაიკოვის მიხედვით. საბჭოთა კავშირის მდინარეების ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილების რეჟიმის დასადგენად დიდი მუშაობა ჩატარა ბ. დ. ზაიკოვმა. წლიური ჰიდროგრაფების დეტალური ანალიზის შედეგად მან საბჭოთა კავშირის ყველა მდინარე სამ ძირითად ჯგუფად დაყო (ნახ. 66):

1. გაზაფხულის წყალდიდობის მდინარეები;
2. წლის თბილი პერიოდის წყალდიდობის მდინარეები;
3. წყალმოვარდნების რეჟიმის მდინარეები.

პირველი ორი ჯგუფის მდინარეებისათვის პერიოდული წყალდიდობები დამახასიათებელია გაზაფხულის სეზონში ან წლის თბილ პერიოდში. წლის დანარჩენ პერიოდებში მდინარეებს ნაწილობრივ მომატებული ხარჯები ან წყალმკირობა აქვს; წყალმოვარდნებზე უმთავრესად შემთხვევით ხასიათს ატარებს.

მესამე ჯგუფის მდინარეები გამოირჩევა მკვეთრი ხანმოკლე წყალმოვარდნებით. რომელიც სისტემატურ ხასიათს ატარებს. შესაძლებელია წყალმოვარდნებს ადგილი ჰქონდეს წლის ყველა დროში; წყალმოვარდნებს შორის დროის პერიოდში მდინარეებში წყალმკირობა დგება.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ყველაზე უფრო მეტად გავრცელებულია გაზაფხულის წყალდიდობის მდინარეები, რომელთა წლიური ჩამონადენის 30% — დან 100% — მდე გაზაფხულზე ჩამოედინება. წყალდიდობისა და ხარჯების

რეჟიმის მიხედვით ამ მდინარეთა ჯგუფი ხუთ ტიპად იყოფა: 1) ყაზახეთის, 2) აღმოსავლეთ ევროპის, 3) დასავლეთ ციმბირის, 4) აღმოსავლეთ ციმბირისა და 5) ალტაის მდინარეები.

თბილისი პერიოდის წყალდიდობის მდინარეების ჯგუფს მიეკუთვნება საბჭოთა კავშირის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის მდინარეები. იანა-ინდიგორკის

ცხრილი 19

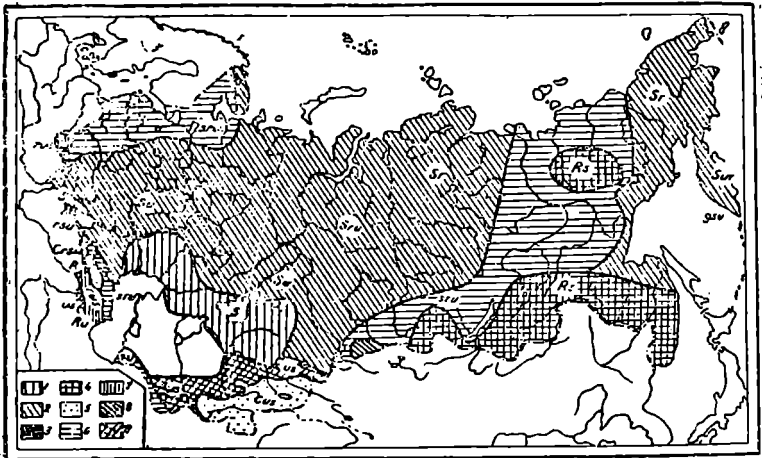
საბჭოთა კავშირის მდინარეთა შთავარი ტიპები საზრდობის წყაროებისა და შიდაწლიური განაწილების მიხედვით¹

№/ს. რიგ.	სიმბოლო	დასახლება
1	S-P	თითქმის მხოლოდ თოვლის წყლით საზრდობის გაზაფხულზე.
2	S-x P-y	უპირატესად თოვლის წყლით საზრდობის—გაზაფხულზე.
3	S-x p-y	უპირატესად თოვლის წყლით საზრდობის— ჩამონადენი ყველა სეზონში 50%-ს ნაკლებია, მაგრამ კარბობს გაზაფხულის ჩამონადენი.
4	S-x c-y	უპირატესად თოვლის წყლით საზრდობის— ჩამონადენი ყველა სეზონში 50%-ს ნაკლებია, მაგრამ კარბობს ზაფხულის ჩამონადენი.
5	S-x E-y	უპირატესად თოვლის წყლით საზრდობის— ზაფხულის სეზონში.
6	S-x E	უპირატესად თოვლის წყლით საზრდობის— მხოლოდ ზაფხულის სეზონში.
7	R P-y	თითქმის მხოლოდ წვიმის წყლით საზრდობის — გაზაფხულის ჩამონადენის სიკარბით.
8	R-x E-y	უპირატესად წვიმის წყლით საზრდობის — ზაფხულში.
9	R-x p-y	უპირატესად წვიმის წყლით საზრდობის — ჩამონადენი ყველა სეზონში 50%-ზე ნაკლებია, მაგრამ კარბობს გაზაფხულის ჩამონადენი.
10	R-x c-y	უპირატესად წვიმის წყლით საზრდობის — კარბობს ზაფხულის ჩამონადენი.
11	G-x E-y	უპირატესად ყინვარული საზრდობის — ზაფხულში.
12	G-x E-y	წერტული საზრდობის — უპირატესად ზაფხულში, კარბობს ყინვარული წყლები.
13	s-x E	წერტული საზრდობის მდინარეები — კარბობს ზაფხულის ჩამონადენი.
14	s-x E-y	წერტული საზრდობის, უპირატესად ზაფხულში — კარბობს თოვლის წყლები.
15	s-x c-y	წერტული საზრდობის — ყველა სეზონის ჩამონადენი 50%-ზე ნაკლებია, მაგრამ კარბობს თოვლის წყლები და ზაფხულის ჩამონადენი.
16	s-x p-y	წერტული საზრდობის ყველა სეზონში — ჩამონადენი 50%-ზე ნაკლებია, მაგრამ კარბობს თოვლის წყლებით საზრდობა და გაზაფხულის ჩამონადენი.
17	r-x p-y	წერტული საზრდობის — ჩამონადენი ყველა სეზონში 50%-ზე ნაკლებია, მაგრამ კარბობს წვიმის წყლებით საზრდობა და გაზაფხულის ჩამონადენი.
18	r-x c-y	წერტული საზრდობის — ჩამონადენი ყველა სეზონში 50%-ზე ნაკლებია, მაგრამ კარბობს წვიმის წყლებით საზრდობა და ზაფხულის ჩამონადენი.
19	u-x p-y	წერტული საზრდობის — ჩამონადენი ყველა სეზონში 50%-ზე ნაკლებია, მაგრამ კარბობს გრუნტის წყლებით საზრდობა და გაზაფხულის ჩამონადენი.

¹ М. И. Львович. Опыт классификации рек СССР, Труды Гос. гид. института им. Г. Гидрометеонзлат, Ленинград-Москва, 1938, გვ. 86.

მხარის, შუა აზიის, კავკასიისა და კამჩატკის მაღალმთიან მხარეთა მდინარეები. ამ ჯგუფის მდინარეებიდან გამოიყოფა მდინარეთა ორი ტიპი: 1) შორეული აღმოსავლეთისა და 2) ტიან-შანის.

წყალმოვარდნების რეჟიმის მდინარეთა ჯგუფი უფრო მცირედ არის გავრცელებული და გვხვდება ყირიმის მთიან მხარეში, კავკასიის შავი ზღვის სანა-



ნახ. 65. საბჭოთა კავშირის მდინარეთა ტიპების რუკა (მ. ი. ლვოვიჩის მიხედვით).

1 — $S > 80\%$; 2 — $Sx > 50\%$; 3 — $R > 80\%$; 4 — $Rx > 50\%$; 5 — $Gx < 25\%$;
6 — sx ; 7 — rx ; 8 — gx და 9 — ux — შერეული საზრდოობის.

პირობე, ლენკორანში, კავკასიონის ჩრდილო კალთებზე, კარპატების აღმოსავლეთ კალთებზე და ბალტიისპირეთში, ემუდის მაღლობის დასავლეთ კალთებზე. წყალმოვარდნების რეჟიმის მიხედვით მდინარეების ეს ჯგუფი სამ ტიპად იყოფა: 1) შავი ზღვის სანაპიროს, 2) ყირიმისა და 3) ჩრდილო კავკასიის.

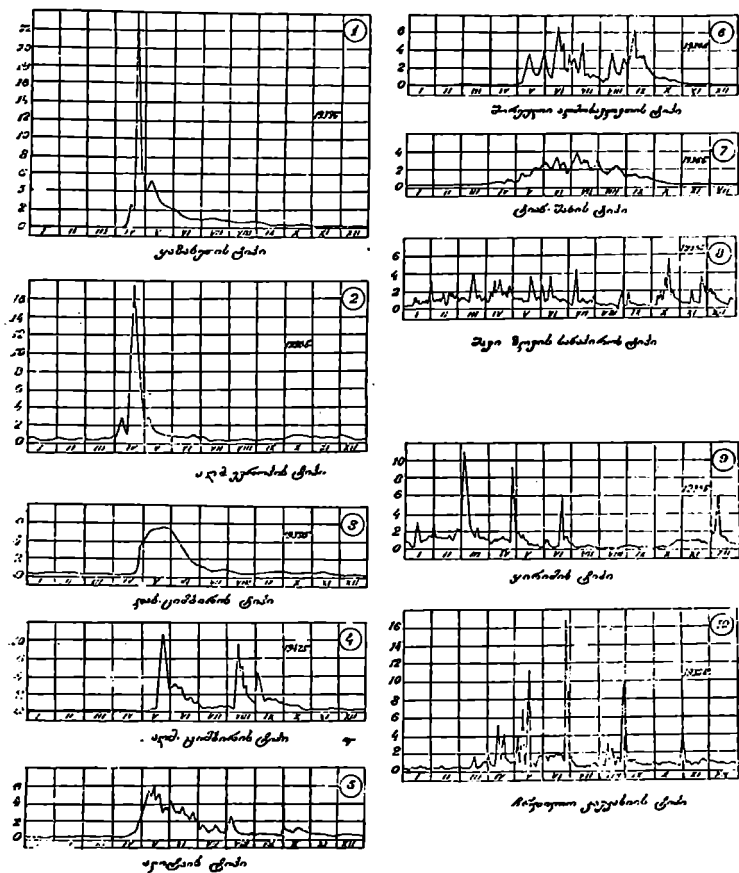
1. ყაზახეთის ტიპის მდინარეებისათვის დამახასიათებელია მკვეთრად გამოსახული მაღალი წყალდიდობის ტალღა და წლის დანარჩენ დროში უკიდურესი წყალმცირობა. მაქსიმალური წყალდიდობის ხარჯი რამდენიმე ათეულჯერ აღემატება საშუალო წლიურ ხარჯს. ეს ტიპი გავრცელებულია არალი-კასპიის დაბლობის ჩრდილო-უკიდურეს მხარეზე, ცენტრალურ და დასავლეთ ყაზახეთში და სამხრეთ ზავოლეიეში.

ამ ტიპის მახლობლად იმყოფება ბარაბის, კულუნდისა და იზიმა ველების ასევე მდ. ტობოლის ზემოწელის მდინარეები. ზამთარში ბარაბისა და კულუნდის ველების მდინარეები, რომელთა აუზების ფართობები 5000—10000 კვ კმ აღემატება, ფსკერამდე იყინება (ნახ. 66-1).

2. აღმოსავლეთ ევროპის ტიპის მდინარეები ხასიათდება მაღალი წყალდიდობით ზაფხულში და ზამთრის წყალმცირობით, შემოდგომის მომატებული ჩამონადენით. წყალდიდობის მაქსიმალური ხარჯი 10—20-ჯერ აღემატება საშუალო წლიურ ხარჯს. ამ ტიპის მდინარეები გავრცელებულია აღმოსავლეთ ევროპის დაბლობის დიდ ნაწილზე, სადაც ზაფხულში დაშრობას აქვს.

ადგილი, ხოლო ზამთარში — გაყინვას, მხოლოდ ძალიან პატარა მდინარეებზე, რომელთა აუზის ფართობი 200—300 კვ. კმ-ს არ აღემატება (ნახ. 66-2).

3. დასავლეთ ციმბირის ტიპის მდინარეები გამოირჩევა შედარებით მცირე სიმაღლის გავრცელებული და მოვლევებული წყალდიდობით, ზაფ-



ნახ. 66. სსრ კავშირის მდინარეების ტიპები წყლიანობის რეჟიმის მიხედვით (ბ. ლ. ზაიკოვი).

ხულ-შემოდგომის მომატებული ჩამონადენითა და ზამთრის წყალმცირობით. წყალდიდობის მაქსიმალური ხარჯი საშუალო წლიურ ხარჯს საშუალოდ 10-ჯერ აღემატება. ამ ქვეტიპის მდინარეები ძირითადად გავრცელებულია დასავლეთ

ციმბირის დაბლობში ურალსა და ენისეის შორის, ჩრდ. გაბედის 54—55 ჩრდილოეთით (ნახ. 66-3).

4. აღმოსავლეთ ციმბირის ტიპის მდინარეებისათვის დამახასიათებელია გაზაფხულის მაღალი წყალდიდობა, სისტემატური ზაფხულ-შემოდგომის წყალმოვარდნები და ზამთრის უკიდურესად მცირე ჩამონადენი. მდინარეთა უმეტეს ნაწილზე წვიმებით გამოწვეული წყალმოვარდნები ზოგიერთ წლებში აღემატება გაზაფხულის წყალდიდობის მაქსიმალურ ხარჯს. გაზაფხულის წყალდიდობის მაქსიმალური ხარჯი 25-ჯერ მეტია საშუალო წლიურ ხარჯზე. ეს ტიპი ვრცელდება ენისეის აღმოსავლეთით და საიანის ჩრდილოეთით, ვიტიმ-ოლეკმის მთიან მხარეში და შორეულ აღმოსავლეთში იანა-ინდიგირკის მთიან ნაწილში. კამჩატკისა და სახალინის რაიონების გამოკლებით (ნახ. 66-4).

5. ალტაის ტიპის მდინარეები გამოირჩევა მცირე სიმაღლის, გაგრძელებული და დაკბილული წყალდიდობით, ზაფხულის მომატებული ჩამონადენით და ზამთრის წყალმცირობით. წყალდიდობის მაქსიმუმი საშუალოდ 10-ჯერ აღემატება საშუალო წლიურ ხარჯს. ეს ქვეტიპი გავრცელებულია ალტაიში, შუა აზიაში, კავკასიაში, სეზონური თოვლის მთიან მხარეებში და კუნძულ სახალინზე. ზოგიერთი პატარა მდინარე 1000—2000 კვ. კმ-ის აუზით გვალვიან წლებში შრება. ზამთარში მდინარეთა ჩამონადენი მდგრადია, რაც გაპირობებულია გრუნტის წყლებით (ნახ. 66-5).

6. შორეული აღმოსავლეთის ტიპის მდინარეებისათვის დამახასიათებელია მცირე სიმაღლის, გაგრძელებული და დაკბილული სახით წყალდიდობა და მინიმალური წყალმცირობა გრუნტის წყლების სრულ დახარჯამდე. წყალდიდობის მაქსიმალური ხარჯი — საშუალოდ 10—15-ჯერ, ხოლო პატარა მდინარეებზე 25-ჯერ აღემატება საშუალო წლიურ ხარჯებს. ეს ტიპი ვრცელდება შორეული აღმოსავლეთის ტერიტორიაზე, აღმოსავლეთ საიანებში, ვიტიმ-ოლეკმის მთიან მხარეში და იანა-ინდიგირკის რაიონში. წლის ცივ პერიოდში გრუნტის წყლების მარაგი ჩქარა იღვევა და ზოგიერთი მდინარე, რომელთა აუზები 10000 კვ. კმ-ს აღემატება, ცალკეულ წლებში ფსკერამდე იყინება. ასეთ მდინარეებს მიეკუთვნება იანა შემდინარე ადიგათი და ბიზანტა-იო. მდ. ინდიგირკა ზემო და შუა დინებაზე, მდ. შილკა და სხვ. (ნახ. 66-6).

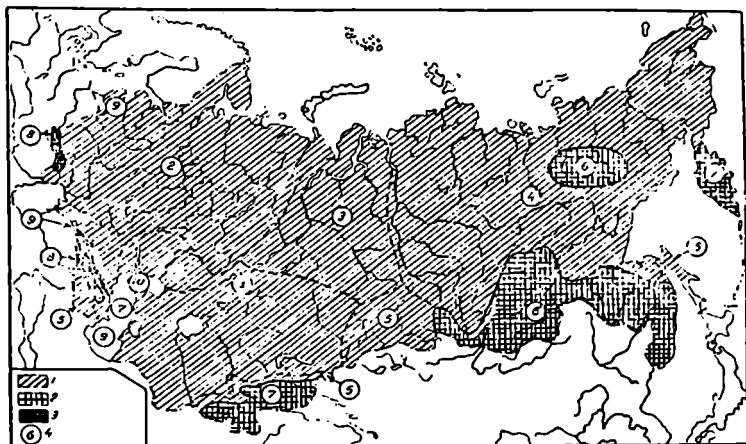
7. ტიანშანის ტიპის მდინარეების ჰიდროგრაფი გარეგანი შეხედულებით შორეული აღმოსავლეთის ტიპის მდინარეთა ჰიდროგრაფების მსგავსია. მაგრამ წყალდიდობის ტალღა ხასიათდება მცირე ამპლიტუდით. იგი ძირითადად თოვლის წყლისაგან. მაღალმთიანი მხარის მარადი თოვლისა და ყინვარების წყლებისაგან ფორმირდება. ამ ტიპის მდინარეები გავრცელებულია შუა აზიისა და კავკასიის მაღალმთიან მხარეებში და ნახევარკუნძულ კამჩატკაზე (ნახ. 66-7).

8. შავი ზღვისპირა ტიპის მდინარეებს წყალმოვარდნები ახასიათებს მთელი წლის განმავლობაში. ისინი გავრცელებულია კავკასიონის სამხრეთი კალთების შავი ზღვის სანაპირო რაიონებში და კარპატებში მდ. დნესტრის შემდინარეებზე (ნახ. 66-8).

9. ყირიმის ტიპის მდინარეები ხასიათდება წყალმოვარდნის რეჟიმით. მაგრამ შავი ზღვისპირა მდინარეებისაგან განსხვავებით მათ კარგად გამოასახული ზაფხულის (იენის-ავვისტოს) ან ზაფხულ-შემოდგომის (იენის-ოქტომბერი) პერიოდი აქვს ამ პერიოდებში იშვიათია წყალმოვარდნები, მყარ-

ღება წყალმცირობა და ზოგიერთი მდინარე სრულად შრება. ეს ტიპი კავრცელებულია ყირიმის მთებში, ლენქორანში, კავკასიონის უკიდურეს დასავლეთ ნაწილის ჩრდილო კალთებზე და ბალტიისპირეთში, ემუდის მალლობის დასავლეთ კალთებზე (ნახ. 66-9).

10. ჩრდილო-კავკასიის ტიპის მდინარეებს წყალდიდობა რეჟიმი თბილ პერიოდში, ხოლო წყალმცირობა ცივ პერიოდში აქვს. ეს ტიპი



ნახ. 67. საბჭოთა კავშირის მდინარეთა წყლის რეჟიმის ტიპების რუკა ბ. დ. ზაიკოვის მიხედვით.
 1—გაზაფხულის წყალდიდობის მდინარეები; 2—წლის თბილ პერიოდის წყალდიდობის მდინარეები; 3—წყალმოვარდნის რეჟიმის მდინარეები; 4—მდინარეთა ტიპების ნომრები.

კავრცელებულია კავკასიონის ქედის აღმოსავლეთი ნაწილის ჩრდ. მხარის მთისწინებში (ნახ. 66-10).

მხედველობაში უნდა მივიღოთ ისიც, რომ ჩამონადენის რეჟიმის შიდაწლიური განაწილების მოკლე დახასიათება ცალკეული მდინარეებისათვის ტიპიურია, ე. ი. უფრო ხშირად მეორდება წლიდან წლამდე. ცალკეულ წლებში შეიძლება მოხდეს გადახრა კლიმატური პირობების ცვლასთან ერთად. გარდა ამისა, ამა თუ იმ ტიპის მდინარის დამახასიათებელი ნიშნები შენარჩუნებული იქნება მდინარის მთელ სიგრძეზე მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც მდინარის მთელი აუზი მოცემული ტიპის რაიონშია მოთავსებული (ნახ. 67).

მდინარის, ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილება მდინარის სიგრძეზე იცვლება. თუ იგი სათავეს იღებს არა იმ მხარეში, რომლის ტიპის რაიონსაც მიეკუთვნება, ან თუ მას ერთვის მეზობელი ტიპის რაიონის დიდი შემდინარე. ასეთი მდინარე მიეკუთვნება კომბინირებული რეჟიმის მდინარეთა კატეგორიას. ამ შემთხვევაში რეჟიმის ტიპები არ ეთანხმება ტერიტორიულ განლაგებას და მდინარეთა, ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილება შეიძლება მოცემული იქნეს ცალკეული მდინარისა და ცალკეული დაკვირვების ადგილისათვის.

ადამიანს მრავალგვარ მოქმედებასთან დაკავშირებით ხშირად საქმე აქვს წყლის ობიექტებთან. ერთ შემთხვევაში ადამიანი იყენებს მათ ამა თუ იმ სამეურნეო მიზნებისათვის. მაგალითად, სამდინარო ტრანსპორტის მიზნებისათვის, სე-ტყის დატურებისათვის, მორწყვისათვის, წყლით მომარაგებისათვის და სხვ. მეორე შემთხვევაში იგი მოვალეა ებრძოდეს წყლის მავნე მოვლენებს, მაგალითად, კატასტროფული წყალმოვარდნების დროს დაიცვას მოსახლეობა და სხვადასხვა სამეურნეო დარგები წალუკვისაგან, რისთვისაც აწარმოებს მდინარეთა სანაპიროების გამაგრებას ჭებირებით და სხვ.

მდინარეთა რაციონალურად გამოყენებისათვის, აგრეთვე ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა მიზანშეწონილად დაპროექტებისათვის, უპირველეს ყოვლისა უნდა შევისწავლოთ წყლის ობიექტი, მისი რეჟიმი და მომავალში ცვალებადობის შესაძლებლობა. ეს საშუალებას იძლევა: ა) ყოველმხრივ დავახასიათოთ წყლის ობიექტი. როგორც გეოგრაფიული ლანდშაფტის ელემენტი, შევკრიბოთ საცნობარო მასალები ამ ობიექტის წყლის რესურსებისა და მეცნიერული კვლევის ხერხების შესახებ, რაც აუცილებელია მათი სამეურნეო გამოყენებისათვის და ბ) მივიღოთ მონაცემები სხვადასხვა დარგის წყალსამეურნეო ღონისძიებათა და ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა დაპროექტებისათვის. ამა თუ იმ წყლის ობიექტის უფრო რაციონალურად გამოყენებისა და ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა დაპროექტებისათვის საჭიროა არა მარტო ამ წყლის ობიექტის ჰიდროლოგიური აღწერა, არამედ აგრეთვე აუცილებელია გვეჩვენოს მონაცემები ადგილის ტოპოგრაფიის, გეოლოგიური აგებულების, ჰიდროგეოლოგიური პირობების და სხვათა შესახებ.

წყლის ობიექტის შესახებ ამგვარი მასალებისა და ცნობების მისაღებად საჭიროა ბუნებაში მისი შესწავლა და გამოკვლევა.

წყლის ობიექტების სპეციალური გამოკვლევები ჩვეულებრივად წარმოებს სტაციონარული დაკვირვებებით და ექსპედიციური ხერხით, შესაბამისი პარტიებითა და რაზმებით, რომლებიც მარაგდება სპეციალური საექსპედიციო მოწყობილობით, რათა მათ საშუალება ჰქონდეთ ჩაატარონ სავსე მუშაობა და გადაინაცვლონ სხვა ობიექტების შესასწავლად ადგილიდან ადგილზე.

სავსე მუშაობის შედეგებისა და შესწავლილი მასალების საფუძველზე დგება გამოკვლეული ობიექტის აღწერა, ნარკვევი ან ანგარიში, რომლის ფორმა და შინაარსი განისაზღვრება კონკრეტული მიზნით და გამოკვლევის პროგრამით.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, წყალთა გამოკვლევის დროს გაშუქებული უნდა იქნეს საკითხები, რომლებიც წამოიჭრება სხვადასხვაგვარ წყალსამეურნეო ღონისძიებების გეგმის შედგენისას. ამიტომ წყლის ობიექტების გამოკვლევისას, რომელიც ტარდება ჰიდროლოგიური მეცნიერების საერთო საფუძველზე, იყენებენ აგრეთვე მოსაზღვრე დისციპლინებსაც. მაგალითად, ჰიდროტექნიკა განსაზღვრავს გამოკვლევის შინაარსს და მოცულობას; გეომორფოლოგია აღწერს რელიეფის ფორმებს შესასწავლი ობიექტის ტერიტორიაზე; მეტეოროლოგია აშუქებს შესწავლილი რაიონის კლიმატურ ფაქტორებს, რომლებიც განსაზღვრავს შესასწავლი წყლის ობიექტის რეჟიმს; გეოლოგია და ჰიდროგეოლოგია სწავლობს ქანებისა და გრუნტის წყლის თვისებების ხასიათს

და მდინარეთა კალაპოტებისა და წყალსატევების ფსკერის აგებულებას და სხვ.

წყალთა გამოკვლევების მთელი ციკლი შეიძლება ჩამოყალიბდეს შემდეგ სამუშაოთა სახით:

1. მოსამზადებელი კამერალური სამუშაოები;
2. ორგანიზაციული სამუშაოები;
3. საველე სამუშაოები;
4. ლაბორატორიული სამუშაოები;
5. ველად მოპოვებული მასალების დამუშავება;
6. შესრულებულ გამოკვლევათა შესახებ აღწერის, ანგარიშის ან დღიურის შედგენა.

მოსამზადებელ კამერალურ სამუშაოებში შედის შესწავლილი რაიონის ან წყლის ობიექტის შესახებ არსებული მასალების (კარტოგრაფიული, საფონდო-საარქივო, ლიტერატურული წყაროების) შეგროვება და დამუშავება.

ორგანიზაციული სამუშაოები ჩატარდება მაშინ, როდესაც დავასრულებთ მოსამზადებელ კამერალურ სამუშაოებს, შევავსოვებთ შესასწავლი რაიონის აქსალებს, გამოვარკვევთ ბუნებრივ პირობებს, ტრანსპორტის საშუალებებს, საყოფაცხოვრებო პირობებსა და სხვ.

უნდა შედგეს სამუშაოს მოცულობისა და მუშაობის წარმოების პროგრამა. ორგანიზაციული სამუშაოები შემდეგი გეგმით სრულდება:

ა) სამუშაოს ზოგადი გეგმის შედგენა, საველე მუშაობის ხანგრძლიობა, ექსპედიციის, რაზმის ან პარტიის წევრთა რაოდენობა, სატრანსპორტო საშუალებათა რაოდენობა, ინვენტარით უზრუნველყოფა და სხვ.

ბ) გამოკვლევის პროგრამის შედგენა და დამტკიცება;

გ) დარიგებისა და მითითებების დამუშავება სამუშაოსა და დაკვირვებათა (კალკული სახეების მიხედვით);

დ) საველე მუშაობისათვის ტექნიკური პერსონალის შერჩევა და მომზადება;

ე) ექსპედიციური მუშაობისათვის საჭირო ხელსაწყოებისა და მოწყობილობის მიღება, შექმნა და შეკეთება;

ვ) მეთოდებისა და ფორმების დამუშავება საველე მუშაობის პერიოდში შეკრებილი მასალების აღსარიცხავად;

ზ) ხარჯთაღრიცხვა და შემდგომი დაფინანსების გეგმის შედგენა ველზე მუშაობისათვის და სხვ.

საერთოდ ორგანიზაციულ მუშაობას მთავარი ყურადღება უნდა მიექცეს, რათა სრულად და შეუფერხებლად ჩატარდეს პროგრამით გათვალისწინებული ყველა საკითხის შესწავლა. უმნიშვნელო სამუშაო იარაღის დაეიწყებაც კი ხელს შეუშლის ველად მუშაობის სრულყოფილად და თავის დროზე ჩატარებას.

საველე მუშაობა წარმოადგენს ძირითად ეტაპს ყოველგვარი გამოკვლევისათვის. მათი ჩატარების პროცესში მიიღება ყოველგვარი ცნობა და მასალა გამოსაკვლევი ობიექტისათვის.

ლაბორატორიული სამუშაოები ჩატარდება იმ შემთხვევაში, თუ ველად მუშაობის დროს შეგროვილი იქნება მასალები ან სინჯები, რომლებიც მოითხოვს სპეციალურ ლაბორატორიულ ანალიზებს, მაგალითად, წყლის სიმღვრივის განსაზღვრა, წყლის ქიმიური შედგენილობა, ატივინარებული და მგორავ-მცოცავი

მასალის გრანულომეტრიული შედგენილობა. ლაბორატორიული სამუშაოებ-
უნდა ჩატარდეს დაჩქარებით. რათა ანალიზების შედეგები შეტანილ იქნეს ან-
გარიშში.

საველე მასალების დამუშავება, რამდენადაც შესაძლებელი იქნება. უნდა
ჩატარდეს ველად მუშაობის პერიოდში იმ პირობის მიერ, რომლებიც აღნიშნულ
სამუშაოს ასრულებენ. ეს საშუალებას იძლევა ადგილზე შევასწოროთ და და-
ვეუმატოთ ან გავიმეოროთ დაკვირვება.

ძირითადი და შრომატევადი მასალების დამუშავება წარმოებს ველად
მუშაობის დასრულების შემდეგ.

მუშაობის საბოლოო სტადია იქნება ანგარიშის შედგენა და წარდგენა გე-
მოკვლევითი წყლის ობიექტის შესახებ. ამ დოკუმენტში ჩამოყალიბებული უნ-
და იქნეს: ველად გამოკვლევის შედეგები, რათა იგი გამოყენებულ იქნეს საპ-
როექტო ორგანოების მიერ ან გამოსაქვეყნებლად. ანგარიშში საველე დაკვირ-
ვებით მიღებულ მასალებთან ერთად შეტანილი უნდა იქნეს წინა მოსამზადებე-
ლი მუშაობის დროს შეგროვილი ლიტერატურული და საფონდო მასალებიც.

§ 101. მდინარეთა რეჟიმის უცვლელად აღმინის სამუშაოთა მოწყობისათვის დაპროგრამირება

აღმინი თავისი მოქმედებით ცვლის დედამიწის სახეს (ლანდშაფტებს)
და მდინარეთა რეჟიმს; ამ მოვლენას დიდი მეცნიერული და პრაქტიკული მნიშვნე-
ლობა აქვს. ლ. ს. ბერგი თვლის, რომ აღმინის მოქმედება გავლენას ახდენს
გეოგრაფიულ ლანდშაფტზე; მიწის დიდი ნაკვეთების მოხვნა, მდინარეთა რე-
გულირება, ნახევრადუდაბნოების, უდაბნოებისა და მშრალ-გვალიან მხარეებ-
ში ნათესების მორწყვა და წყლით უზრუნველყოფა, მშრალი ფხვიერი ქვიშების
გამაგრება მცენარეულობით, არხების გაყვანა, გუბურების მოწყობა, რკინიგზის
ხაზის გაყვანა, მდინარეებზე კაშხალების აშენება, ჰიდროტექნიკურ ნაგებობა-
თა მოწყობა, ჭაობების დაშრობა. ტყის მასივების მოსპობა ან გაშენება და
სხვა ღონისძიებები პირდაპირ ან არაპირდაპირ გავლენას ახდენს ბუნებაზე.
კერძოდ, მდინარეთა აუზების ლანდშაფტზე.

ლანდშაფტის ელემენტები ერთმანეთთან მჭიდრო კავშირშია, მათი ცვალე-
ბადობა იწვევს სხვა ელემენტების ცვლას და მათ შორის მდინარეთა წყლიანობის
რეჟიმის შეცვლასაც. მდინარეები, რასაკვირველია, კლიმატის გავლენას
განიცდის. საბჭოთა კავშირში აღმინის მოქმედებამ ძალიან ხანმოკლე პერიოდ-
ში სათანადო გავლენა მოახდინა ბუნებაზე. თანამედროვე მდინარეთა ჩამონა-
დენის შეცვლა ისეთი მასშტაბით მოხდა, რომ არ შეიძლება იგი მხოლოდ კლი-
მატის ცვალებადობით აიხსნას.

მდინარეთა ჩამონადენზე აღმინის მოქმედების გავლენა შეიძლება დავად-
გინოთ მდინარეებიდან წართმეული და დაბრუნებული წყლის რაოდენობით.

შეიძლება წყლის დანაკარგი განესაზღვროთ მეორე გზითაც. ამისათვის უნდა
შევარჩიოთ წარსული ანალოგიური პერიოდი ჰაერის ტემპერატურათა და ატ-
მოსფერული ნალექების მიხედვით, მათი შიდაწლიური განაწილება, გრუნტის
წყლების დონეები და დავუპირისპიროთ ეს ორი პერიოდი ერთიმეორეს. თუ
ორთავე პერიოდში კლიმატური დამახასიათებლები ერთნაირი აღმოჩნდება.
მაშინ მდინარეთა ჩამონადენის სხვაობა ამ პერიოდებს შორის შეიძლება ავხსნათ
აღმინის მოქმედებით.

ბ. ა. აპოლოვმა¹ ჩაატარა გამოკვლევა ჰდ. ვოლგის აუზისათვის. მან 1920/21—1924/25 წლების პერიოდი შეადარა 1932/33—1936/37 წლების პერიოდს. ორთავე პერიოდში ატმოსფერული ნალექები, ჰაერის ტემპერატურა და აორთქლება ერთნაირი აღმოჩნდა, ხოლო ჩამონადენი—განსხვავებული. უკანასკნელ პერიოდში ჩამონადენი ძალზე შემცირდა (28,6 მმ). ჩამონადენის შემცირებას ადგილი ჰქონდა უფრო მეტად გაზაფხულის წყალდიდობის პერიოდში, ხოლო ოქტომბერში, ნოემბერში. დეკემბერსა და იანვარში. როდესაც მდინარეებზე გრუნტის წყლებით საზრდოობს, ჩამონადენი, პირიქით, გაიზარდა. მიუხედავად იმისა, რომ ორთავე პერიოდში ნალექები თანაბარი რაოდენობით მოვიდა. ამას ადგილი უნდა ჰქონოდა. რადგან თოვლის წყლები დაკავებულ იქნა მზრალად მოხსნული ნიადაგით და სხვა ღონისძიებებით. რაც მიმართული იყო გაზაფხულის ჩამონადენის შესამცირებლად.

ლ. ს. ბერგისა და სხვა მეცნიერების გამოკვლევათა მიხედვით. ჩამონადენზე უდიდეს გავლენას ახდენს სოფლის მეურნეობის განვითარება. გარდიგარდმოდ ხვნა ამცირებს ჩამონადენს. ამცირებს ნიადაგის ეროზიას და აკავებს ნოტივებათა გამორეცხვას, ამით აღიდეხს მოსავლიანობას. გარდიგარდმოდ ხვნის აუცილებლობის შესახებ ადრე მიუთითებდნენ ა. ა. იშმაილოვსკი. პ. ა. კოსტიჩევი და სხვა მეცნიერები; მის შედეგად ფერდობის ჩამონადენი თითქმის ნულამდე დადის.

მზრალი ხვნა, რომელიც წარმოებს შემოდგომის პერიოდში, იკერს შემოდგომის ნალექებს, აგრეთვე დიდი რაოდენობით აკავებს თოვლის მდნარ წყლებს. ტრაქტორით ღრმად მოხსნული ადგილები ხელს უწყობს ნიადაგის გატენიანებას. კ. ა. ტიმირიაზევი თვლიდა, რომ ნიადაგის ღრმად მოხვნა ერთ-ერთი ძირითადი ღონისძიებაა გვალვების საწინააღმდეგოდ. ს. კ. კოსტიჩევი აღნიშნავდა, რომ ნიადაგების ღრმად მოხვნა მდინარეთა ჩამონადენს 5—10%-მდე ამცირებს. რა თქმა უნდა, ნიადაგის ეფექტური გატენიანებისათვის, გარდა ტრაქტორით ღრმად მოხვნისა, საჭიროა ნიადაგის მარცვლოვანი სტრუქტურის შენარჩუნება.

ჰიდროტექნიკური ნაგებობების გავლენა მდინარეთა ჩამონადენზე მეტად მნიშვნელოვანია. ძირითად ნაგებობებს, რომლებიც მდინარეების ჩამონადენზე ახდენს გავლენას, წარმოადგენს: 1) წყალსაცავები და გუბურები, 2) საწარმოო და კომუნალური წყალმომარაგება, 3) არხები, რომლებიც წყალს მორწყვისათვის მდინარეებიდან იღებს. 4) ჭაობების დასაშრობად მოწყობილი სადრენაჟო არხები და სხვ.

უკანასკნელ პერიოდში საბჭოთა კავშირში მოწყობილი უდიდესი წყალსაცავები და ათასობით გუბურები ამცირებს მდინარეთა ჩამონადენს და ცვლის ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილების რეჟიმს. წყლის დანაკარგს წყალსაცავებიდან და გუბურებიდან ადგილი აქვს მხოლოდ მათი მოწყობის შემდეგ, როდესაც ისინი წყლით იქნებიან ავსებული; ამ დროს წყლით ივსება არა მარტო წყალსაცავი და გუბურა, არამედ მათი მიმდებარე ნიადაგისა და გრუნტის ფენებიც. წყალსაცავებიდან და გუბურების წყლის ზედაპირიდან აორთქლება გაცილებით მეტია, ვიდრე აუზის ზედაპირიდან. მდინარეთა ჩამონადენის დანაკარგი იქნება აორთქლების სხვაობა წყლის ზედაპირსა და აუზის ზედაპირს შორის.

¹ Б. А. А п о л о в, Учение о реках, Издательство МГУ, Москва, 1952. გვ. 446—453

საწარმოო და კომუნალური წყალმომარაგება ხდება მდინარეების წყლის ხარჯზე, რის გამოც მდინარეთა ჩამონადენი მცირდება. ბ. ა. აპოლოვის გაანგარიშებით, თუ ერთი ადამიანისათვის დღე-ღამეში 100 ლიტრ წყალს ვივულისხმებთ, მაშინ მას დასჭირდება წელიწადში 36,5 მ³ წყალი, ხოლო საბჭოთა კავშირის მთელი მოსახლეობისათვის საჭირო იქნება წლიურად 8 მილიარდი მ³ წყალი. რომლის დიდი ნაწილი უბრუნდება მდინარეებს, ხოლო ნაწილი კი იკარგება.

სავარგული სათესი ფართობები მორწყვისა და წყლით უზრუნველყოფისათვის დიდი რაოდენობით მოითხოვს წყალს, რის გამოც მდინარეთა ჩამონადენი მცირდება. მოსარწყავი ფართობის თითოეული ჰექტარი მოითხოვს 3000-დან 8000 მ³-მდე წყალს. საბჭოთა კავშირში ამჟამად 14 მილიონ ჰექტარზე მეტი ფართობი ირწყვება. თუ საშუალოდ ერთი ჰექტარი ფართობის მოსარწყავად 5000 მ³ წყალს ვიანგარიშებთ, მაშინ სსრკ-ის მთელ სარწყავ ფართობს 70 მილიარდი მ³ წყალი დასჭირდება. სარწყავად წადებული წყლის ნაწილის რაოდენობა უკანვე ბრუნდება მდინარეთა ზედაპირული ან მიწისქვეშა წყლების ჩამონადენის სახით, ხოლო დიდი ნაწილი იხარჯება მეცნარეთა ტრანსპირაციასა და ნიადაგის ზედაპირიდან აორთქლებაზე; ორთქლი ადის ატმოსფეროში და მონაწილეობას ლებულობს წყლის ბრუნვის საერთო სქემაში. ჩვენში მორწყვითი სამუშაოები დღითიდღე იზრდება, რაც იწვევს მდინარეთა ჩამონადენის შემცირებას.

უკანასკნელ დროს საბჭოთა კავშირში მოეწყო უდიდესი სანაოსნო არხები: მოსკოვის სახელობის არხი, თეთრი ზღვა-ბალტიის არხი, ვ. ი. ლენინის სახ. ვოლგა-დონის სანაოსნო არხი და სხვ. არხების გაყვანით მდინარეთა რეჟიმი შეიცვალა.

ამგვარად, ადამიანის მოქმედებით ჩვენს ქვეყანაში ძალიან შეიცვალა მდინარეთა რეჟიმი და მათი აუზების ლანდშაფტი, რაც მოითხოვს რომელიმე ამოცანის გადაწყვეტის დროს გეოგრაფიული კვლევა-ძიების წინასწარ ჩატარებას, კერძოდ, იმ რაიონებში, სადაც წყალსამეურნეო სამუშაოები უნდა ჩატარდეს; პიძროლოგების ამოცანაა შეისწავლონ და დაადგინონ მდინარეთა წყლიანობის რესურსები და რეჟიმი, მათი სწორი გამოყენების გზები.

§ 102. მდინარეთა სახალხო-სამეურნეო მნიშვნელობა

მდინარეებს დიდი მატერიალური ღირებულება აქვს და ფართოდ გამოიყენება ადამიანის მიერ. ჩვენი სახალხო მეურნეობის მრავალი დარგი მჭიდროდაა დაკავშირებული მდინარეებთან.

ადამიანები წინათ მდინარის მახლობლად ირჩევდნენ სამოსახლო ადგილს; მათ ნაპირებზე გაჩნდა პირველი სოფლები, რომლებიც შემდეგში დიდ ქალაქებად გადაიქცა.

მდინარეებს უძველესი დროიდან იყენებდნენ სათესი ფართობების მოსარწყავად, ნაოსნობისათვის, ხე-ტყის დატურებისათვის, მეთევზეობისათვის, ხოლო მდინარის წყლის ენერჯის გადაქცევა ელექტროენერჯიად და მისი გამოყენება მე-19 საუკუნის მეორე ნახევრიდან დაიწყო. დიდი ოქტომბრის სოციალისტური რევოლუციის შემდეგ ჩვენს ქვეყანაში მდინარეთა გამოყენებამ უმაღლეს საფეხურს მიაღწია. ლენინის ცნობილმა ფორმულამ—„კომუნისში ეს არის საბჭოთა ხელისუფლება პლუს მთელი ქვეყნის ელექტროფიკაცია“ — განსაზღვრა

ელექტროფიკაციის როლი კომუნისტური საზოგადოების აშენების საქმეში. მან გვიჩვენა, რომ ელექტროფიკაცია არის სოციალისტური, გეგმიანი მეურნეობის ტექნიკური ბაზა კომუნიზმში გადასასვლელად. ელექტროენერგია მიიღება როგორც სითბოს მომცემი წყაროებისაგან (ნახშირი, ნავთი, შუშა და სხვ.), ისე წყლისაგან. წყლის ენერჯის უპირატესობა თბოენერჯისთან შედარებით იმაში მდგომარეობს, რომ მისი მარაგი მუდმივია. წყლის ენერჯის აღდგენა თვით ბუნების მიერ ხდება, როცა სითბური ენერჯის მომცემი წყაროს აღდგენას ბუნებაში იშვიათად შეეხვებით. საბჭოთა ხელისუფლების დამყარების შემდეგ ჩვენი ქვეყნის მდინარეებზე მრავალი ჰიდროენერჯოსადგური აშენდა (დნეპრ-ჰესი, ვოლხოვჰესი, ზაპესი, რიონჰესი, ხრამჰესი, კუბიშევჰესი, ვოლგოგრადჰესი. ბრატსკის ჰესი და სხვ.).

ჩვენი ქვეყნის უდიდესი მდინარეები სოციალისტური ტვირთბრუნვის გაუმჯობესების საშუალებას იძლევა. ამასთან წყლის ტრანსპორტი სხვა ტრანსპორტთან შედარებით ძალზე იაფია.

დიდი ოქტომბრის რევოლუციის შემდეგ ჩვენს ქვეყანაში დიდად გაიზარდა სამდინარო ტრანსპორტი, განსაკუთრებით იმ რაიონებში, სადაც რკინიგზის ტრანსპორტი ნაკლებად იყო განვითარებული (ციმბირი, შორეული აღმოსავლეთი), აშენდა მთელი რიგი ახალი სანაოსნო არხებისა (მოსკოვის სახელობის არხი, ლენინის სახელობის ვოლგა-დონის სანაოსნო არხი და სხვ.).

ჩვენი ქვეყანა მდიდარია ტყის მასივებით. ხე-ტყის გადატანა ერთი ადგილიდან მეორეზე ხელსაყრელია წყლის ტრანსპორტით, ვინაიდან გაცილებით იაფია. ხე-ტყის გადატანა ხდება მდინარეებზე მორები და ცურების სახით. ტივებისა და სატვირთო გემების საშუალებით. ტყის მასივებიდან ხის მასალა წყლით იგზავნება სამრეწველო რაიონებისაკენ. ეს მნიშვნელოვნად ათავისუფლებს რკინიგზას, აადვილებს ტვირთბრუნვას და დიდ ეკონომიას აძლევს სახელმწიფოს.

მდინარეთა დიდი ნაწილი გამოყენებულია სამრეწველო და კომუნალური წყლით მომარაგებისათვის.

სოფლის მეურნეობის შემდგომი განვითარებისათვის, მყარი და უხვი მოსავლის მისაღებად უდიდესი მნიშვნელობა აქვს სათესი ფართობების მორწყვას და წყლით უზრუნველყოფას, განსაკუთრებით იმ რაიონებში, სადაც ატმოსფერული ნალექები მცირე რაოდენობით მოდის. მცენარის არსებობისათვის ძირითად წყაროს მზის სითბური ენერჯია და წყალი წარმოადგენს. საბჭოთა კავშირის სამხრეთი რაიონები მდიდარია მზის სითბური ენერჯიით. ბოლო დარბიანა წყლის რესურსებით. საბჭოთა ხელისუფლების დამყარების შემდეგ სამხრეთ რაიონებში (სსრკ ევროპული ნაწილის სამხრეთი მხარე, ამიერკავკასია, ჩრდილო კავკასია, შუა აზიის რესპუბლიკები და სხვ.) მორწყვამ უდიდეს ღონეს მიაღწია. ამჟამად ჩვენი ქვეყნის ტერიტორიაზე 14 მილიონ ჰექტარზე მეტი ფართობი ირწყვება. გაყვანილია უდიდესი სარწყავი სისტემები: ფერგანის. სამხრეთ თურქმენეთის, მშვიერი სტეპისა და სხვ.

მდინარეთა გამოყენება კომპლექსური წესით წარმოებს. აშენდა უდიდესი ჰიდროკვანძები, როგორცაა ციმლიანსკის, კუბიშევის, ვოლგოგრადის, მინგეჩაურისა და სხვ., სადაც მდინარეები ერთდროულად გამოყენებულია ჰიდროენერჯის მისაღებად, მოსარწყავად, წყლით მომარაგებისათვის. ნაოსნობისათვის, თევზის მოსაშენებლად და სხვ.

უ ი ნ ვ ა რ ე ბ ი

§ 108. თოვლის ხაზი — თოვლის შემოსავლისა და გასავლის დადებითი ბალანსის საზღვარი

ადგილმდებარეობის სიმაღლის ზრდასთან ერთად, ასევე ეკვატორიდან სამხრეთ და ჩრდილო პოლუსებისაკენ, ჰაერის ტემპერატურა თანდათანობით კლებულობს. დედამიწის ზედაპირზე ყოველთვის შეიძლება მოინახოს ისეთი კლიმატური არე, სადაც საშუალო წლიური ატმოსფერული ნალექი, რომელიც თოვლის სახით მოდის, ზუსტად უდრის თოვლის გასავალს დნობასა და აორთქლებას. ამ წონასწორობის მხარეს, ანუ თოვლის შემოსავლისა და გასავლის ნულოვანი ბალანსის ხაზს, თოვლის საზღვარს ან თოვლის ხაზს უწოდებენ. საზღვარს, რომლის ზევითაც მოსული თოვლი დაბალი ტემპერატურის გამო ზაფხულის სეზონშიც ვერ ასწრებს მთლიანად გადნობას, კლიმატური თოვლის ხაზი ეწოდება. თოვლის ხაზის მდებარეობა დამოკიდებულია არა მარტო საშუალო მრავალწლიურ მეტეოროლოგიურ და კლიმატოლოგიურ ნიშნებზე, არამედ მეტეოროლოგიური პირობების ცვალებადობასა და ადგილის ოროგრაფიაზეც. ამიტომ განასხვავებენ ორი სახის თოვლის ხაზს: სეზონურსა და ოროგრაფიულს.

მაგალითად, ჰაერის ტემპერატურის სეზონური რყევადობის შედეგად თოვლის საზღვარმა კავკასიონზე ზამთარში შეიძლება 550—600 მეტრის სიმაღლემდე დაიწიოს. ოროგრაფიული პირობების (ფერდობების ექსპოზიცია და დახრილობა) როლი ყინვარების განვითარებისათვის არ არის ისე დიდი, როგორც კლიმატური ფაქტორებისა, თუმცა ზოგიერთ შემთხვევაში ოროგრაფიაც ძალიან მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს თოვლის ხაზის რყევადობაზე.

თოვლის ხაზის ქვემოთ თოვლის შემოსავალი გასავალზე ნაკლებია, თოვლის ხაზის ზევით კი, პირიქით, თოვლის შემოსავალი გასავალს აღემატება. თოვლის ეს მატება შეიძლება მხოლოდ რომელიმე სიმაღლემდე, სადაც ხელახლა დგება წონასწორობა. ამ ორ საზღვარს შორის მდებარეობს ზონა, სადაც შესაძლებელია თოვლის განუწყვეტელი დაგროვება. სწორედ ამ მხარეში ხდება ყინულებრის წარმოშობა.

ჩაიონის კლიმატურ პირობებთან და, უმთავრესად, ჰაერის ტემპერატურისა და მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენობასთან დაკავშირებით, თოვლის ხაზი საკმაოდ დიდ საზღვრებში იცვლება. ასე, მაგალითად, შპიცბერგენზე თოვლის ხაზი გადის ზღვის დონიდან დაახლოებით 460 მ-ის სიმაღლეზე. ჰიმალაის ქედზე მისი სიმაღლე მერყეობს 4900-დან 6000 მ-მდე, ეკვატორულ აფრი-

კაში (ცილიმანჯარო) 5200 მ. კავკასიაში იგი 2700-3800 მ-ის საზღვრებში რღებარეობს.

თოვლის ხაზის სიმაღლის ცვალებადობა სხვადასხვა სიგანედზე მოცემულია ჰე-20 ცხრილში.

ცხრილი 20

თოვლის ხაზის სიმაღლე სხვადასხვა სიგანედზე
(ს. ვ. კალენსიკის მიხედვით)

ადგილი	განედი	თოვლის ხაზის სი- მაღლე ზღვის დონიდან მ-ბით
ფრანც-იოსების მიწა	82 ⁰	50—100
შპიცბერგენი	80	460
ისლანდია	64—67	600—1300
პირენეი	42—43	2600—2900
ალპები	46—47	2700—2900
კავკასიონი	40—44	2700—3800
ჰიმალაი	27—34	4900—6000
აფრიკა	0—3	4400—5200
არგენტინა	29	6400

თოვლის ხაზის მდებარეობაზე არსებით გავლენას ახდენს მთების კალთების ექსპოზიცია და ჰავის ტენიანობა. როგორც წესი, ჩრდილო ნახევარსფეროში, ქედების ჩრდილო კალთებზე, თოვლის ხაზი უფრო ქვევით არის, ვიდრე სამხრეთ კალთებზე. მათ შორის სიმაღლითი სხვაობა 300—800 მეტრს აღწევს. უფრო ტენიან რაიონებში თოვლის ხაზი უფრო დაბლა მდებარეობს, ვიდრე მკირენალექიან ადგილებში. ამიტომ თოვლის ხაზი სანაპირო ქედების მასივებზე ხშირად უფრო ქვემოთაა, ვიდრე კონტინენტის შიდა მთიან ადგილებში.

ასე, მაგალითად, შუა აზიის განაპირა ქედებზე (გისარის, თურქესტანის, ზაალის, ჯუნგარისა და სხვ.) თოვლის ხაზის სიმაღლე 3000—3600 მ-ის სიმაღლეზე გადის, ხოლო შიდა მთიან მხარეებზე, ცენტრალურ და სამხრეთ პამირზე. — 5000—5500 მ-ზე.

მთიან მხარეებში თოვლი განიტვირთება ორი გზით: ყინვარების წარმოშობით, რომელსაც ყინულის მასა გადააქვს თოვლის ხაზის ქვევით (რომელიც შემდეგ დნება) და თოვლის ზედაელების საშუალებით.

§ 104. თოვლის ზედაე და მისი წარმოშობის პირობები

თოვლის ზედაე ეწოდება თოვლის მასას, რომელიც სრიალებს მთის კალთების დახრილ ზედაპირზე და თან იტაცებს თოვლის ახალ ძაგებს. ეს დამახასიათებელი მოვლენაა მთიანი და პოლარული რაიონებისათვის, სადაც დახრილობა 15°-ს აღემატება, ხოლო თოვლის სიმაღლე 0,5 მეტრი და მეტია. ზედაეის წარმოშობის მიზეზები სხვადასხვაგვარია. იგი შეიძლება წარმოიქმნას ქარბუქის დროს ან თოვლის მოსვლის პირველ ორ დღეში, როდესაც ძველსა და ახალ თოვლს შორის შემტკიცება უმნიშვნელოა; ასეთნაირად წარმოიშობა მშრალი ზედაეები. ათბობის დროს თოვლის ქვედა ნაწილსა და მთის დახრილი კალთის ზედაპირს შორის შეიძლება გაჩნდეს წყლის ფენა, რომელიც გამოიწვევს თოვლის დაცურებას და წარმოქმნის სველ ზედაეს. ზოგჯერ თოვლის ფენაში ჩნდება დხვეერი ჰორიზონტი. რომელიც შედგება სიღრმის რთვილის შეუქავიერებელი

კრისტალებისაგან. თოვლის ფენის გაფხვიერებას იწვევს თოვლის ქვედა ფენაში უფრო მაღალი ტემპერატურის შედეგად წარმოშობილი ორთქლი, რომელიც ადის ზედა ფენაში, სადაც უფრო დაბალი ტემპერატურაა. აქ ხდება მისი კონდენსაცია და წარმოიშობა სიღრმის რთვილი. ასეთი წარმოშობის ზეავეები მშრალი ზეავეების კატეგორიას მიეკუთვნება.

სველი ზეავის მოძრაობის შემჩნევა ადვილია, ხოლო ზეავეები, რომლებიც წარმოიქმნება თოვლის გაფხვიერებით, მოულოდნელ ზეავეებს წარმოადგენს.

ზეავი საშიში მოვლენაა. მას თან ერთვის დიდი ნგრევა და ადამიანის მსხვერპლი. ასეთ მოვლენებს ხშირად აქვს ადგილი სვანეთში. ზეავეების წინააღმდეგ იყენებენ გამაფრთხილებელ და დაცვით ზომებს. გამაფრთხილებელი ღონისძიებაა მთის კალთების გატყუანება და ტერასების მოწყობა; დაცვით ზონებს მიეკუთვნება: ლობეების მოწყობა და მიმართულების მიმცემი ჩებირების აშენება. ზეავებმკრელი რკინისა და ცემენტის ბოძების აგება და სხვ.

§ 106. თოვლის გარდაქმნა გლახარულ ხინულად

თოვლის ხაზის ზევით, სადაც თოვლის შემოსავალი აღემატება მის გასავალს, ზედმეტი თოვლი თანდათანობით გროვდება რელიეფის ჩაზნექილ ფორმებში. ახლად მოსული თოვლის ზედაპირი მზის სითბური ენერჯიის გავლენით დნება, ხოლო დამით ხელახლა იყინება და თოვლის საფარს თხელი ყინულის სახით გადაეკვრება. მდნარი წყლის ნაწილი თოვლის სიღრმეში ჩადის და იქ თოვლის მარცვლების სახით მაგრდება. თოვლის თანდათანობით დაგროვების შემდეგ მისი ქვედა ფენა ზედა ფენების დაწოლის შედეგად უფრო მკვრივდება და მარცვლოვან რუხ-მოთეთრო მასაში გადადის, რომელსაც ფირნს ან მარცვლოვან თოვლს უწოდებენ. მისი სიმკვრივე 0,70—0,80 უდრის. თოვლის პერიოდული მოსვლა განაპირობებს ფირნის შრეობრიობას; ცალკეული შრის სისქე რამდენიმე მილიმეტრიდან ათეულ სანტიმეტრამდე მერყეობს. შემდეგში, თოვლის დამატებით, ფირნის თოვლი უფრო მკვრივდება და გადაიქცევა გლახარად, რომლისთვისაც დამახასიათებელია ცისფერი ელფერი; მისი სიმკვრივე 0,88—0,91 უდრის.

თოვლის ყინულად გარდაქმნის პროცესში და ყინვარის წარმოშობის პერიოდში დამახასიათებელია ყინულის ცალკეული ნატეხების შეერთება ან, როგორც მას უწოდებენ, — რეჟელაციი. რეჟელაციის საშუალებით ხდება ორი და მეტი ყინვარის შეერთება. ფირნის მარცვლები ერთიმეორეს ეყინება და ქმნის ყინულის ერთიან მასას, ავსებს ყინულის ნაპრალებს და სხვ.

ყინულს გარკვეულ პირობებში ახასიათებს მოქნილობა (პლასტიკურობა); ეს უკანასკნელი მით უფრო მეტია, რაც უფრო ახლოსაა მისი ტემპერატურა დნობის ტემპერატურასთან და დიდია ყინულზე დაწოლა.

სიმძიმისა და მისთვის დამახასიათებელი პლასტიკურობის გავლენით ფირნის ველიდან ყინული მთის კალთებიდან ან ხეობის ფსკერზე იწყებს ქვევით მოძრაობას. ფირნის ველიდან გამოსვლის შემდეგ ყინვარი თოვლის ხაზის ქვევით ჩამოდის. ამგვარად, ყინვარი შეიძლება გავყთ ორ ნაწილად: ზედა, სადაც წარმოებს თოვლისა და ყინულების დაგროვება (ფირნის აუზი, ანუ საზრდოობის აუზი), და ქვედა ნაწილად, სადაც ყინვარი დნება (დნობის მხარე, აბლაციის მხარე, ყინვარული ენა). საზრდოობის მხარესა და ყინვარის ჩამონადენს შორის

საზღვარს ფირნის ხაზს უწოდებენ. საზრდოობისა და ჩამონადენის პირავე-
კარგად არის გამოსახული მთიან რაიონებში.

ყინულების მოძრაობა ჯერ კიდევ კარგად არ არის შესწავლილი. როგორც
წყლის ნაკადი, ყინვარებიც სიმძიმის ძალით მოძრაობს. ამიტომ ყინვარების
მოძრაობა მდინარის ნაკადის მოძრაობის მსგავსია. ყინვარის მოძრაობის სიჩქა-
რე ხეობის ფსკერზე და კალთებზე დიდი მქისეობის გამო შუა ნაწილიდან საპი-
რებისაკენ თანდათანობით მცირდება. აგრეთვე ხეობის ფსკერის ზედაპირი,
სხვადასხვა მორთოლოგიური და გეოლოგიური აკებულების (ზოგ ადგილას
სწორი ზედაპირია, ზოგან კი --- ციკაბო დახრილობა, ხეობის ფსკერზე ამოწე-
ლია მთის მკვრივი ქანები და სხვ.) შედეგად ყინვარის მოძრაობის სიჩქარე ზე-
დაპირიდან ფსკერისაკენ თანდათანობით მცირდება. ხეობის შევიწროებულ ნა-
წილში ყინვარის სიჩქარე უფრო მეტია, ვიდრე ხეობის გაგანიერებულ ადგი-
ლებში. ყინვარების მოძრაობის სიჩქარე მნიშვნელოვან საზღვრებში მერყეობს.
თუმცა საერთოდ მათი მოძრაობა ძალზე ნელია. ასე, მაგალითად. კონტინენტუ-
რი ყინვარები წლის განმავლობაში 20- 30 მეტრის მანძილთ მოძრაობს; ყვე-
ლაზე დიდი ყინვარის მოძრაობის სიჩქარე ალპებში 30- 150 მეტრს უდრის წე-
ლიწადში, შპიცბერგენზე 365 მ/წლ. არ აღემატება. კიშალას მთებში ზოგი-
ერთი ყინვარი 700—1300 მ-ის სიჩქარით მოძრაობს წლის განმავლობაში.

ყინვარების მოძრაობა ძირითადად დამოკიდებულია საზრდოობის შემოსავ-
ლისა და გასავლის წყაროებზე. მათი ტოლობის დროს ყინვარები მკაო მდგო-
მარეობაში იმყოფება. თუ შემოსავალი აღემატება გასავალს, მაშინ ყინვარი
წინ მოძრაობს, ხოლო, თუ გასავალი ჰარბობს შემოსავალს, ყინვარი უკან იხევს.
ყინვარების მრავალწლიური რყევადობა დაკავშირებულია საზრდოობის პირო-
ბების ცვალებადობასთან, ე. ი. კლიმატური პირობების ცვლასთან. მაგალითად.
კავკასიონზე ყინვარების უკან დახვევა მე-19 საუკუნის შუა წლებში იყო შემჩნე-
ული, ხოლო 1877—1887 წწ. შემჩნეულ იქნა წინსვლა. 1907 1913 წწ. ყინვა-
რები ისევ უკან იხევდნენ. დაახლოებით ამავე პერიოდში იყვე მოვლენებს
ჰქონდა ადგილი ალპებშიც. შუა აზიის ყინვარები წინ მოძრაობდა მე-20 საუკუ-
ნის დასაწყისში, უკანასკნელ წლებში კი მათ უკან დახვევა ემჩნევათ. ყინვარების
წინსვლისა და უკან დახვევის ყოველწლიური რყევადობა რამდენიმე მეტრს ან
ათეულ მეტრს შეადგენს. მაგრამ არის უფრო მეტი რყევადობის შემთხვევებიც
მაგალითად, წყნაროკეანის დიდმა ყინვარმა ალასკაზე ერთი წლის მანძილზე
(1911—1912 წწ.) 2292 მეტრით უკან დაიხია.

ყინვარების უკან დახვევის მიზეზია როგორც მექანიკური მოქმედება (საზრ-
დოობის არიდან ჰარის მიერ თოვლის გადატანა). ისე აბლაცია ყინვარის
ღნობა და ყინვარის ზედაპირიდან აორთქლება. აბლაციის ძირითადი ფაქტორე-
ბია მზის რადიაცია, ჰაერის სითბო, კლდეებიდან სითბოს კამოსხივება. ყინვარის
ზედაპირის გათავისუფლება თოვლისგან და ატმოსფერული ნალექების მოსვლა,
წვიმის სახით. აბლაცია დღისით და ზაფხულის პერიოდში უფრო დიდია. ვიდრე
ზამთარში და ღამით. აბლაციის სიდიდეზე სათანადო გველენას ახდენს ყინვარე-
ბის მიმართულება. ადგილის ამაღლებასთან ერთად ტემპერატურის შემცირებით
აბლაცია წყდება. იგი მცირდება ყინვარის ზედაპირის დაფარვით მსხვილი ქვე-
ბითა და სხვა ნაშალი მასალით. წვრილი ქვებითა და მცირე სისქის ნაყარი მასა-
ლით დაფარვა აბლაციას ადიდებს, ვინაიდან ნაყარი სითბოს კარგად ატარებს.
ამიტომ მისი გახურების შედეგად ყინვარის ღნობა ძლიერდება.

ყინვარებისათვის აგრეთვე დამახასიათებელია დანაპრალება, რაც მათი მოძრაობის დროს წარმოებს. ნაპრალები შეიძლება იყოს გარდიგარდმო და გასწვრივი. გარდიგარდმო ნაპრალები წარმოიქმნება ხეობის ფსკერზე მკვერივი ქანების შევრილებით, ხოლო გასწვრივი ნაპრალები როდესაც ყინვარი ხე-



ნახ. იხ. ლეხვიანის ყინვარის ენის დასასრული მორენებით. ნაპრალებითა და ყინვარის გამოქვაბულით, საიდანაც მდ. მესტია-ქალა იღებს სათავეს.

ბის ვიწრობიდან გამოდის განიერი ხეობის ფსკერზე. ამ დროს იგი განიერდება, ამიტომ ყინვარის სიჩქარე გასწვრივი ლერძისა და ნაპირების მახლობლად ერთმანეთისაგან დიდად განსხვავდება. სწორედ ეს განაპირობებს მათ დანაპრალებას.

ყინვარები მოძრაობის დროს დიდ მუშაობას აწარმოებს. ეს გამოიხატება მთების განტვირთვაში გამოფიტვის პროდუქტებისგან და თავისებური რელიეფის ფორმების შექმნაში. ისინი ამუშავებენ ხეობის გვერდებსა და ფსკერს.

მთის ქანების ნაშალ მასალას (დიდი ლოდებიდან დაწყებული წვრილ მტვერამდე), რომელიც მოხვდება ყინვარის ზედაპირზე და მასთან ერთად მოძრაობს, მორენებს უწოდებენ. მორენებს, რომლებიც ყინვარებს გადააქვს, მორენებს უწოდებენ.

მოძრავ მორენებში გამოირჩევა ზედაპირული. შიდა და ფსკერის მორენები. ზედაპირული მორენები წარმოიქმნება ყინვარის ზედაპირზე მთის ქანების ნამსხვრევებისა და მტერის დაგროვების შედეგად; გამოფიტვის შედეგად ისინი ეკვია მთის ფერდობებიდან ყინულის ზედაპირზე, ხოლო მტვერი მთის კალთებიდან ქარის მიერაა მოტანილი. ყინვარის ნაპირებზე ნაზვავ მორენულ ლოდნ. რ მასალას სანაპირო მორენებს უწოდებენ. ზედაპირული მორენა მკვერივად შედგება დაკუთხულ-დაუმუშავებელი მონატეხი მასალისაგან.

შიდა მორენა წარმოიქმნება ზედაპირული მორენული მასალის ჩაძირვით ყინვარში.

ქვედა ან ფსკერის მორენა წარმოიშობა ყინვარის მიერ ფსკერიდან მოგლე-
ჯილი მასალისაგან, აგრეთვე ზედაპირული და შიდა მორენების ჩაშვებით ფსკე-
რამდე. ფსკერის მორენები უფრო დამრგვალებულია. ლოდები ნაკაწრებითა და
შტრიხებით არის დაფარული.

ყველა მორენული მასალა ყინვარს თავის მოძრაობის დროს გადააქვს ყინ-
ვარული ენის ბოლოში, სადაც გროვდება ნაზავი მასალის სახით. ასეთ მორენებს
ბოლო მორენა ეწოდება.

ორი ყინვარის შეერთების დროს მარჯვენა და მარცხენა სანაპირო მორენები
ერთდება და ერთი მთლიანი ყინვარის შუა გასწვრივ ლერძზე წარმოშობს მორე-
ნულ ნაზავს. ასეთ მორენებს შუა მორენა ს უწოდებენ.

ყინული მოძრაობის დროს ასწორებს ხეობის ძირსა და კალთებს, ხეხავს
ფსკერზე მოთავსებულ ნაძვლებს მასალას. რბილ ქანებში ღრმა კვლებს აკეთებს.

§ 100. ყინვარების ტიპები და მათი გაერსაზება

დედამიწის ზედაპირზე რელიეფისა და კლიმატური პირობების მრავალ-
ფეროვნება ყინვარების მრავალგვარობას განაპირობებს. ყინვარები დედამიწის
ზედაპირზე ძირითადად იყოფა კონტინენტურ და მთიანი მხარის ყინვარებად.
დედამიწის ლანდშაფტურ სფეროში მთავარ როლს კონტინენტური ყინვარები,
ანუ ყინვარული ფარები, ასრულებს. ყინვარული ფარების მაგალითს წარმოად-
გენს ანტარქტიდისა და გრენლანდიის ყინვარები. ტიპური ყინვარული ფარები
გამოირჩევა თავისი სიდიდით, მრგვალი, ამოზნექილი ფორმით. ყინვარულ ფა-
რებზე თოვლის დაგროვება ცენტრალურ არეში ხდება.

ყინვარულ ფარებზე აბლაცია უმნიშვნელოა. მისი გასაყლის ძირითად წყა-
როს წარმოადგენს ზღვაში მოტივტივე ნაწილის მოტეხვა. ყინულის ეს ნატეხები
ზღვებში აისბერგებს წარმოქმნის.

მთიანი მხარის ყინვარები თავისი ხასიათის მიხედვით შეიძლება დავყოთ:
1) მთის კალთების ყინვარებად, 2) ხეობის ყინვარე-
ბად, 3) მთის მწვერვალის ყინვარებად და 4) რთული
ყინვარების კომპლექსად.

ქედის კალთებზე ან ცალკეულ მთებზე ხშირად გვხვდება დაკიდებუ-
ლი ყინვარები. ეს ყინვარი არ არის დაკავშირებული რომელიმე ჩაღბ-
ლებული რელიეფის ფორმასთან. იგი მთის ძირამდე კი არ ეშვება. არამედ ჩა-
ნოკიდებულია მაღლა მთის ფერდობზე.

ყინვარებს, რომლებიც მთის კალთების ჩალრმავებულ ადგილებს იკავებენ
ციცაბო კედლებითა და ბრტყელი ფსკერით, კარულ, ანუ მულდის
ყინვარებს უწოდებენ. ხეობის ყინვარებს დაკავებული აქვს ხეობის მნიშვნელო-
ვანი ნაწილი, მისი ზემო ნაწილი უფრო გაგანიერებულია, სადაც მოსული ატმოს-
ფერული ნალექები თოვლის სახით გროვდება, ხოლო ქვევით წარმოადგენს
ყინვარის სასვლელ არხს ან ყინვარის ენის ადგილსამყოფელს. ხეობის ყინვარი,
რომელიც ერთი ყინვარული ნაკადისაგან შედგება, მარტივი ყინვარია.
თუ მას აქვს გვერდითი შენაკადები, მაშინ მას რთულ ყინვარს უწოდე-
ვენ. ხეობის მარტივი ყინვარები დამახასიათებელია ალპებისათვის. ამიტომ ზოგ-
ჯერ მათ ალპური ტიპის ყინვარებს უწოდებენ.

მარტივი ტიპის ყინვარებიდან ცალკე გამოიყოფა თურქესტანის

ტიპის ყინვატრები, რომლებიც ძირითადად თოვლის ზედაპირით საზრდოობს.

რთული ყინვარებიდან გამოიყოფა დატოტვილი ყინვარები, რომლებიც უხვი საზრდოობის შედეგად წარმოიქმნება, როდესაც ხეობის კალთებიდან ჩამოდის ყინვარები და უერთდება მთავარ ყინვარს. ასეთებია, მაგალითად, ფედჩენკოს, ზერაეშანის, ინილჩეკის, საქართველოში ლეხზირის, ტვიბერისა და სხვ. ყინვარები.

ხეობის ყინვარებს მიეკუთვნება აგრეთვე დაკიდული ხეობისა და ასიმეტრიული ყინვარები. პირველი ნაწილობრივ ან მთლიანად ავსებს დაკიდულ ხეობას. ასიმეტრიული ყინვარები წარმოადგენს რთული ყინვარების ნარჩენებს, რომელთაც გაუქრათ ყველა ყინვარული ტოტი, გარდა ერთისა.

მთის მწვერვალების ყინვარების ტიპებიდან ცალკე უნდა გამოიყოს ვულკანური კონუსების ყინვარები, რომლებიც ჩამქრალი ვულკანის ჩადაბლებულ ნაწილს (ყელს) ავსებს და მთის კალთების ნაპრალებსა და ხეულეში ეშვება.

სუსტად დანაწევრებული მთიანი მხარეებისათვის, სადაც ზედაპირი ტალღისებური ფორმისაა, დამახასიათებელია სკანდინავიის ან ნორვეგიის ტიპის ყინვარები. აღნიშნული რელიეფის პირობებში წარმოიშობა თოვლისა და ფირნის ფართო ველები, საიდანაც ყინვარული ენები გამოიყოფა.

§ 107. შინაპრაპის გავრცელება

დედამიწის ზედაპირზე მთლიანი გაყინვარების ფართობი 16,3 მლნ კვ. კმ-ს უდრის, რაც ხმელეთის მთლიანი ფართობის 11% შეადგენს. ისინი დედამიწის ზედაპირზე შემდეგნაირად არის განაწილებული:

ჩრდილო პოლარულ მხარეში — 2100000 კვ. კმ.

ჩრდილო ნახევარსფეროს ზომიერ ზონაში — 100000 კვ. კმ.

ტროპიკულ მხარეებში — 400 კვ. კმ.

სამხრეთ ნახევარსფეროს ზომიერ ზონაში — 21000 კვ. კმ.

სამხრეთ პოლარულ მხარეში — 14100000 კვ. კმ.

ამგვარად, მთელი გაყინვარების ფართობის 99% პოლარულ მხარეშია. ქვემოთ მოცემულია გაყინვარების ფართობები საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე და საზღვარგარეთ (იხ. ცხრ. 21 და 22).

ცხრილი 21

გაყინვარების ფართობები საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე

ადგილი	გაყინვარების ფართობი კმ ²	ადგილი	გაყინვარების ფართობი კმ ²
ახალი შიწა	22600	კიეკასია	2100
ჩრდილოეთის შიწა	15600	ალტაი	500
ფრანც-იოსების შიწა	15320	შუა აზიის მთები	17000
უშაკოვის კუნძულები	360	ზემო ინდიგირკა	265
დე-ლონგის კუნძულები	67	კამჩატკა	866
ვიქტორიის კუნძული	4	საიანი	3
ჩრდილო ურალი	5		

გაყინვარების ფართობები ზოგიერთ ქვეყანაში საზღვარგარეთ

ადგილი	გაყინვარების ფართობი კმ ²	ადგილი	გაყინვარების ფართობი კმ ²
ისლანდია	11785	ალასკა	42000
სვალბარდი	60000	კანადის არქიპელაგი	100000
ნორვეგია	4600	ვრუნლანდია	1894000
ალპები	4140	სამხრეთ ამერიკა	20000
ყარაყორუმი	10214	ანტარქტიდა	1350000

§ 108. უინვარების ჰიდროლოგიური მნიშვნელობა

ყინვარების მდნარი წყალი წარმოადგენს მდინარეთა ერთ-ერთ მასაზრდოვებელ წყაროს. ყინვარული მდნარი წყლის ჩამონადენის წილი მდინარეთა უმრავლესობის წლიურ ჩამონადენში არ არის დიდი, ხოლო იმ მდინარეების ჩამონადენი, რომლებიც უშუალოდ ყინვარებიდან გამოედინება, შეიძლება წლიური ჩამონადენის 50% აღწევდეს. სამაგიეროდ ყინვარები დიდ გავლენას ახდენს დღეღამურ, წლიური ხარჯებისა და დონეთა რყევადობაზე. ზაფხულის პერიოდში ყინვარულ მდინარეებზე კარგად არის გამოსახული დონეებისა და ხარჯების დღეღამური რყევადობა. მდინარეები, რომელთა საზრდოობაში მონაწილეობს ყინვარული წყლები, ხასიათდება ზაფხულის პერიოდის გაგრძელებული წყალდიდობით. ყინვარების რეგულირების შედეგად ჩამონადენის რყევადობა ეაკის დიდ მდინარეებთან შედარებით მცირეა. ყინვარული მდინარეებისათვის გაზაფხულ-ზაფხულის ხანგრძლივი წყალდიდობა ხელსაყრელია ამა თუ იმ რაიონის მდინარეთა წყლიანობის რეგულირებისათვის. მათ წყალუბეობა მაშინ აქვთ, როდესაც არაყინვარული საზრდოობის მდინარეები წყალმცირობას განიცდის (ზაფხული).

ტ ბ ე ბ ი

§ 109. ტბების განსაზღვრა

ტბები ეწოდება ბუნებრივ წყალსატევებს, რომლებიც წარმოადგენს დედამიწის ზედაპირზე სხვადასხვა ფორმისა და სიდიდის წყლით სავსე ქვაბულებს. ტბებში არ ხდება მუდმივად წყლის დინება და, თუ ხდება, ძალზე შენელებულია. ამ მიზეზის გამო ტბები შენელებული წყალცვლის წყალსატევების კატეგორიას მიეკუთვნება. შენელებული წყალცვლის კატეგორიას მიეკუთვნება აგრეთვე ხელოვნური წყალსაცავებიც.

ტბები ზღვებისაგან ძირითადად განსხვავდება იმით, რომ მათ ზღვასთან და ოკეანესთან კავშირი არა აქვს. გამონაკლისს შეადგენს ზღვების სანაპირო ტბები, რომელთაც წყალცვლა ოკეანესა და ზღვებთან მუდმივად აქვს.

ყოველი ტბა წარმოიშობა და ვითარდება განსაკუთრებულ გეოგრაფიულ გარემოში და მასთან ურთიერთკავშირში იმყოფება. ტბების წყლით საზრდოობა და ტბების წყლის რეჟიმი ძირითადად დამოკიდებულია ტბების სიდიდესა და მათი აუზების ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე: ტბების წარმოქმნასა და განვითარებაში წამყვანი როლი გეოგრაფიულ ფაქტორებს (რელიეფი, კლიმატი, ჩამონადენი და სხვ.) ეკუთვნის.

ტბებისა და წყალსატევების რეჟიმი მათი ფიზიკური, ქიმიური და ბიოლოგიური პროცესების ერთობლივი მოქმედებით განისაზღვრება. ამ პროცესების ინტენსივობა და მიმართულება, თავის მხრივ, გეოგრაფიული პირობების მოქმედებით განისაზღვრება. რამდენადაც გეოგრაფიული გარემო განსაზღვრავს ტბების განვითარებასა და მათ წყლის რეჟიმს, ამდენად ტბათამცოდნეობა (ლიმნოლოგია), როგორც ზოგადი ჰიდროლოგია, გეოგრაფიულ მეცნიერებათა კომპლექსს მიეკუთვნება. ამასთან ერთად ტბათამცოდნეობაში გამოიყენება გეოფიზიკის, ჰიდროქიმიისა და ბიოლოგიის მეთოდები სხვადასხვა საკითხისა და პრობლემის გადასაწყვეტად.

ტბები წყალცვლის ხასიათის მიხედვით ძირითადად იყოფა: 1) გამდინარე და 2) გაუდინარე ტბებად.

გამდინარე ტბები ისეთ ტბებს ეწოდება, საიდანაც ზედაპირული წყლები მდინარეების სახით გამოედინება, გაუდინარი ტბები კი ზედაპირული წყლებია გადინებას მოკლებულია. გამდინარე ტბები უფრო მეტად ტენიან და ზომიერ კლიმატურ ზონაშია გავრცელებული. ასეთებია: ლადოგის, ონეგისა და ბაიკალის ტბები. გაუდინარი ტბები დამახასიათებელია მშრალი კლიმატური ზონისათვის. მაგალითად, მსოფლიოს უდიდესი ტბები — კასპიის, არალისა და სხვა მცირე ზომის ტბები ყაზახეთის ჩრდილო-ნაწილის მშრალ-კლიმატურ ზონაშია.

ზოგჯერ გამდინარე ტბები მოთავსებულია მდინარეთა გაგანიერებულ კალაპოტებში. სადაც ერთი მხრიდან მდინარე ჩაედინება. ხოლო მეორე მხრიდან კი გაედინება.

ამგვარად, ტბების ცნებაში უნდა ვიგულისხმოთ ქვაბული და წყლის მასა. ეს ორი ძირითადი ელემენტი განუწყვეტლივ მთლიანობაშია. ტბის წარმოშობისათვის აუცილებელია ქვაბულის არსებობა. მისი ავსებისათვის კი წყალი.

ქვაბულის წყლით ავსება წარმოებს მდინარეებით. ატმოსფერული ნალექებით. მიწისქვეშა წყლებით და, იშვიათ შემთხვევაში, ზღვების წყლებით.

§ 110. ტბების კვაბულების წარმოშობა და მათი კლასიფიკაცია

ტბების ქვაბულები ენდოგენური და ეგზოგენური პროცესების შედეგად წარმოიშობა. ენდოგენური. ანუ დედამიწის შიგნით მოქმედი ძალებით წარმოიშობა მიწის ზედაპირზე ღრმა და დიდი ზომის ღრმულები. რომელნიც წყლით ივსება და ტბებს წარმოქმნის. ასეთი ტბები ჩვეულებრივ დიდი ფართობითა



ნახ. 69. ამტყელის ტბა

და მნიშვნელოვანი სიღრმით ხასიათდება. ამ ტიპის ტბებს მიეკუთვნება მსოფლიო მნიშვნელობის უდიდესი ტბები: სსრ კავშირში — კასპიის, ლადოგის, ონეგის, ბაიკალის, სევანის, ზაისანისა და სხვ. ჩრდილო ამერიკაში — მიჩიგანის. გურონის, აფრიკაში — ტანგანიკის, ნიასისა და სხვ. ტექტონიკური წარმოშობის ტბების კატეგორიას შეიძლება მივაკუთვნოთ ისეთი ტბები, რომელთა ქვაბულები მიწისძვრის დროს მთის კალთების ჩამოქცევისა და მდინარეთა კადავუბების შედეგად წარმოიქმნა. ასეთი ტიპის ტბებია პამირზე ხარეზსკის ტბა, რომელიც 1911 წელს მიწისძვრის დროს წარმოიშვა. აზერბაიჯანში გეოქგელის ტბა (1139 წელს წარმოშობილა). საქართველოში რიწის ტბა. ამტყელის ტბა, რომელიც 1896 წ. მდ. ამტყელის გადაუბუბების შედეგად წარმოიშვა და სხვ. (ნახ. 69).

ვულკანური ტბების ქვაბულები წარმოიქმნება ჩამქრალი ვულკანების კრატერებში (ყუნძულ იავის ტბები, ბოლსენის ტბა, ალბანოს ტბა, იტალიაში ავენს-კის ტბები და სხვ.) და მდინარეთა ხეობებში ვულკანური ლავების მეშვეობით მდინარეთა შეგუბებით. ასეთი ტიპის ტბები გვხვდება სომხეთის ვულკანურ ზეგანზე (ტუმან-გელის, არპა-გელის და სხვ.), სამხრეთ საქართველოს ვულკანურ ზეგანზე ფარავნის ტბა, ტაბაწყურის ტბა და სხვ. ვულკანურ ზეგანზე ჩალრმავებულ ადგილებში მრავლადაა წარმოდგენილი პატარა-პატარა ტბებიც.

ეგზოგენური პროცესების შედეგად წარმოშობილი ტბები მრავალგვარია. ისინი შეიძლება დაყოფილ იქნას შემდეგ ჯგუფებად: ჰიდროგენური, გლაციური, ორგანოგენური და ანთროპოგენური. ანუ ადამიანის მოქმედების შედეგად წარმოშობილი წყალსაცავები.

ჰიდროგენური ტბებისა და მათი ქვაბულების წარმოშობაში მონაწილეობს მდინარეებისა და ზღვების წყლები. ტბები, რომლებიც დაკავშირებულია მდინარეთა წყლების მოქმედებასთან, ძირითადად მდინარეთა ხეობებშია. ისინი წარმოიქმნება მდინარეთა მიერ დატოვებულ ნამდინარეებში ან მდინარეთა ჰალეების ჩალრმავებულ ადგილებში. ასეთი ტიპის ტბები უმთავრესად გვხვდება დიდ მდინარეთა ხეობებში. განსაკუთრებით — შესართავის მახლობელ უბნებში. ჩვენს ქვეყანაში ამ ტიპის ტბები გვხვდება ვოლგის, დნეპრის, დონის, რიონისა და სხვა მდინარეთა ხეობებში. ტბები მდინარეთა ხეობებში გვხვდება არა მარტო ნამდინარეებსა და ჰალეებში, არამედ მდინარეთა ძველ ტერასებზედაც. ესენი უძველესი წყალსაცავებია, რომლებიც წარმოიქმნა მდინარეთა მიერ ახალი კალაპოტის შექმნასთან დაკავშირებით. ამ ტიპის ტბები კარგად იყო წარმოდგენილი მდ. მტკვრის ხეობაში თბილისის მახლობლად ავლაბრის, კუკიისა და ილღუნთანის ტბების სახით. რომლებიც ამჟამად თბილისის ზღვით არის დაღარული.

მდინარეთა ხეობებში აგრეთვე გვხვდება მიმდინარე ტბები, მოთავსებული მდინარეთა კალაპოტის გაგანიერებულ ნაწილში, რომელიც მდინარეთა წყლების ვვერდითი ეროზიის მოქმედების შედეგად არის წარმოშობილი.

მშრალი კლიმატის რაიონებში ხშირად მდინარეები შესართავამდე ვერ აღწევს და გზაშივე შრება. მათი დამთავრების ადგილზე რჩება ტბების ჯაჭვი. ამ ტიპის ტბები გვხვდება მდ. დიდი და პატარა უზენის აუზში, ირგვიზის, ჩუსა და სხვ. ხეობებში.

მდინარეთა ხეობების ტბების ფორმა წაგრძელებულია ან მოხრილი სახისაა. მათი სიღრმე შედარებით მცირეა და 1,5—2 მეტრს არ აღემატება, ხოლო ზოგიერთ შემთხვევაში 5 მეტრსაც აღწევს.

კარსტულ რაიონებში წარმოიშობა კარსტული ძაბრები, ამოქვაბულები, ქები და რელიეფის სხვა ფორმები. მათი წყლით გავსების შედეგად წარმოიქმნება კარსტული ტბები. ასეთი ტბები გვხვდება ადრიატიკის ზღვის ჩრდილო-აღმოსავლეთ სანაპიროზე, საფრანგეთში, საბერძნეთში, ალპებში, სამბოთა კავშირში — კავკასიაში, ყირიმში, ურალში, შუა აზიასა და სხვაგან.

მიწისქვეშა წყლები არა მარტო ხსნის მინერალებს, არამედ მათ აგრეთვე გამოაქვთ ქანების შრეებს შორის არსებული წვრილი ნაწილაკები. მექანიკური მოქმედების შედეგად წვრილი ნაწილაკებისა და ქიმიურად გახსნილი ნივთიერების გამოტანას სუფოზიას უწოდებენ, რომელსაც შეუძლია გამოიწვიოს ჯედამიწის ზედაპირის ჩაწევა და ჩალრმავებული ადგილის გაჩენა ძაბრების სა-

ათ. წყლით ამოვსებულ ასეთ ძაბრებს ს უ ფ ე ზ ი უ რ ტ ბ ე ბ ს უწოდებენ.

ზღვების სანაპირო ზოლში ზღვის მოქმედების შედეგად წარმოშობილია ტ ბ ე ბ ი, ლ ა გ უ ნ ე ბ ი და ლ ი მ ა ნ ე ბ ი, რომლებიც ზღვებიდან გამოყოფილია ცელებითა და ზღვიური დიუნების ზოლებით. ასეთ ტბებს ზღვის რელიქტურ ტ ბ ე ბ ს უწოდებენ. ლაგუნები ჩვენს ქვეყანაში გვხვდება ყირიმის სანაპიროზე ევპატორიასთან და არაბატის ისართან, ლიმანები — აზოვისა და ბალტიის ზღვების სანაპიროებზე. რელიქტური ტბებია ბათუმში ნურიეგელის ტბა, აფხაზეთში — ნიკითის ტბები, ფოთთან — პალიასტომის ტბა და სხვ.

მარადი მზრალობის მხარეებში თერმოკარსტული მოვლენების შედეგად ხდება ქვაბულები, ძაბრები და სხვა ფორმები, რომლებიც წყლით ივსება და მცირე ზომის ტბები წარმოიქმნება.

ტბების ქვაბულების წარმოშობაში მნიშვნელოვან როლს ასრულებს ყინვარების ეროზიული და აკუმულაციური მოქმედება. ყინვარი წინ მოძრაობის შედეგად აკეთებს ღრმა ხნულს; აღრმავებს ადგილს და წარმოშობს ქვაბულს. ყინულის უკანდახევის შემდეგ ქვაბული წყლით ივსება და წარმოიშობა ტბა. ასეთი ტიპის ტბები მრავლად არის გავრცელებული უძველესი გაყინვარების ადგილებში როგორც საბჭოთა კავშირში, ისე საზღვარგარეთ. მორენებს შორის ქვაბულებში წარმოშობილია მორენული ტ ბ ე ბ ი.

მთიან რაიონებში — კავკასიაში, ალტაიში, საიაშებში. ალპებში და სხვ. გავრცელებულია კარული ტ ბ ე ბ ი.

§ 111. ქვაბულების გარდაქმნა ლავით და წყლის დონათა ცვალებადობის გავლენით

ტბების წარმოქმნის მომენტიდან წყლის, ქვაბულის, წყალშემკრები აუზისა და ტბებში მცხოვრებ ორგანიზმებს შორის ურთიერთმოქმედება და რთული მექანიკური, ფიზიკურ-ქიმიური და ბიოლოგიური პროცესები განაპირობებს ტბების განვითარების ნორმალურ ციკლს. პირველადი ქვაბულის გარეგანი სახე იცვლება: იქმნება ტბის კალაპოტი თავისებური მოხაზულობით. ქვაბულის გარდაქმნაზე ყველაზე უფრო დიდ გავლენას ახდენს წყალი. ტალღების დარტყმით მოქმედება ანგრევს ტბების სანაპირო ზოლს, შემდეგი ახალი ტალღის მოქმედება აშსხვრევს მონგრეულ ლოდებს, ხეხავს, ამცირებს მათ, რიყის ქვად და ქვიშად აქცევს. მაგარი კლდის სანაპიროებიდან ტალღების დარტყმითი მოქმედების შედეგად წარმოიშობა ჩამოქცეული სახის სანაპირო — კლიფი, არასწორად დაჩერტილი ზედაპირით. ნაშალი მასალა გროვდება კლდეების ძირში ქვაყრილების სახით.

მორენული ნაფენებით აგებული სანაპიროების დაშლისას წყალი პირველად გამორეცხავს ფხვიერ მასალას, ხოლო დიდი ქვები ადგილზე რჩება, რაც დამახასიათებელია ყინვარული წარმოშობის ტბებისათვის. დარჩენილი ლოდებიც შემდეგში განიცდის დაშლას. დაშლის პროდუქტები — ლოდები, რიყის ქვები, ხრეში, ქვიშა — ფხვიერ მასალასთან ერთად ნაპირიდან ირეცხება ტბის ღრმა არისაკენ. მნიშვნელოვანი ნაწილი ჩამონგრევის ადგილის მახლობლად რჩება და წყალქვეშა სანაპირო ტერასებს წარმოქმნის. წვრილი ატივანარებული ნაწილაკები წყლის დინებას გადააქვს ტბის სიღრმეში და ფსკერზე ილექება. ძალიან ხშირად მუდმივი ქარების დროს და გაბატონებული მიმართულების

ტალღების დარტყმითი მოქმედების შედეგად წარმოებს ნაპირების ჩამორეცხვა ტბის ერთ მხარეზე, ხოლო საწინააღმდეგო მხარეზე გროვდება ჩამორეცხილი მასალა და წარმოიშობა მეჩეჩები და სხვა სანაპირო ფორმები.

ქვაბულები გარდაიქმნება აგრეთვე ტბაში მდინარისა და ნაკადულების შეერთებით. მდინარეებს ტბებში შეაქვს ატივნარებული და მყარი მასალა. მთიან წილი ილექება მდინარის შესართავის მახლობლად, წარმოიქმნება დაგროვების კონუსები, რომლებიც შემდეგ დელტად იქცევა. ზოგჯერ მდინარეთა მონტანი მასალა მდინარისა და დინებების მოქმედებით საწინააღმდეგო მხარეზე გადაიტანება და წარმოიშობა მეჩეჩი მდინარის შეერთების ადგილიდან დაშორებით. მდინარის მიერ მოტანილი ლამი ტბის მთელ ფსკერზე ილექება.

სანაპიროების კონფიგურაციასთან დაკავშირებით და სანაპირო ზოლის ამგები ქანების ხასიათის მიხედვით ტბის სანაპიროს ნაწილში შეიძლება გამოიყოს ჩარეცხვისა და მოსილვის უბნები. პირველი წარმოადგენს კლდიან ან ლოდინ სანაპიროს, მეორე კი — ქვიშნარ ან ხრეშიან სანაპიროს.

ტბების წყალში სახლდება ცხოველური და მცენარეული ორგანიზმები, რომელთა დაღუპვის შემდეგ დარჩენილი ნარჩენები ავსებს ტბების უღრმეს ნაწილს, რითაც ტბების ფსკერი თანდათანობით მაღლდება და სწორდება.

ტბებში ნალექების დაგროვება და ბალახეულის განვითარება განუწყვეტლივ მიმდინარეობს. გეოლოგების გამოანგარიშებით ტელეცის ტბის ნალექები ამოვსებას დასჭირდება დაახლოებით 36000 წელიწადი, ყენევის ტბისას — 30000 წელიწადი. ზოგიერთი პატარა ტბის გაქრობა ხშირად მოხუცებსაც ახსოვთ.

ტბაში წყლის მოცულობის გადიდებით და დონეთა მომატებით მცირდება სანაპირო ზოლში მცენარეული საფრის ფართობი და ნელდება მოლამვის პროცესები; დონეთა დაწევის დროს ეს პროცესები სწრაფად მიმდინარეობს.

§ 112. ბაბის ეპოლუსია, წალმისანარაულოვის როლი ბაის ეპოლუსიაში

ტბების კალაპოტის ფსკერს დღევისაგან სანაპირო ზოლში ნაშალი მასალა-ცოცხალი ორგანიზმების ნარჩენები და მდინარეთა მიერ ჩატანილი მასალა ყოველწლიურად ამალდება. ამის შედეგად საუკუნეებისა და ათასეული წლების მანძილზე ადგილი აქვს ტბების შემცირებას როგორც სიღრმით, ისე წყლის ზედაპირის ფართობის მიხედვით. უკანასკნელს თანდათან ამცირებს ნაპირებთან ნაშალი მასალის დალექვა და სანაპიროდან წყალმცენარეულობის განვითარება.

ამ მხრივ ტბათა არსებობაში შეიძლება გამოვყოთ შემდეგი ფაზები:

1) ა ხ ა ლ გ ა ზ რ დ ო ბ ი ს ფ ა ზ ა — როდესაც ახლად გაჩენილი ტბა ინარჩუნებს თავის ქვაბულს ხელუხლებლად და, თუ ადგილი აქვს ნაშალი მასალის დალექვას, იგი ტბის კალაპოტზე ჯერ კიდევ ვერ ახდენს შესამჩნევ გავლენას.

2) ს ი მ წ ი ფ ი ს ფ ა ზ ა — როდესაც ტბის ირგვლივ ჩნდება სანაპირო მეჩეჩები, ხოლო მდინარეთა შესართავებთან — ნალექი დელტები.

3) ს ი ბ ე რ ი ს ფ ა ზ ა — როდესაც ტბაში ყველგან არის მონატანი მასალა და ფსკერი წარმოადგენს მოსწორებულ ერთფეროვან არეს, რომლის ირგვლივ დელტების ფერდობები და სანაპირო მეჩეჩების ქვაყრილებია განლაგებული.

თავის განვითარების შემდგომ ფაზებში ტბა პირველად შემცირდება სანაპირო ზოლში განვითარებული მცენარეულობით. შემდგომ სტადიაში სანაპირო

ფლორა ვრცელდება ყველგან და ტბა ტბორად იქცევა. ბოლოს. წყალქვეშა ფლორა შეიძლება თანდათანობით წყალზედა ქაობის მცენარეულობამ შეცვალოს. ამ შემთხვევაში გვაქვს ტბის განვითარების უკანასკნელი ფაზა ქაობი. ცალკე შემთხვევაში უკანასკნელ ფაზაში შეიძლება ზემოდან განვითარდეს საკმარისად მკვირივი მცენარეული საფარი. რომელიც ადამიანის სიმძიმესაც კი უძლებს; ასეთებია, მაგალითად. მრავალი ტბა-ქაობი კარელია-ფინეთში.

§ 118. ტბის ძირითადი ელემენტები

ქვაბულის უდაბლეს ნაწილს. რომელიც წყლით არის სავსე უმაღლეს დონემდე, ტბის კალაპოტი ეწოდება.

ტბის კალაპოტში ორი უმთავრესი მხარე გამოიყოფა: 1) ტბის სანაპირო მხარე და 2) ტბის სიღრმის მხარე. სანაპირო მხარეში ტბის კალაპოტის ამგები ქანების დაშლისა და გადარეცხვის პროცესები, ე. ი. ეროზიული პროცესები ქარბობს, ხოლო სიღრმის მხარეში — ეროზიული პროდუქტების დალექვის, ანუ აკუმულაციური პროცესები.

სანაპირო მხარე სამ ზონად იყოფა:

1) ნაპირის ზონა წარმოადგენს ტბის ირგვლივ მდებარე ხმელეთის სარტყელს, რომლის კალთები ხასიათდება ტბისაკენ სხვადასხვა დახრილობით. ძირითადი კალთა მდებარეობს ზვირთცემის ზედა საზღვარზე. სადაც ნაპირი თანდათანობით ინგრევა და წყლის ნაპირი ხმელეთისაკენ მიდის. იგი შედგება ქვიშისა და ქვისაგან; უფრო წერილი ნაწილაკები ტალღების მოქმედებით ტბაშია ჩატანილი.

2) სანაპირო წარმოადგენს ზვირთცემის ზონას. ამ ზონის ნაწილი მუდმივად არის წყლით დაფარული (წყალქვეშა სანაპირო), ნაწილი კი წყლით იფარება იმ დროს, როდესაც ტბის წყლის დონე მომატებულია (წყლით დაფარვის სანაპირო); მესამე ნაწილი უშუალოდ ეკვრის ნაპირს და წყლით არ არის დაფარული, წყლით მხოლოდ დღეის დროს იფარება. სანაპიროს ზონის ამ ნაწილს მშრალ სანაპიროსაც უწოდებენ.

3) სანაპირო ნალამის ზონა წარმოდგენილია წყალქვეშა ტერასის სახით, რომელიც ტბის სიღრმისაკენ ცოტად თუ ბევრად ციკაბო დახრილობით ეშვება. ნალამი წარმოიშობა სანაპიროს ამგები ქანების როგორც გადარეცხვის (აბრაზიის) შედეგად, ისე მონატანი მასალის დალექვით (აკუმულაცია). ზღვის ფსკერის დაყოფის ანალოგიურად, ტბის სანაპირო ნალამის ზონას ლიტორალურ ზონასაც უწოდებენ. ლიტორალური ზონის ქვედა ნაწილი განისაზღვრება ტალღების მოქმედების სიღრმით. მოგვიერ მის საზღვრად დებულობენ მზის სხივების ჩაღწევის საზღვარსაც. ამ ზონაში გავრცელებულია მწვანე ფერის წყალმცენარეები. ლიტორალის სიღრმე რამდენიმე მეტრს არ აღემატება. პატარა ტბებში, სადაც ტალღები მთელ სიღრმეზე მოქმედებს, ლიტორალური ზონა შეიძლება არ იყოს.

ტბის კალაპოტის ცალკეული ნაწილები ყოველთვის მკვეთრად არ არის გამოსახული, შეიძლება ზოგიერთი ტიპური ნაწილი მას სრულებით არ ექნეს, რაც დამოკიდებულია ადგილობრივ პირობებზე, ტბის სიდიდესა და მისი არსებობის ხანგრძლიობაზე.

ტბაში წყლის მასა, შესაბამისად ტბის კალაპოტის დანაწევრებისა, იყოფა სანაპირო წყლის მხარედ, რომელიც სანაპირო ზოლში მდებარეობს, და ტბის

გამოიღო წყლის მხარედ (პელაგიალი), რომელიც ტბის სანაპირო წყლის შიგნით პროფუნდალზეა მოთავსებული.

ტბის სიღრმის მხარეს, ანუ პროფუნდალს, უჭირავს ფსკერის უღრმესი ნაწილი, სადაც ტალღების მოქმედება ვერ აღწევს. ლიტორალურ ზონასა და პროფუნდალს შორის გარდამავალ ნაწილს ს უ ბ ლ ი ტ რ ა ლ უ რ ზ ო ნ ა ს უწოდებენ.

ამგვარად, ტბის კალაპოტი წარმოადგენს ტბის პირველადი ქვაბულის ფორმის მეორად წარმონაქმნს. მათ შორის სხვაობა დროის ხანგრძლიობასთან ერთად იცვლება.

§ 114. ტბის ძირითადი მორფოგენეტიკული ელემენტები

ტბებისა და მათი ქვაბულების შესწავლის დროს სასურველია დავადგინოთ არა მარტო მათი წარმოქმნის პირობები, არამედ მასთან ერთად უნდა განისაზღვროს მთელი რიგი რიცხვობრივი დამახასიათებლებიც, რომლებიც იძლევა რაოდენობრივ წარმოდგენას ტბებისა და მათი ქვაბულების ძირითადი ელემენტების შესახებ. ტბების სიღრმეებისა და ფორმების რიცხვობრივ დამახასიათებლებს ტბების მორფომეტრულ ელემენტებს უწოდებენ.

ტბების ძირითადი მორფომეტრული ელემენტებია ტბის ფართობი, ტბის სიგრძე, სიგანე, საშუალო სიგანე, სანაპირო ხაზის შეკრილ-შემოკრილობა, ტბის მაქსიმალური სიღრმე, საშუალო სიღრმე, ტბის წყლის მოცულობა.

ტბების მორფომეტრული ელემენტების განსაზღვრისათვის საჭიროა ტბების ბათიმეტრული მსხვილმასშტაბიანი რუკები, რომლებიც მიიღება ტოპოგრაფიული აგეგმვით და სიღრმეების გაზომვით.

1) ტბის წყლის სარკის ფართობი ტბის წყლის დონეთა ფუნქციას წარმოადგენს ($F=f(h)$, ე. ი. წყლის დონეთა მომატება წყლის სარკის ფართობის ზრდას იწვევს, ხოლო დონეთა დაკლება, პირიქით, ტბის სარკის ფართობის შემცირებას. ტბის სარკის ფართობის (F) განსაზღვრა ძირითადად წარმოებს რუკაზე ან გეგმაზე პლანიმეტრის საშუალებით, აგრეთვე შეიძლება განისაზღვროს თანაბრად დაყოფილი უჯრედებიანი გამკვირვალე ქალაქით.

2) ტბის სიგრძე (l) წარმოადგენს უმოკლეს მანძილს ტბის სანაპიროს ორ უშორეს წერტილს შორის.

3) ტბის სიგანეს განსახვებენ: საშუალოსა და მაქსიმალურს ($B_{\text{სა.}}$, $B_{\text{მაქ.}}$). ეს უკანასკნელი წარმოადგენს მანძილს ტბის სანაპიროს ორ უშორეს წერტილს შორის ტბის სიგრძის პერპენდიკულარულად. საშუალო სიგანე ($B_{\text{სა.}}$) გამოიანგარიშება ფორმულით: $B_{\text{სა.}} = \frac{F}{l}$, სადაც F ტბის სარკის ფართობია,

l — ტბის სიგრძე.

4) ტბის სანაპიროს სიგრძე (L) არის ტბის წყლის შეხების ხაზი ხმელეთთან. გაიზომება საზომი ფარგლით ან კურვიმეტრის საშუალებით.

5) ტბის სანაპირო ხაზის შეკრილ-შემოკრილობა (K) გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$K = \frac{L}{2\sqrt{\pi F}}$$

6) ტბის მაქსიმალური სიღრმე ($H_{\text{მაქ.}}$) არის მანძილი ტბის ფსკერის უღრმეს წერტილსა და წყლის ზედაპირს შორის. იგი გაიზომება სიღრმის საზომი იარაღებით (ლოტი, ექოლოტი, დანაყოფებიანი ჰოგით ან ლარტყით).

7) საშუალო სიღრმე ($H_{\text{საშ.}}$) გამოიანგარიშება ტბის წყლის მოცულობისა და სარკის ფართობის შეფარდებით: $H_{\text{საშ.}} = \frac{W}{F}$.

8) ტბაში წყლის მოცულობა (W) გამოიანგარიშება იზობათების მიხედვით, პრიზმების წესით. პირველად ანგარიშობენ იზობათებს შორის გამოყოფილ წყლის ფენების მოცულობებს. თუ აღვნიშნავთ იზობათებით შემოსაზღვრულ ფართობებს $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$ და თითოეულ ფართობს გადავმრავლებთ ორი მეზობელი იზობათის საშუალო არითმეტიკულ სიდიდზე, მივიღებთ თითოეული პრიზმის მოცულობას. მათი შეჯამება მოგვცემს ტბის მთლიან მოცულობას, რაც გამოიანგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$W = \frac{f_1 + f_2}{2} \cdot h_1 + \frac{f_2 + f_3}{2} \cdot h_2 + \frac{f_3 + f_4}{2} \cdot h_3 + \dots + \frac{f_{n-2} + f_{n-1}}{2} \cdot h_{n-2} + \frac{f_{n-1}}{2} \cdot h_{n-1}$$

სადაც f_1, f_2, f_3, f_n იზობათებს შორის ფართობებია, h_1, h_2, h_3, h_n ორი მეზობელი იზობათის საშუალო არითმეტიკული სიდიდეა.

9) ტბის კალაპოტის საშუალო დახრილობას ანგარიშობენ ფორმულით:

$$t_p(l) = \frac{\left(\frac{1}{L} + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-2} \cdot \frac{l_{n-1} + l_n}{2} \right) h}{F},$$

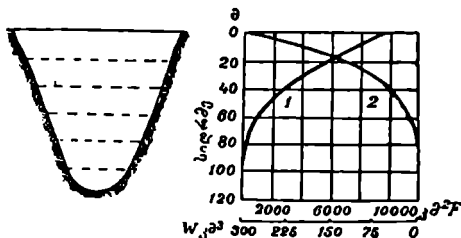
სადაც L სანაპირო ხაზის სიგრძეა, l —ცალკეული იზობათის სიგრძე, n იზობათების რაოდენობა, h —მანძილი იზობათების სიბრტყეებს შორის, F ტბის სარკის ფართობია. ტბის კალაპოტის დახრილობის განსაზღვრა საშუალებას გვაძლევს გავარკვიოთ ტბაში სიღრმეთა თანდათანობითი განაწილება; აგრეთვე წყლის ტემპერატურისა და წყალში სინათლის გავრცელების სიდიდე, რომელზედაც დამოკიდებულია თევზის მიგრაცია, წყალმცენარეების გავრცელება და სხვ.

შემოაღნიშნული მორფომეტრული დამახასიათებელი ნიშნების განსაზღვრის დროს უნდა აღინიშნოს, თუ რომელ დონეს მიეკუთვნებიან ისინი. ტბის წყლის დონეთა შეცვლისას ყველა მორფომეტრული დამახასიათებელი ნიშანი იცვლება.

ტბაში წყლის მარაგის რაოდენობის განსაზღვრისათვის ხშირად იყენებენ გრაფიკს, რომელიც გამოხატავს ურთიერთდამოკიდებულებას ტბის სარკის ფართობსა, ტბის წყლის მოცულობის ცვალებადობასა და დონეთა (სიღრმეების) ცვალებადობას შორის (ნახ. 70). ასეთი მრუდები საშუალებას იძლევა განვსაზღვროთ ტბის სარკის ფართობისა და წყლის მოცულობის რაოდენობა სასურვე-

ლო დონის დროს. ამ სიდიდეთა ცოდნა აუცილებელია ყოველგვარი გაანგარიშებისათვის ტბის სამეურნეო გამოყენების თვალსაზრისით.

ფართობის მრუდის მიხედვით (ბათიგრაფიული მრუდით) შეიძლება განე-



ნახ. 70. ტბის ფართობის მრუდი (1) და ტბის წყლის მოცულობის მრუდი (2).

სახვროთ ტბის წყლის მოცულობა (ფართობი კოორდინატის ღერძებსა და მოუღს შორის) და მოცულობა მის ცალკეულ ფენებს შორის.

მსოფლიო მნიშვნელობის ზოგიერთი ტბის მონაცემები მოცემულია 23-ე ცხრილში.

ცხრილი 23

მსოფლიო მნიშვნელობის ტბები

ტბების დასახელება	ფართობი ათას კვ. კმ-ით	უდიდესი სიღრმე მ-ბით
ს ა ბ ჰ ო თ ა კ ა ე შ ი რ შ ი		
კასპიის ზღვა	424,3	990
არალის ზღვა	48,7	68
ბაიკალის ტბა	31,5	1741
ლადოგის ტბა	18,4	230
ს ა ზ ლ ე ა რ გ ა რ ე თ		
ზემო ტბა (ჩრდილო ამერიკა)	83,3	307
ვიქტორია (აფრიკა)	68,8	80
გურონი (ჩრდილო ამერიკა)	59,6	229
ტანგანიკა (აფრიკა)	32,9	1438

§ 116. ტბაგზი წყლის შემოსავლისა და გასავლის ბალანსი

ტბებში წყლის ბალანსი უშუალოდ განისაზღვრება წყლის შემოსავლისა და გასავლის მიხედვით.

ტბაში წყლის შემოსავალი. ანუ მისი საზრდოობა, წარმოებს ტბის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექებით. წყალშემკრები აუზიდან მდინარეებისა და მიწისქვეშა წყლების ჩადინებით. ზოგიერთ პერიოდში წყლის შემოსავალი იზრდება ტბის ზედაპირზე წყლის ორთქლის კონდენსაციით. ტბიდან წყლის გასავალი წარმოებს ტბის ზედაპირიდან აორთქლებით და მდინარეებისა და მიწისქვეშა წყლების გადინებით.

ტბებში წყლის შემოსავლისა და გასავლის ბალანსი T დროის განმავლობაში შეიძლება გამოისახოს შემდეგი განტოლებით:

$$x + y_1 + u_1 + k = z + y_2 + u_2 + q \pm \Delta h F,$$

სადაც x ტბის ზედაპირზე მოსული ატმოსფერული ნალექებია, y_1 —ტბის წყალშემკრები აუზის ფართობიდან ზედაპირული ჩამონადენი, u_1 —ტბაში მიწისქვეშა წყლების ჩამონადენი, k —ტბის ზედაპირზე კონდენსაციით მიღებული წყლები, z —აორთქლება წყლის ზედაპირიდან, y_2 —ტბიდან გამონადენი წყლის რაოდენობა, u_2 —ტბიდან ინფილტრაციით გამონადენი წყლის რაოდენობა, q —ტბიდან წყლის დანაკარგი წარმოების ან სასოფლო-სამეურნეო მოხმარებისათვის, $\pm \Delta h F$ —ტბაში წყლის მოცულობის ცვალებადობა.

ზემოაღნიშნული წყლის ბალანსის განტოლება ძირითადად გამოიყენება გამდინარე ტბებისათვის, ხოლო თუ ტბიდან არ წარმოებს წყლის ხარჯვა წყალსამეურნეო მოხმარებისათვის და აგრეთვე მხედველობაში არ მივიღებთ სიმცირის გამო ტბის ზედაპირზე კონდენსაციით მიღებულ წყლის რაოდენობას. წყლის ბალანსის განტოლება უფრო მარტივ სახეს მიიღებს:

$$x + y_n = z + y_e \pm \Delta h F,$$

სადაც y_n არის ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების ჩანადენის საერთო ჯამი, y_e —ტბიდან ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების განადენის საერთო ჯამი.

გაუდინარი ტბებისათვის, როდესაც არ ხდება წყლის ფილტრაცია, წყლის ბალანსის განტოლება შემდეგ სახეს ღებულობს:

$$x + y_n = z \pm \Delta h F.$$

როდესაც ტბებში შემოსული წყლის რაოდენობა ტოლია ტბიდან გასული წყლისა. შეიძლება მივიღოთ შემდეგი სახის განტოლება:

$$x + y_n = z + y_e,$$

ხოლო გაუდინარი ტბებისათვის:

$$x + y_n = z.$$

აქ შემთხვევაში განხილული T პერიოდის ბოლოს, თუ ტბის კალაპოტის ფსკერი უცვლელია, ტბაში წყლის მოცულობა და წყლის დონე უცვლელი იქნება.

წყლის ბალანსის განტოლების ყველა ელემენტი შეიძლება გამოსახულ იქნეს კუბურ მეტრებში ან მილიმეტრებში.

§ 116. ტბების დონეთა რუკა და მათი აპროხირი წყლის ბალანსთან

წყლის შემოსავლისა და გასავლის დამოკიდებულების შესაბამისად იცვლება ტბის წყლის მარაგი (მოცულობა) და წყლის დონეები. რამდენადაც წყლის შემოსავალსა და გასავალს შორის სხვაობა დიდი იქნება, იმდენად დიდი იქნება დონეთა რყევადობა და მათი რყევის ამპლიტუდა.

გამდინარე ტბებში დონეთა რყევის ამპლიტუდა გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე გაუდინარე ტბებში. გაუდინარე ტბებში დონეთა ცვალებადობა (Δh) განისაზღვრება წყლის ბალანსის სამი ცვლადი ელემენტით: x , y_n და z , ე. ი.

$$\Delta h = (x + y_n) - z.$$

გამდინარე ტბებში თანაბარი პირობების დროს დონეთა ცვალებადობა განისაზღვრება წყლის ბალანსის ოთხი ცვლადი ელემენტით:

$$\Delta h = [(x + y_n) - z] - y_c.$$

გაუდინარ ტბებში $(x - y_n) - z$ -ის გადიდების ან შემცირების სხვაობა მხოლოდ დონეთა ცვალებადობაზე ახდენს გავლენას, გამდინარე ტბებში კი გავლენას ახდენს აგრეთვე ტბიდან გამოსული მდინარის ჩამონადენიც (y_c).

ამგვარად, გამდინარე ტბებში გამოსულ მდინარეთა წყლის საშუალებით წარმოებს ტბების წყლის დონეთა რეგულირება. გაუდინარ ტბებში მშრალ გვალვიან პერიოდებში აორთქლება წარმოებს ტბებში დაგროვილი წყლის მარაგიდან. ამ შემთხვევაში შეიძლება მოხდეს ტბის დაშრობა. ბუნებრივია, რომ ასეთ პირობებში დონეთა რყევის ამპლიტუდა შედარებით დიდი იქნება. მსგავს მოვლენებს აქვს ადგილი მცირე ზომის გაუდინარ ტბებში, რომლებიც ივსება თავსხმა წვიმებისა და თოვლის მდნარი წყლებით, მშრალ პერიოდებში კი შრება.

§ 117. ტბებში წყლის დონეთა რაჟიში

ტბებში წყლის დონეთა რყევადობას განაპირობებს სხვაობა წყლის შემოსავალსა და გასავალს შორის, ტბის კალაპოტის მორფომეტრული ნიშნების სხვადასხვაობა, ტბის სიდიდე, მისი ფორმა, ნაპირების ხასიათი; ქარის მოქმედებით განისაზღვრება ტალღების სიდიდე და ტბაში წყლის მიდენ-მოდენის ხასიათი.

ტბებში წყლის დონეთა რყევადობაში შეიძლება გამოიყოს შემდეგი სახეები: სეზონური, წლიური და ხანმოკლე.

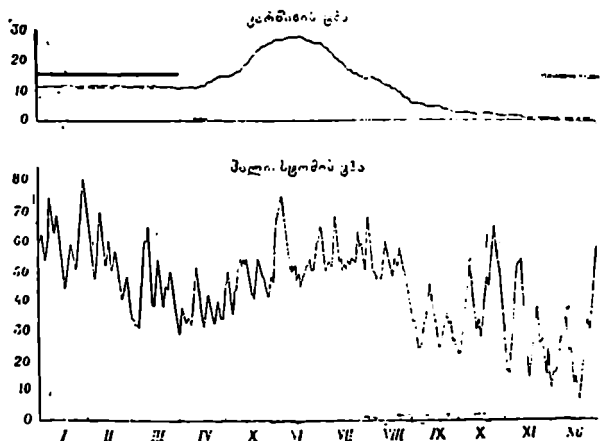
დონეთა სეზონური რყევადობა ყოველწლიურად მეორდება და ძირითადად დამოკიდებულია თანაფარდობაზე წყლის შემოსავალსა და გასავალს შორის.

წლიურ დონეთა რყევადობის ამპლიტუდა სხვადასხვა ტბებში სხვადასხვაგვარია და დამოკიდებულია მთელ რიგ ფაქტორებზე, როგორცაა: კლიმატური პირობები, საზრდოობის ხასიათი, წყალშემკრები აუზისა და ტბის სარკის ფართობის სიდიდე, ტბის კალაპოტის გეოლოგიური პირობები და სხვ.

წყლის დონეთა ხანმოკლე რყევადობას ძირითადად იწვევს ქარების მოქმედება და სეიშები. ტბებში დონეთა რყევადობის ამპლიტუდა საკმაოდ დიდი მასშტაბით იცვლება — რამდენიმე სანტიმეტრიდან 2—4 და მეტ მეტრამდე. დონეთა დიდი რყევადობით გამოირჩევა ისეთი ტბები, რომლებიც დროებით წყლით ივსება და მშრალ პერიოდში შრება. ტბების დონეთა რყევადობა მდინარეთა დონეების რყევადობისაგან განსხვავდება დონეთა მოგლუვებული მსვლელობით, რაც გამოწვეულია ტბის ქვაბულში წყლის დაგროვებით.

ერთსა და იმავე კლიმატურ ზონაში დონეთა რყევის ამპლიტუდა და მისი მომატება-დაკლება შეიძლება სხვადასხვა იყოს. არქტიკული და სუბარქტიკული ზონის ტბებში, სადაც აორთქლება მცირეა და ტბების წყლის ბალანსი ძირითადად არ იცვლება, დონეთა რყევადობა განისაზღვრება მისული ატმოსფერული ნალექების რეჟიმით, ზედაპირული ჩამონადენით და, განსაკუთრებით, თოვლის წყლებით. მაგალითად, ტაიმირის ტბაში, რომელიც მდებარეობს უკიდურეს ჩრდილოეთში, მკვეთრად არის გამოსახული წლის განმავლობაში ერთი მაქსიმუმი და ერთი მინიმუმი. ანალოგიური დონეები ახასიათებს ტბა უმბოზეროს (კოლის ნახევარკუნძულზე) და კარწახის ტბას საქართველოში, რომელიც ზღვის დონიდან დაახლოებით 2000 მეტრის სიმაღლეზე მდებარეობს. გან-

სხვაგვება მხოლოდ ის არის, რომ ტაიმირის ტბაში წყალდიდობა ივნისის ბოლო რიცხვებიდან იწყება, დონეთა დაცემა იქ ჯერ სწრაფად ხდება, შემდეგ თანდათან კლებულობს თებერვლის თვემდე. ხოლო კარწახის ტბაში კი დონეთა



ნახ. 71. კარწახისა და პალიასტომის ტბების ყოველდღიურ დონეთა რყევის გრაფიკები.

მატება აპრილის შუა რიცხვებიდან იწყება, მაქსიმუმს ივნისის თვეში აღწევს. კლება კი ივლისის თვეში იწყება და სექტემბრის თვემდე გრძელდება (ნახ. 71). განსხვავება დონეთა მატებისა და კლების თარიღებში აღნიშნულ ტბებს შორის გამოწვეულია სხვადასხვა გეოგრაფიულ განედებში მდებარეობით.

ქარბტენიანი, ზომიერად კონტინენტური კლიმატური ზონის ტბებში. სადაც ქარბობს თოვლის წყლებით საზრდობა და იმავე დროს გაზრდილია აორთქლება ზაფხულის თვეებში. კარგად არის გამოსახული ზაფხულ-შემოდგომის მინიმუმი, დონეთა მაქსიმუმი კი აპრილის თვეშია, როდესაც ინტენსიურად მიმდინარეობს თოვლის დნობა. მაღალი დონეები გრძელდება მხოლოდ რამდენიმე დღე. ასეთ ტბებს მიეკუთვნება სსრ კავშირის ევროპული ნაწილის ჩრდილო-დასავლეთისა და შუა ზოლის მრავალრიცხოვანი ტბები.

მშრალი კლიმატის პირობებში, როდესაც წყლის ბალანსში ქარბობს აორთქლება და ტბების მასაზრდობელი მხოლოდ თოვლის წყლებია. მკვეთრად არის გამოსახული ნაადრევი გაზაფხული, ხოლო სეზონური დონეების მატება და სწრაფი დაცემა ზაფხულის პირველ ნახევარში გადიდებულია აორთქლების შედეგად. მაგალითად, ჩრდილო-უზახეთში, ჩელკარ-თენგიზის რაიონის ტბებში, ტბის დონეები გაზაფხულზე 3—4 მ მატულობს, 15—20 დღის შემდეგ მკვეთრად ეცემა, ხოლო შუა ზაფხულში კი სრულიად შრება.

ზომიერი კლიმატის განედების ტბებს, რომელთა წყალშემკრები აუზები იზიან მხარეებშია, მაქსიმალური დონეები ზაფხულის ან შემოდგომის სეზონებში აქვს. მათი დონეების მატებას ჯერ სეზონური თოვლის დნობა და შემდეგ

ცივიარების დნობა იწვევს. ასეთი ტბებია არალის, სევანის, ბაიკალის, ენევის; სვანეთში — მკაშის ტბა, სამეგრელოში — ვარჩხალო-დუდი და სხვ.

წყლის ზედაპირიდან აორთქლებას დიდი მნიშვნელობა აქვს ბალხაშის, არალის, ისიკ-ყულის დონეთა რეჟიმისათვის. ბალხაშის ტბაში დონეთა მატება იწვევს ზამთარში. ყინულით დაფარვის მომენტიდან. როდესაც აორთქლება მიზიმა, აღწევს და მისი-ივნისამდე გრძელდება. შემდეგ, მიუხედავად იმისა, რომ ტბებში მდინარეული წყლები შემოდის, დიდი აორთქლების შედეგად დონეები კლებულობს. მუსონური კლიმატის მხარეებში გაძლიერებული წვიმის წყლებით საზრდოობის შედეგად ტბებში დონეები მაქსიმუმს აღწევს ზაფხულსა და შემოდგომაზე. ამ პერიოდში ტბებში შემოსული წვიმის წყალი დიდად ქაზობს აორთქლებას და ფილტრაციაზე დახარჯული წყლების რაოდენობას.

სუბტროპიკული ზონის ტბებში (შავი ზღვის სანაპიროზე), სადაც მთელი წლის განმავლობაში ატმოსფერული ნალექები ძირითადად წვიმის სახით მოდის, დონეთა რყევადობას განაპირობებს მოსული ატმოსფერული ნალექების წლიური რეჟიმი. მაქსიმალური დონეები თითქმის ყველა სეზონში გვხვდება. ყველაზე უფრო მცირე დონეებით ხასიათდება აპრილის თვე და დეკემბერი, დონეთა მაქსიმუმი კი ემთხვევა ატმოსფერული ნალექების თვიურ და დღელამურ მაქსიმუმს (ნახ. 71. პალისტომის ტბა).

საერთოდ კლიმატურ პირობებთან და წყალცვლის ხასიათთან ერთად დონეთა რყევის ამპლიტუდაზე გავლენას ახდენს ტბების მორფომეტრია და აგრეთვე წყალშემკრები აუზისა და ტბის საარკის ფართობების შეფარდება:

$$x = \frac{F_{\text{წყალშემკრები აუზის ფართობი}}}{F_{\text{ტბის წყლის ხარკის ფართობი}}}$$

მათი გადიდებისას შეიმჩნევა საშუალო წლიური დონეების ამპლიტუდის გადიდება.

ტბების დონეთა მრავალწლიური პერიოდული რყევადობა დამოკიდებულია უცნაულეკიანი პერიოდის ხანგრძლიობასა და მცირენალექიან მრავალწლიურ პერიოდზე. უცნაულეკიან პერიოდში ტბებს დონეები მაღალი აქვს. მცირენალექიან პერიოდში კი, პირიქით, დონეები დაბალია.

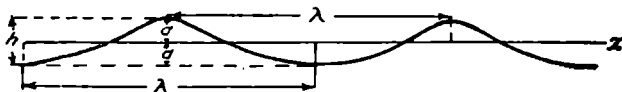
ტბების დონეთა რყევადობას განაპირობებს ასევე ტბის ქვაბულის გეოლოგიური პირობები (ტბის ქვაბულის ამოხევება ან დაწევა როგორც მთელი ტბის ფსკერზე, ისე მის ცალკეულ ნაწილებში).

§ 116. ლელვა ტაბაში

ტბებში ლელვას ძირითადად ქარი იწვევს. ტბებსა და წყალსაცავებში ქარით გამოწვეული ლელვა წყლის ზედაპირისა და სიღრმის სიმციროს გამო შეზღუდულია. ამასთან დაკავშირებით ტბებისა და წყალსაცავების ლელვა თავისი სიძლიერითა და ფორმით ზღვებისა და ოკეანეების ლელვისაგან განსხვავდება. ტბებში წყლის სიმციროს გამო ქარის მიერ გამოწვეული ლელვა სწრაფად ვითარდება და ქარის შეწყვეტასთან ერთად სწრაფადვე ქრება. ტბებსა და წყალსაცავებში წყლის ტალღების სიდიდე გაცილებით მცირეა ოკეანეებისა და ზღვების ტალღებთან შედარებით. ტალღების სიდიდე დამოკიდებულია ქარის სიჩქარესა და მიმართულებასზე.

ტბებისა და წყალსაცავების ღელვის შესწავლას ძალიან დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს, რადგან ღელვის დროს წარმოქმნილი ტალღები სანაპირო ზოლს ანგრევენ და გემებისათვის ცუდ მისადგომს ხდის, სანაპირო ზოლში აზიანებს ჰიდროტექნიკურ ნაგებობებს, ხელს უშლის ამ ნაგებობათა მშენებლობას და აფერხებს თევზჭერასა და ნაოსნობას.

ტალღის ელემენტები. წყლის ტალღა რამდენიმე ელემენტისაგან შედგება. თუ ტალღას ვერტიკალური სიბრტყით გავეყოფთ, რომელიც ტალღის



ნახ. 72. ტალღის ელემენტები.

მოდკობის მიმართულებას ემთხვევა, მივიღებთ ტალღის პროფილსა და ფორმას. ტალღის ფორმას ოთხი ძირითადი ელემენტი ახასიათებს: ტალღის სიგრძე, სიმაღლე, პერიოდი და სიჩქარე.

ჰორიზონტული მიმართულებით ორი მეზობელი ტალღის შესატყვის წერტილებს შორის მანძილს (თხემებს ან ფსკერებს შორის) ტალღის სიგრძე (λ) ეწოდება; ტალღის თხემსა და ფსკერს შორის მანძილი ტალღის სიმაღლეა (h): ტალღის ნახევარ სიმაღლეს ტალღის ამპლიტუდა ეწოდება.

თავისი ორბიტის გარშემო წყლის ნაწილაკის ერთჯერ შემობრუნების დროს ანდა იმ დროს, რომელიც ტალღას სჭირდება მისი სიგრძის ტოლი მანძილის გავლისათვის, ტალღის პერიოდი (t) ეწოდება.

ტალღის თხემის ან ფსკერის მიერ დროის ერთეულში გავლილ მანძილს ტალღის სიჩქარე (v) ეწოდება.

ტალღის სიმაღლის (h) შეფარდებას მისი სიგრძის ნახევართან $\left(h: \frac{\lambda}{2}\right)$

ტალღის ციკაბობა ეწოდება.

ტალღის სიგრძე (λ), პერიოდი (t) და სიჩქარე (v) შემდეგი მარტივი ფორმულებით არის ერთმანეთთან დაკავშირებული:

$$v = \frac{\lambda}{t}; \quad \lambda = v \cdot t; \quad t = \frac{\lambda}{v},$$

ე. ი. საკმარისია ვიცოდეთ ტალღის ორი ელემენტი, რომ გავიგოთ ტალღის მესამე ელემენტი. ზემოაღნიშნული განტოლების საშუალებით ტალღის სიჩქარისა და სიგრძის გაზომვა პრაქტიკულად ადვილია სხვადასხვა იარაღის საშუალებით, ხოლო პერიოდი შემდეგ ადვილად გამოიანგარიშება.

§ 110. ტალღების თაორია

წყლის ღელვა გამოიხატება წყლის ნაწილაკების პირველადი მდგომარეობის დარღვევაში და რყევითი მოძრაობის დაწყებაში. წყლის ნაწილაკების მოძრაობა წარმოებს ერთგვაროვან ორბიტებზე ისე, რომ ნაწილაკები ადგილს არ

იკვლის, გარდა იმ შემთხვევისა, როდესაც მათ ქარი ანიჭებს უმნიშვნელო წინსვლით მოძრაობას. ყველა ნაწილაკის მოძრაობა მათი ორბიტის ზემო ნაწილში ტალღის თხემის მოძრაობის მიმართულებით ხდება. დროის მონაკვეთი, რომელსაც ნაწილაკები ანდომებს თავისი ორბიტის გარშემო მოძრაობას, ტალღის პერიოდის ტოლია.

წყლის ზედაპირზე პირველად წარმოქმნილი ტალღები წესიერი, ანუ ორგანზომილებიანია. მათ ერთნაირი სისტემა, ერთი მიმართულებით გავრცელება. ერთნაირი ფორმა და სიდიდე ახასიათებთ. მათი სიგრძე რამდენიმე სანტიმეტრს უდრის, სიმაღლე კი — რამდენიმე მილიმეტრს. ასეთი წარმოშობის წყლის ქაფები წყლის ზედაპირს მქისეს ხდის. შემდეგში ქარის გაძლიერებასთან ერთად ტალღების სიდიდეც იზრდება. ქარის ქროლის მხრიდან წარმოიქმნება მეორე და მესამე ხარისხის ტალღები, რომლებსაც სხვადასხვა პერიოდი, სხვადასხვა სიჩქარე და სიგრძე ექნება. პირველადი ორგანზომილებიანი წესიერი ტალღები მდგომარეობას კარგავს, იმსხვერვეა ცალკეულ ნაწილებად. წყლის ზედაპირზე ჩნდება კადრაკისებურად განლაგებული წყლის ბორცვები და ღრმულები, ე. ი. წარმოიშობა უწესრიგო სამგანზომილებიანი ტალღები. რომლებსაც აქვს საბოლოოდ დასრულებული სიმაღლე, სიგრძე და პერიოდი.

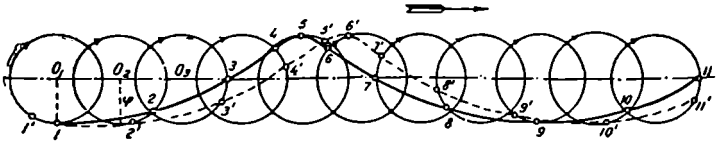
ღელვის ზრდა იმ შემთხვევაში შეწყდება, როდესაც ტალღების გავრცელების სიჩქარე ქარის სიჩქარეს გაუტოლდება. ქარის ჩადგომის შემდეგ ტალღები განმეორებით გადავა უწესრიგო სისტემაში, შემდეგ კი — ლივლივა წესიერი ტალღების ფორმაში.

წესიერი ლივლივა ორგანზომილებიანი ტალღების შემთხვევისათვის არსებობს თეორია, რომელიც ცნობილია ტალღების ტროქოიდული თეორიის სახელწოდებით. ეს თეორია აღგენს ტალღის გარეგან ფორმას და წყლის ნაწილაკების მოძრაობის კანონებს.

ტროქოიდული თეორიის არსი შემდეგში მდგომარეობს: 73-ე ნახაზზე პორიზონტული ხაზი გვიჩვენებს წყლის დონის მდგომარეობას იმ მომენტისათვის, როდესაც წყლის ნაწილაკები სიმიძიმის ძალის მოქმედებით წონასწორობაში იმყოფება. წყლის ნაწილაკები ქარის მოქმედების შედეგად იწყებს წრიულ მოძრაობას თავისი ორბიტის გარშემო ერთნაირი სიჩქარით. უნდა ვიკვლიახმოთ, რომ ნახაზის მარცხენა მხარეზე მოთავსებული წყლის ნაწილაკები მოძრაობას უფრო ადრე დაიწყებს, ვიდრე მის მარჯვნივ მოთავსებული ნაწილაკები. ხოლო თითოეული ნაწილაკის მოძრაობა ჩამორჩება მის მარცხნივ მოთავსებული ნაწილაკის მოძრაობას. ამგვარად, წყლის ყველა ნაწილაკი, რომლებიც ტალღის ზედაპირზეა მოთავსებული, სხვადასხვა ფორმაში უნდა იმყოფებოდეს.

73-ე ნახაზზე წყლის რომელიმე ნაწილაკი აღნიშნით ციფრი 1-ით, რომელიც მოძრაობის საწყის მომენტში იმყოფება თავისი ორბიტის უკიდურეს ქვედა წერტილში. მოძრაობის დაწყების დროს მის მარჯვნივ მოთავსებული ნაწილაკი მას / კუთხით ჩამორჩება და დაიჭერს მე-2 მდგომარეობას. შემდეგი უფრო მარჯვნივ მოთავსებული ნაწილაკი ჩამორჩება მის მეზობელ მეორე ნაწილაკს / კუთხით და დაიკავებს მე-3 მდგომარეობას. ამგვარად, შეიძლება განესაზღვროთ 4, 5, 6, 7 და ა. შ. ნაწილაკების მდგომარეობა. თუ შევერთებთ 1, 2, 3, 4, 5 და ასე შემდეგ წერტილებს მრუდი ხაზით, მივიღებთ ტალღის პროფილს. რომელიმე დროის მონაკვეთის შემდეგ პირველი ნაწილაკი გადაინაცვლებს 1'ადგილზე, დანარჩენი ყველა ნაწილაკი გადაინაცვლებს პირველი ნაწილაკის

თანაბრად თავის ორბიტაზე და დაიკავენ 1', 2', 3', 4', 5' და ა. შ. მდგომარეობებს. თუ ამ წერტილებს შევადრებთ, დავინახავთ, რომ ტალღამ გადაინაცვლა მარჯვნივ, სადაც ტალღის ყველა წერტილი, რომელიც მოთავსებულია ქარის



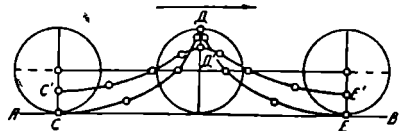
ნახ. 73. წყლის ნაწილაკების მოძრაობა დეღვის დროს და წინსვლითი ტალღების ფორმები.

მიმართულებისაკენ, დაეშვება დაბლა, ხოლო ქარის მიმართულების მოპირდაპირე მხარეზე აიწვევა ზევით. მრუდს, რომელიც გამოსახავს ტალღის ფორმას, ტროქოიდს უწოდებენ.

თუ ორბიტის წრის რადიუსი (R) მოძრაობს AB პორიზონტულ ხაზზე, მაშინ ამ წრის სასურველი წერტილი შემოხაზავს C მრუდს (ნახ. 74). რომელსაც ციკლოიდი ეწოდება (CDE ხაზი).

თითოეული წერტილი, რომელიც მოთავსებულია მოძრავი წრის რადიუსის C' ცენტრიდან r მანძილის

დაშორებით, აღწერს $C'D'E'$ ტროქოიდს. რამდენადაც გადაიდგება ტროქოიდის აღმწერი რადიუსი, იმდენად მოიმატებს ტალღის სიმაღლე და დაუახლოვდება ციკლოიდს, ხოლო რადიუსის შემცირებით ტალღის სიმაღლე მცირდება, უფრო დამრეცი ხდება და სწორ ხაზს უახლოვდება.



ნახ. 74. ტროქოიდის აგება.

ციკლოიდური ტალღის სიგრძე $\lambda = 2\pi R$, ხოლო მისი სიმაღლე $\mu = 2R$. ასეთი ტალღის ციკაბობა $\frac{2}{\pi}$ უდრის. საერთოდ ქარის მიერ წარმოშობილი ტალღები ასეთი ციკაბი ვერ ხდება. ტროქოიდული ტალღის სიგრძე, როგორც ციკლოიდური ტალღის სიგრძე, $2\pi R$ -ს უდრის, მისი სიმაღლე — $2r$ -ს, ციკაბობა კი — $\frac{2r}{2\pi R}$ -ს. მაშასადამე, ტროქოიდული ტალღის ციკაბობა ყოველთვის ნაკლები იქნება ციკლოიდური ტალღის ციკაბობაზე.

ტროქოიდული ტალღის პერიოდი t ტოლია $\frac{2\pi R}{w}$, სადაც w კუთხური სიჩქარეა. ეს თანაფარღობა საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ, რომ ტალღის სიგრძე არ შეიძლება ტალღის სიმაღლეზე სამჯერ მეტი იყოს. სინამდვილეში ყველაზე მაღალი ტალღის (ციკლოიდური ტალღა) სიგრძე, შეფარდებული სიმაღლესთან, ტოლია $\lambda = \frac{2\pi R}{2R} = \pi$, ე. ი. ტალღის სიმაღლე 3,14-ჯერ ნაკლებია სიგრძეზე.

როგორც აღნიშნული იყო, ქარის სიჩქარის შემცირებასთან ერთად ტბებში ღელვა დაცხრომას იწყებს და ტალღები ღივლივთ ტალღის ფორმას ღებულობს, რომელიც ქარის შეწყვეტის შემდეგ თანდათანობით ქრება და ტბის ზედაპირიც წყნარდება.

სიღრმეში ტალღის დაცხრომა უფრო სხვა წესით ხდება. ქარის მოქმედების შედეგად წყლის ზედაპირული ნაწილაკების მოძრაობა სიღრმეში გადაეცემა და ღელვა სიღრმეში ვრცელდება. წყლის ყველა ნაწილაკი ღელვის დროს. ზედაპირიდან დაწყებული, წყლის რომელიმე სიღრმემდე მოძრაობს ვერტიკალური წრეებით ერთი და იმავე მიმართულებით. მათი ორბიტები და ტალღის სიმაღლე სიღრმისაკენ მცირდება, ხოლო ტალღის სიგრძე და პერიოდი იგივე რჩება, რაც ზედაპირული ტალღების დროს იყო. ტალღის თხემი და ფსკერი წყლის სხვადასხვა სიღრმის ფენაშია ზედაპირული ტალღების ქვევით. ხოლო ტალღების ციკლობა სიღრმეში თანდათანობით მცირდება.

ტროქოიდული თეორიის თანახმად, სიღრმეში ტალღის სიმაღლე 500-ჯერ ნაკლები იქნება ტალღის სიგრძეზე. პრაქტიკულად შეიძლება ჩავთვალოთ, რომ ტალღის სიგრძის სიღრმეზე ღელვა უკვე წყდება. რამდენადაც მცირეა ტალღის სიგრძე, იმდენად ახლოს იქნება ღელვის შეწყვეტის საზღვარი სიღრმეში წყლის ზედაპირიდან.

ტალღების დეფორმაცია ნაპირებთან და მცირეწყლიან ადგილებში ხდება მათი სიჩქარის შემცირებით. რომელიც გამოწვეულია ფსკერზე წყლის ხახუნის გაზრდით. ამ დროს ტალღები ნაპირის პარალელურად ბრუნდება. ნაწილაკების ორბიტული გზების ქვემო ნაწილებში მოძრაობისათვის შექმნილი წინააღმდეგობის გამო წარმოიქმნება სხვაობა ორბიტების ზედა და ქვედა ნაწილების სიჩქარეებს შორის; ეს სხვაობა მით უფრო დიდი იქნება, რამდენადაც მცირეა სიღრმეები. ტალღის ქვედა ნაწილის ფსკერთან ხახუნით შეკავების გამო, ტალღის ზედა ნაწილი იზრდება, წვეტიანი ხდება და წარმოიშობა თხემი. რომელიც წინ თანდათანობით იხრება, ბოლოს გადაყირავდება და ქაფად იქცევა. ამ მოვლენას ზვირთცემას უწოდებენ. ტალღის პერიოდი ზვირთცემის დროს უცვლელი რჩება.

ტალღა ვერტიკალურ ან 45°-ით დახრილ სანაპირო ზოლში ახდენს დარტყმასა და ტალღის არეკვლას. მცირედ დახრილ სანაპიროებთან კი ტალღის არეკვლა მხოლოდ ნაწილობრივ ხდება.

ტალღის დარტყმის ძალა ან წნევა (P) ვერტიკალური კედლის ერთეულ ზედაპირზე განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით: ¹

$$P = 1,7 \gamma \frac{v^3}{2g}$$

სადაც v ნაწილაკის ორბიტული სიჩქარეა, რომელიც განისაზღვრება ფორმულით:

$$v = \frac{h}{2} \sqrt{2\pi \frac{g}{L} \operatorname{ctg} 2\pi \frac{H}{L}}$$

γ არის სითხის ხვედრითი წონა, g — სიმძიმის ძალის აჩქარება.

¹ Б. Б. Богословский, Озероведение, Москва, 1960; стр. 184—185.

დამსხვრეული ტალღის დარტყმის ძალა კამოიანგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$P = 1,7\gamma \frac{(0,75c + v)^2}{2g}$$

სადაც c ტალღის სიჩქარეა.

როგორც ზემოთ მოტანილი განტოლებებიდან ჩანს. დამსხვრეული ტალღის წნევა ნაპირზე უფრო მეტია, ვიდრე დაუმსხვრეველი ტალღისა.

ნაპირის 45° -ზე ნაკლები დახრილობის დროს ტალღა მიგორავს დასრულ ზედაპირზე, მაგრამ, თუ სიღრმე მცირეა. მაშინ ძლიერ ეჯახება კედელს და იმსხვრევა.

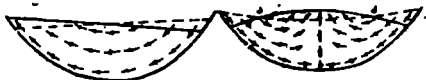
მგორავი ტალღის წნევა დახრილი ნაპირის ერთეულ ფართობზე კამოიანგარიშება ფორმულით:

$$P = 1,7\gamma \frac{v^2}{2g} \cdot \cos \varphi$$

სადაც φ არის კუთხე შემხებასა და ტალღის პროფილს შორის დარტყმის ადგილზე.

§ 121. სეიშები და მათი წარმოშობი მიზეზები

ზოგჯერ ტბებში ხდება წყლის მთელი მასის რყევა, მაგრამ წყლის ზედაპირზე არავითარ ტალღებს არა აქვს ადგილი. წყლის ასეთ მოძრაობას სეიშები უწოდებენ. სეიშის დროს ტბის წყლის ზედაპირზე წარმოიშობა დახრილობა ხან ერთ მხარეზე, ხან მეორეზე. უძრავ ლერძს, რომლის მახლობლადაც ტბის წყლის სარკე ირყევა,



ნახ. 75. ერთკვანძიანი და ორკვანძიანი სეიშები

კვანძს უწოდებენ. კვანძების რიცხვის მიხედვით არჩევენ ერთკვანძიან, ორკვანძიან, სამკვანძიან სეიშებს და ა. შ. სეიშები უფრო მდგრადობით ხასიათდება ღრმაწყლიან წყალსატევებში, ვიდრე მცირეწყლიანში (ნახ. 75).

ერთკვანძიანი სეიშის პერიოდის გამოანგარიშებას აწარმოებენ შემდეგა

მარტივი ფორმულით: $t = \frac{2L}{\sqrt{gH}}$, სადაც t სეიშის პერიოდია, L - ტბის სიგრძე

რყევის მიმართულებით, H - ტბის სიღრმე, g -- სიმძიმის ძალის აჩქარება. ყველაზე უფრო გავრცელებულია ერთკვანძიანი სეიშები. ერთკვანძიანი სეიშები ხშირად მოიცავს ტბის ცალკეულ ყურეებსა და უბეებს. ამ შემთხვევაში სეიშის კვანძი ტბის ღრმა ნაწილსა და უბის საზღვრის გასწვრივ მდებარეობს.

სეიშები წარმოიშობა ტბის ზედაპირის ამა თუ იმ ნაწილში ატმოსფერული წნევის სხვადასხვაობით, ძლიერი ქარების მოქმედებით, ტბის რომელიმე ნაწილში თავსხმა წვიმებით და სხვა მიზეზებით. რომლებიც არღვევს წყლის წონასწორობას მის ზედაპირულ ნაწილში.

ჩვენს ქვეყანაში სეიშები კარგად არის შესწავლილი კასპიის ზღვაში. პაკალის ტბაში, სეიშის ტბასა და სხვაგან. არალის ზღვაში სეიშის მაქსიმალური

ერიოდი 22.7 საათს უდრის, უმცირესი — 8,6 საათს, სიმაღლე კი — დაახლოებით 1 მეტრს. ბაიკალის ტბაში ხშირად გვხვდება სეიშები, რომელთა პერიოდი 1 საათსა და 15 წუთს უდრის, სიმაღლე 5—7 სმ, ხოლო ზოგჯერ 14 სმ-საც აღწევს. ტბებში სეიშების შესწავლა აუცილებელია, რათა ზუსტად იქნეს დადგენილი ტბების დონეთა რყევადობა.

§ 122. წყლის მოდენა და მიდენა

წყლის ზედაპირზე ქარის მოქმედება იწვევს ქარულ დინებას და წყლის რყევით მოძრაობას ქარული ტალღების სახით. ყველა ამ მოვლენას ზოგჯერ მოყვება არაპერიოდულ დონეთა რყევა (დონეების აწევა და დაწევა) ტბების სანაპიროებსა და მდინარეთა შესართავებში. დონეთა ასეთ მომატებას უწოდებენ წყლის მოდენას, ხოლო დონეთა დაცემას — წყლის მიდენას. ქარი, რომელიც წყლის ზედაპირზე ქრის, იტაცებს წყლის ნაწილაკებს და ერეკება მათ თავისი მოძრაობის მიმართულებით. ამ მიმართულებით წყლის დონეების აწევას აქვს ადგილი, ხოლო მოპირდაპირე ნაპირთან კი, პირიქით, წყლის დონეთა დაკლებას ექნება ადგილი. მაშასადამე, წყლის დონეთა მოდენის დროს ნაპირთან დონეები მატულობს, წყლის მიდენის დროს კი კლებულობს.

მცირე ფართობის ტბებში წყლის მოდენა-მიდენით დონეთა რყევადობა უმნიშვნელოა. დიდ ტბებში, როგორცაა არალის, კასპიის, ბაიკალის, ონგისა და სხვ., სადაც წყლის ფართობი ქარების მოქმედებისათვის დიდია, წყლის მოდენა-მიდენის დონეთა რყევადობა რამდენიმე ათეულ სანტიმეტრს აღწევს და ზოგჯერ ერთ მეტრზედაც მეტია. დონეთა რყევადობა დახრილ და ლამიან სანაპიროებთან, ყურეებსა და უბევებში ძლიერდება. მაგალითად, ლადოგის ტბის სამხრეთ მცირეწყლიან ნაწილში მოდენის დონის სიმაღლე ზოგჯერ 2 მეტრს აღემატება, არალის ზღვაში კი 2,1 მ-ზე მეტია. ვინაიდან წყლის მოდენის დროს დონეები სანაპიროებთან მეტია, ვიდრე მიდენისას, ტბის წყლის ზედაპირი დახრილი ხდება. ქარის სიჩქარის მკვეთრი გადიდების პირობებში წყლის მნიშვნელოვანი მოცულობა წყლის მიდენის ზონიდან გადინაცვლებს, რის გამოც წყლის ზედაპირის დახრილობა მატულობს.

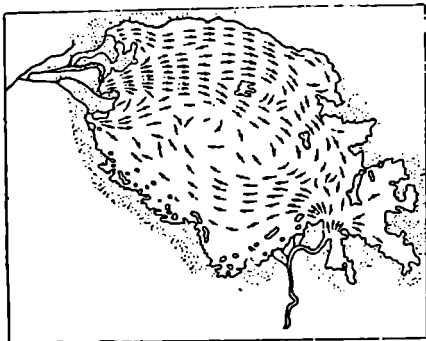
§ 123. დინებაში ტბაში

ტბებში უმთავრესად გავრცელებულია: მდინარეული, ქარული და კომპლექსური დინებები.

1) მდინარეული დინებები. ტბებში წყლის მუდმივი მოძრაობა დინების სახით გამოწვეულია ტბაში მდინარის შეერთებით და ტბიდან მდინარის გასვლით, ე. ი. მდინარეული. ანუ ჩამონადენის დინებები ძირითადად გვხვდება გამდინარე ტბებში. ასეთი დინებების ინტენსიუობა განისაზღვრება ტბის მოცულობისა და შემდინარე და გამომდინარე წყლის ხარჯის თანაფარდობით. თუ გამდინარე ტბის წყლის მოცულობა მცირეა მასში შემდინარე წყლის მოცულობასთან შედარებით, მაშინ ტბაში წარმოიქმნება დინება მდინარის ანალოგიურად, მხოლოდ შესატყვისი შემცირებული სიჩქარეებით. ასეთი გამდინარე ტბები შეიძლება უკიდურეს შემთხვევაში მდინარეების გაგანიერებულ კალაპოტებში შეგვხვდეს.

თუ წყლის მოცულობა ტბაში მეტია გარედან შემოსულ და ტბიდან გასულ წყლის მოცულობაზე. მაშინ მდინარეული დინება ტბაში უმნიშვნელო იქნება

და დინებას ადგილი ექნება მხოლოდ მდინარის შესართავის ან მდინარის გასაღლის ადგილის მახლობლად. ასეთი ტიპის დინება გვხვდება ბაიკალის ტბაში, რომლის წყლის მოცულობა დიდია მასთან შემდინარე მდ. სელენგისა და მდ. ზემო ანგარის, ასევე გამომდინარე მდ. ანგარის წყლების მოცულობასთან შედარებით. ამის გამო მდინარეულ დინებას ბაიკალის ტბაში ადგილი აქვს მხოლოდ სელენგისა და ზემო ანგარის შესართავის, ასევე მდინარე ანგარის გამოსვლის ადგილზე. ანალოგიურ მოვლენას ადგილი აქვს ონეგის ტბაში და სხვ. შემდინარეთა შესართავებთან დინება გაშლილ ტბაში შესვლისთანავე იცვლის თავის პირველად მიმართულებას და შემდეგში თანდათან ქრება. ტბებისა და შემდინარეების წყლების სიმკვრივის თანაფარდობასთან დაკავშირებით დინება წყალსატევის ზედაპირზე ვრცელდება ან მის სიღრმეში იძირება.



ნახ. 76. არალის ზღვაში მუდმივი დინების სქემა (ს. მ. ქლანოვის მიხედვით).

2) ქარული (დ რ ე ი ფ უ ლ ი) დ ი ნ ე ბ ა. ტბებში ქარებით გამოწვეული დინებები დიდი უმდგარლობით ხასიათდება. დინების სიჩქარესა და, განსაკუთრებით, მიმართულებაზე დიდ გავლენას ახდენს ტბის ქვაბულის ფორმა და სიღიღე, ნაპირების კონფიგურაცია, მცირეწყლიანობა და კუნძულები¹.

ქარის მიერ გამოწვეული დინებები ტბებში მკიდროდ არის დაკავშირებული ქარების რეჟიმთან — მათ სიჩქარეებთან, მიმართულებასა და ხანგრძლიობასთან. ზედაპირული დინებები შეიძლება წარმოიქმნას ქარის უმნიშვნელო სიჩქარეების დროსაც. დინებათა სიჩქარეები იზომება სმ/წ. ვ. კ. დავიდოვის გამოკვლევით, ონეგის ტბის პეტროზავოდსკის უბეში დინების სიჩქარე იცვლება ქარის სიჩქარის მიხედვით შემდეგნაირად:

ქარი—მ/წ	1	3	4	4,2
დინება—სმ/წ	3	18	25	28

ქარის მიერ გამოწვეული დინებები ვრცელდება დიდ სიღრმეზე და ზოგიერთ შემთხვევაში ფსკერამდეც კი აღწევს. სანაპიროების მახლობლად დინებები იწვევს წყლის დონის აწევას ან დაწევას, რაც დამოკიდებულია ქარის მიმართულებაზე სანაპიროს მიმართ. ამ შემთხვევაში წარმოიქმნება ტბის წყლის ზედაპირის დახრილობა, რაც იწვევს ტბის ზოგიერთ ნაწილში ჰიდროსტატიკური წნევის გრადიენტის ცვლას; ამის გამო წარმოიქმნება სიღრმითი კო მ პ ე ს ა ც ი უ რ ი დ ი ნ ე ბ ა, რომელიც ხელს უწყობს ტბაში წყლის წონასწორობის შენარჩუნებას. ამასთან ზედაპირული ქარული დინების სიჩქარე მცირდება. დიდ ტბებ-

¹ Б. Д. Заико в, Очерки по озсроведению, Ленинград, 1955, გვ. 55.

ში, ნაპირების სწორხაზოვან უბნებზე. კომპესაციური დინება მიემართება სანაპიროების გასწვრივ. პატარა ტბებსა და უბეებში კი იგი ქარის მიმართულების საწინააღმდეგოდ მიემართება.

ზოგიერთ შემთხვევაში. უმავერესად დიდ ტბებში, მდინარეთა წყლების შეერთებით გამოწვეული დინებები ერთ-ერთი არსებითი ფაქტორია მუდმივი წრიული დინების წარმოქმნისათვის. ამის ილუსტრაციას წარმოადგენს ს. მ. ჟდანოვის მიერ შედგენილი სქემა (ნახ. 76) არალის ზღვის მუდმივ დინებაზე, რომლის მიხედვით დინება მიდის მდ. ამუ-დარიის შესართავიდან დასავლეთ სანაპიროს გასწვრივ ჩრდილოეთისაკენ და მდ. სირ-დარიის შესართავიდან ზღვის აღმოსავლეთ სანაპიროს გასწვრივ სამხრეთისაკენ.

ეს დინება ზღვის დასავლეთ ნაწილში მოიცავს ზედაპირიდან წყლის ფენის 20 მეტრს, ხოლო ამ ფენის ქვევით. სიღრმეში, განვითარებულია კომპესაციური ხასიათის საწინააღმდეგო დინება. გარდა ზემოაღნიშნულისა. დინებები, რომლებიც წარმოიშობა ტბებში სხვადასხვა ადგილებზე მარილიანობის, ტემპერატურისა და აორთქლების სხვადასხვაობის შედეგად. ძალზე უმნიშვნელოა.

§ 124. ტბების თარიღი

ტბებში წყალი ამა თუ იმ რაოდენობით ყოველთვის შეიცავს სითბოს. რომლის სიდიდეც სითბოს ბალანსის შემადგენელთა თანაფარდობაზეა დამოკიდებული. ტბებში სითბოს როგორც შემოსავალი, ისე გასავალი პირველ რიგში ტბის ზედაპირიდან წარმოებს. წყლის მასაში სითბოს განაწილება დაკავშირებულია წყლის მოძრაობასთან. რომელზედაც, თავის მხრივ, არსებით გავლენას ახდენს ქვაბულის აგებულება. ტბების თერმულ მდგომარეობას განაპირობებს, ერთი მხრივ. მათი გეოგრაფიული მდგომარეობა და მასთან დაკავშირებული კლიმატური პირობები, მეორე მხრივ, წყლის მასების დინამიკური პროცესები, რომელთაც განაპირობებს მეტეოროლოგიური ფაქტორები. მდინარეული ჩამონადენი, ასევე ქვაბულის ფორმა და სიდიდე.

ტბებში სითბოს შემოსავლის ძირითად წყაროს წარმოადგენს მზის რადიაცია (პირდაპირი და გაფანტული); დანარჩენი სითბო წყაროები, როგორცაა მაგალითად, ბიოქიმიური პროცესების დროს გამოყოფილი სითბო, ქვაბულის ფსკერიდან მიღებული სითბო, ტბის სანაპიროებიდან არეკვლილი სითბო და ა. შ., ძალზე უმნიშვნელოა და ტბის წყლის გათბობის გაანგარიშების დროს უურაღდება არ ექცევა.

§ 125. ტბაში სითბოს უაქროსაველინა და გასავლის ბალანსი

ტბებში სითბოს დაგროვება და დახარჯვა რომელიმე T პერიოდისათვის შეიძლება გამოისახოს სითბოს შემოსავლისა და გასავლის ბალანსის განტოლებით:

$$Q_{\text{კ}} + Q_{\text{გ. ბ.}} - Q_{\text{ფ. აკვ.}} - Q_{\text{აორ.}} \pm Q_{\text{ბაქ.}} \pm Q_{\text{ფს.}} + Q_{\text{მ. ა.}} - Q_{\text{მ. ბ.}} + Q_{\text{კონ.}} + Q_{\text{ფ.}} + Q_{\text{ფ.}} \pm Q_{\text{მ. ბ.}} + Q_{\text{მ. ბ.}} = \Delta Q,$$

სადაც $Q_{\text{კ}}$ არის წყლის მიერ შთანთქმით მიღებული სითბო მზის ჯამური რადიაციით. $Q_{\text{გ. ბ.}}$ - წყლის მიერ შთანთქმით მიღებული სითბო ატმოსფეროდან გამოსხივებით. $Q_{\text{ფ. აკვ.}}$ - წყლიდან არეკვლილი სითბო, $Q_{\text{აორ.}}$ - აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობა, $\pm Q_{\text{ბაქ.}}$ - ტურბულენტური სითბოს ცვლა

ატმოსფეროსთან. \pm $Q_{\text{ფ}}$. — სითბოცვლა კალაპოტის ცსკერთან. $Q_{\text{ფ. 2}}$. შემდინარე წყლებით შემოტანილი სითბო. $Q_{\text{ფ. 3}}$. გამდინარე წყლებით გატანილი სითბო. $Q_{\text{ფ. 4}}$. — წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი სითბო. $Q_{\text{ფ. 5}}$. — წვიმის წყლიდან შემოსული ან სითბოს დანაკარგი მოსულ თივლის გადნობაზე. $Q_{\text{ფ. 6}}$. — ყინულწარმოქმნის დროს გამოყოფილი. ანუ დნობაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობა. $Q_{\text{ფ. 7}}$. — ბიოლოგიური და ბიოქიმიური პროცესების დროს გამოყოფილი ან დახარჯული სითბო. $Q_{\text{ფ. 8}}$. სითბოს შემოსავალი მექანიკური ენერჯიის სითბურ ენერჯიამ გადასვლით დროს და ΔQ ტბებში სითბოს მარაგის ცვალებადობა გამოკვლევის დროს.

სითბოს ბალანსში $Q_{\text{გ. 1}}$, $Q_{\text{გ. 2}}$, $Q_{\text{გ. 3}}$, $Q_{\text{გ. 4}}$, $Q_{\text{გ. 5}}$, $Q_{\text{გ. 6}}$, $Q_{\text{გ. 7}}$, $Q_{\text{გ. 8}}$, $Q_{\text{გ. 9}}$, $Q_{\text{გ. 10}}$, $Q_{\text{გ. 11}}$, $Q_{\text{გ. 12}}$, $Q_{\text{გ. 13}}$, $Q_{\text{გ. 14}}$, $Q_{\text{გ. 15}}$, $Q_{\text{გ. 16}}$, $Q_{\text{გ. 17}}$, $Q_{\text{გ. 18}}$, $Q_{\text{გ. 19}}$, $Q_{\text{გ. 20}}$, $Q_{\text{გ. 21}}$, $Q_{\text{გ. 22}}$, $Q_{\text{გ. 23}}$, $Q_{\text{გ. 24}}$, $Q_{\text{გ. 25}}$, $Q_{\text{გ. 26}}$, $Q_{\text{გ. 27}}$, $Q_{\text{გ. 28}}$, $Q_{\text{გ. 29}}$, $Q_{\text{გ. 30}}$, $Q_{\text{გ. 31}}$, $Q_{\text{გ. 32}}$, $Q_{\text{გ. 33}}$, $Q_{\text{გ. 34}}$, $Q_{\text{გ. 35}}$, $Q_{\text{გ. 36}}$, $Q_{\text{გ. 37}}$, $Q_{\text{გ. 38}}$, $Q_{\text{გ. 39}}$, $Q_{\text{გ. 40}}$, $Q_{\text{გ. 41}}$, $Q_{\text{გ. 42}}$, $Q_{\text{გ. 43}}$, $Q_{\text{გ. 44}}$, $Q_{\text{გ. 45}}$, $Q_{\text{გ. 46}}$, $Q_{\text{გ. 47}}$, $Q_{\text{გ. 48}}$, $Q_{\text{გ. 49}}$, $Q_{\text{გ. 50}}$, $Q_{\text{გ. 51}}$, $Q_{\text{გ. 52}}$, $Q_{\text{გ. 53}}$, $Q_{\text{გ. 54}}$, $Q_{\text{გ. 55}}$, $Q_{\text{გ. 56}}$, $Q_{\text{გ. 57}}$, $Q_{\text{გ. 58}}$, $Q_{\text{გ. 59}}$, $Q_{\text{გ. 60}}$, $Q_{\text{გ. 61}}$, $Q_{\text{გ. 62}}$, $Q_{\text{გ. 63}}$, $Q_{\text{გ. 64}}$, $Q_{\text{გ. 65}}$, $Q_{\text{გ. 66}}$, $Q_{\text{გ. 67}}$, $Q_{\text{გ. 68}}$, $Q_{\text{გ. 69}}$, $Q_{\text{გ. 70}}$, $Q_{\text{გ. 71}}$, $Q_{\text{გ. 72}}$, $Q_{\text{გ. 73}}$, $Q_{\text{გ. 74}}$, $Q_{\text{გ. 75}}$, $Q_{\text{გ. 76}}$, $Q_{\text{გ. 77}}$, $Q_{\text{გ. 78}}$, $Q_{\text{გ. 79}}$, $Q_{\text{გ. 80}}$, $Q_{\text{გ. 81}}$, $Q_{\text{გ. 82}}$, $Q_{\text{გ. 83}}$, $Q_{\text{გ. 84}}$, $Q_{\text{გ. 85}}$, $Q_{\text{გ. 86}}$, $Q_{\text{გ. 87}}$, $Q_{\text{გ. 88}}$, $Q_{\text{გ. 89}}$, $Q_{\text{გ. 90}}$, $Q_{\text{გ. 91}}$, $Q_{\text{გ. 92}}$, $Q_{\text{გ. 93}}$, $Q_{\text{გ. 94}}$, $Q_{\text{გ. 95}}$, $Q_{\text{გ. 96}}$, $Q_{\text{გ. 97}}$, $Q_{\text{გ. 98}}$, $Q_{\text{გ. 99}}$, $Q_{\text{გ. 100}}$.

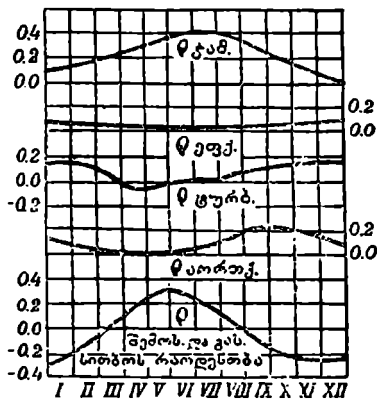
განტოლებაში ცალკეული წვერების ხვედრითი წონა სხვადასხვა ოდენობით არის წარმოდგენილი. ზოგიერთი მათგანის მნიშვნელობა იმდენად მცირეა, რომ მათ შეტანას განტოლებაში შეიძლება მოვერიდოთ. მაგალითად, ასეთი წვერებია $Q_{\text{ფ. 8}}$, $Q_{\text{ფ. 9}}$, $Q_{\text{ფ. 10}}$. ღრმა ტბების სითბოს ბალანსის განტოლებაში შეიძლება არ შევიტანოთ თავისი სიმცირის გამო $Q_{\text{ფ. 11}}$, ხოლო მცირეწყლიან ტბებში (20 მ სიღრმემდე) განტოლებაში შეიძლება შევიტანოთ $Q_{\text{ფ. 12}}$ და $Q_{\text{ფ. 13}}$. განსაკუთრებით ყინულსაფრის არსებობის დროს, რომელიც განსაზღვრავს სითბოცვლას წყლის მასასა და ფსკერს შორის. მთელი წლის პერიოდიაათვის ფსკერზე სითბოს გადაცემა ნაზღაურდება ფსკერიდან წყალზე სითბოს კადმოცემით, ხოლო ყინულწარმოქმნის დროს გამოყოფილი სითბო იხარჯება ყინულის დნობაზე. ამიტომ წლის პერიოდისათვის ($\Delta t = 1$ წლ.) გამოსაანგარიშებელ სითბოს ბალანსიდან $Q_{\text{ფ. 14}}$ და $Q_{\text{ფ. 15}}$ გამოითიშება. ამგვარად, სითბოს ბალანსში ძირითადი როლი ყინულოვან თავისუფალ ტბებში მიეკუთვნება $Q_{\text{ფ. 16}}$, $Q_{\text{ფ. 17}}$ და $Q_{\text{ფ. 18}}$ -ს, რომლებიც ახასიათებს სითბოცვლას ტბის წყლის მასასა და მიმდინარე ატმოსფეროს შორის. ტბებზე ყინულსაფრის არსებობის დროს, გარდა ზემოაღნიშნული წყლის სითბური ბალანსის წვერებისა, მნიშვნელოვან როლს ასრულებს $Q_{\text{ფ. 19}}$ წვერი, ხოლო მცირეწყლიან ტბებში — $Q_{\text{ფ. 20}}$; რომელიც განსაზღვრავს სითბოცვლას ტბის წყლის მასასა და კალაპოტის ფსკერს შორის.

ზემოთ აღნიშნული განტოლების ყველა წვერი გამოსახული უნდა იქნეს ერთნაირი სითბოს ერთეულებში: სითბოს რაოდენობით (კალ. კ/კალ; ტ/კალ) ან სითბოს დინებით, რომელიც მიეკუთვნება ფართობის ერთეულს (კალ/სმ² დღე-ღამის, კალ/სმ² წელიწადის, ტ. კალ/მ² დღე-ღამის). ასეთი გამოსახვის ხერხი საშუალებას გვაძლევს ავერიდოთ დიდი რიცხვების მოხმარებას, რომ მივიღოთ სრული შედარება სხვადასხვა წყალსაცავების მონაცემების დასახასიათებლად. სითბოს შემოსავლისა და გასავლის ბალანსის წვერების ვაანგარიშება წარმოებს დაკვირვების ან ემპირიული ფორმულების საშუალებით.

სითბოს ბალანსის ცალკეული წვერების როლი თვალსაჩინოდ ჩანს 24-ე ცხრილიდან.

სითბოს ბალანსის ვაანგარიშების დროს ზემოდასახელებულ წყალსატევებში სითბოს მნიშვნელობა, შემდინარეებით და ატმოსფერული ნალექების მიერ შემოტანილი და გამდინარეებით გატანილი (არალის ზღვისათვის უკანასკნელი 0-ის ტოლია) იმდენად მცირე აღმოჩნდა, რომ განტოლებაში არ შესულა. ასე, მაგალითად, სევანის ტბაში შემდინარეების მიერ შემოსული სითბოს რაოდენო-

ბა შეადგენდა მხოლოდ 0,3 კ. კალ/სმ², წვიმებით შემოტანილი სითბო — 0,6 კ. კალ/სმ², თოვლის დნობაზე დახარჯული სითბო — 0,3 კ. კალ/სმ² წელიწადში. არალის ზღვაში შემდინარეებით შემოტანილი სითბო შედარებით მტკია:



ნახ. 77. სევანის ტბის სითბოს ბალანსის წლიური მსვლელობა (ბ. დ. ზაიკოვის მიხედვით).

ვებული მსვლელობა აქვს: მაქსიმუმი — ივნისში და მინიმუმი — დეკემბერში. ევექტური გამოსხივება (Q_{ფეჟ.}) ძალიან მცირე საზღვრებში ირყევა — 0,07-დან 0,09 კალ/სმ² წუთში. ტურბულენტურ სითბოცვლას ატმოსფეროსთან (Q_{ცურბ.})

1,4 კ. კალ/სმ² წელიწადში; ანალოგიური რიცხვებია მიღებული კასპიის ზღვაშიც.

24-ე ცხრილიდან ჩანს, რომ განხილულ წყალსატევებში სითბოს დანახარჯის მაქსიმუმი აორთქლებაზე მოდის (40—65%), დანარჩენი — ევექტურ გამოსხივებაზე (25—35%), ატმოსფეროსთან ტურბულენტური სითბოს გაცვლაზე (6—26%); სითბოს ყველაზე მცირე რაოდენობა იხარჯება ფსკერთან სითბოს გაცვლაზე (0—4%). წყლის ბალანსის ელემენტების წლიური მსვლელობა გამოსახულია 77-ე ნახაზზე.

გრაფიკიდან ჩანს, რომ წყლის ზედაპირის მიერ შთანთქმულ სითბურ რადიაციას (Q_{გამ.}) მოგლუვებული სითბოს (Q_{შემოს.ლ.გას.}) უდრის. ცხრილი 24

საშუალო მრავალწლიური პერიოდის სითბოს ბალანსი (ბ. დ. ზაიკოვის მიხედვით)

სითბოს ბალანსის ელემენტები	სევანის ტბა		არალის ზღვა		კასპიის ზღვა	
	ე. კ. დაეიდოვის მონაცემებით		ბ. დ. ზაიკოვის მონაცემებით		ი. ა. ბენაშვილის მონაცემებით	
	კ. კალ/სმ ² წელიწად.	%	კ. კალ/სმ ² წელიწად.	%	კ. კალ/სმ ² წელიწად.	%
შეშოსავეალი						
წყლის მიერ შთანთქმული სითბოს რაოდენობა	120,9	100	115,1	100	95,3	100
გასავეალი						
ევექტური გამოსხივება	42,0	34,7	40,9	35,5	27,3	28,6
ატმოსფეროსთან ტურბულენტური სითბოცვლა	31,5	26,0	18,4	16,0	6,2	6,5
აორთქლებაზე დახარჯული სითბო	47,4	39,3	55,8	48,5	61,8	64,9

კარგად გამოსახული წლიური მსვლელობა აქვს. ყველა თვეში, გარდა აპრილისა და მაისისა, წყლის ზედაპირული ტემპერატურა ჰაერის ტემპერატურაზე მაღა-

ლია და წყალი ამ დროს სითბოს აძლევს ატმოსფეროს. აპრილსა და მაისში, როდესაც წყლის ტემპერატურა ჰაერის ტემპერატურაზე დაბალია, წყლის ზედაპირი სითბოს ატმოსფეროდან ღებულობს. სითბოს დახარჯვის მაქსიმუმი აორთქლებასზე (ჰაორ.) შემოდგომის თვეებს ემთხვევა, ხოლო მინიმუმი—გაზაფხულს. მარტიდან აგვისტოს ბოლომდე ტბაში გროვდება სითბო (ΔQ), ხოლო, სექტემბრიდან თებერვლის ბოლომდე იგი იხარჯება.

§ 126. ტბაში სითბოს შემოსავლისა და გასავლის დღეღამური და წლიური მსვლელობა

წყლის ტემპერატურის დღეღამურ და წლიურ მსვლელობას განაპირობებს დღე-ღამეში საათებისა და წლის განმავლობაში დღე-ღამეთა სხვადასხვაობა. დღისა და წლის პირველ ნახევარში, როდესაც სითბოს შემოსავალი აღემატება გასავალს, ადგილი აქვს წყლის ზედაპირის გათბობას, ხოლო დღე-ღამისა და წლის მეორე ნახევარში, როცა სითბოს გასავალი ჰარბობს შემოსავალს, ვაცივებას. გათბობის მაქსიმუმი და ვაცივების მინიმუმი დგება იმ მომენტში. როცა სითბოს შემოსავალი და გასავალი გათანაბრებული იქნება. წყლის ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის დღეღამური და წლიური სითბოცვლის მსვლელობის შედეგად წყლის ზედაპირზე გამთბარი წყლის ფენა წარმოიქმნება. რომელიც წყლის აღრევის პროცესებით ვრცელდება რომელიმე სიღრმემდე.

დღეღამური და წლიური ტემპერატურის ცვალებადობა მკაფიოდ ვლინდება ტბის წყლის ზედაპირულ ფენებში, ხოლო სიღრმეში თანდათანობით ქრება. ამიტომ ტემპერატურის გადანაცვლება სიღრმეში ხდება ფაზების მიხედვით, ე. ი. ტბის სიღრმეში ტემპერატურის მაქსიმუმი და მინიმუმი უფრო გვიან დგება. ე. ი. წყლის ზედაპირულ ფენებში. ტემპერატურის გადანაცვლების დაგვიანება მით უფრო მეტია, რაც მეტია ტბის სიღრმე. ეს მოვლენები უფრო კარგად არის გამოხატული ტბის სანაპირო ზოლში და მცირეწყლიან ადგილებში, სადაც წყლის გათბობა და ვაცივება უფრო ჩქარა მიმდინარეობს, ვიდრე ღრმა ადგილებში. ეს იმით აიხსნება, რომ სითბო, რომელსაც ღებულობს წყალი, ნაწილდება წყლის მთელ მასაში.

სიღრმეში ტემპერატურის ცვალებადობას განაპირობებს. არა მარტო აღრევის პროცესები, არამედ აგრეთვე მზის სხივური ენერჯიის ჩალწვევაც მასში. რაც უფრო დიდი იქნება წყლის სიმღვრივე, წყლის ზედაპირი მზის სხივების ენერჯიის მით უფრო დიდ ნაწილს დაიკავებს და. ამრიგად, სითბოს ვაცივებების ვერტიკალური გრადიენტიც დიდი იქნება.

აქედან ცხადია, რომ რამდენადაც დიდია წყლის სიმღვრივე, იმდენად დიდი იქნება დღეღამური და წლიური ტემპერატურების ამპლიტუდა. ე. ი. სხვაობა მაქსიმალურ და მინიმალურ ტემპერატურებს შორის.

დღეღამური ტემპერატურების ამპლიტუდები წყლის ზედაპირულ ფენებში დიდია მოწმენდილ და წყნარ ამინდში, როცა წყლის ზედაპირი დღით ძალიან თბება, ღამით კი ცივდება. მორღუბლულ დღეებში კი წყლის ზედაპირი მცირედ თბება, ამიტომ დღეღამური ტემპერატურის ამპლიტუდაც მცირეა.

წყლის ზედაპირზე ტემპერატურის მაქსიმუმი დგება დაახლოებით 15-17 საათზე, ხოლო მინიმუმი — მზის ამოსვლიდან 1—3 საათის შემდეგ.

წყლის განმავლობაში ტემპერატურების ცვალებადობა მკიდროდაა დაკავშირებული ტბებში სითბოს შემოსავლისა და გასავლის ბალანსთან.

ტბებში წყლის ტემპერატურის წლიური მსვლელობის დახასიათება შეიძლება საშუალო თვიური და სეზონური ტემპერატურების მიხედვით. ზოგიერთი ტბის წყლის ზედაპირული ტემპერატურების წლიური მსვლელობა მოცემულია 25-ე ცხრილში.

როგორც 25-ე ცხრილიდან ჩანს, მიუხედავად გეოგრაფიული განედებისა და ზღვის დონიდან აბსოლუტური სიმაღლისა, ტბის წყალს ზედაპირის ტემპერატურების მინიმუმი ზამთრის თვეებში აქვს, ხოლო მაქსიმალური ტემპერატურა -- ივლისსა და აგვისტოში. წლის განმავლობაში ყველაზე მაღალი ტემპერატურებით გამოირჩევა შავი ზღვისპირა ტბები (პალიასტომი და სხვ.), რომლებიც ზამთრის პერიოდში ყინულით არ იფარება. წყლის ზედაპირული ტემპერატურის მინიმუმი თებერვალში 5°-ს აღემატება.

§ 127. ტბების კლიმატური და გეოგრაფიული მახასიათებლები

ტბებში მზის რადიაციის ჩაღწევას სიღრმეში და წყლის მასებში სითბოს ვავრცელებას განაპირობებს ტბის წყლის თერმული თვისებები და ტბაში წყლის მოძრაობა. წყალი მზის სხივებიდან ინტენსიურად შთანთქავს გრძელტალღიან

ცხრილი 25

ზოგიერთ ტბაში წყლის ზედაპირული ტემპერატურების წლიური მსვლელობა

ტბა	დაკვირვების ადგილი	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წლიური მსვლელობა	
														საშუალო	მაქსიმალური
ბაიკალი	კუნძ. უშანისთან	0,1	0,1	0,1	0,1	1,5	1,9	7,9	10,6	9,1	4,8	2,2	0,5	3,4	10,5
სევანი	კუნძ. სევანთან	3,3	1,8	1,6	3,2	6,5	13,1	16,7	18,1	16,7	13,8	10,1	5,8	9,2	16,9
ჩ. ლბანი	დასავლეთ ნაწილში	0,2	0,0	0,3	8,6	16,8	21,1	23,8	21,4	15,4	8,4	2,4	0,2	9,9	23,8
იშმენი	ტროიკთან	0,1	0,1	0,0	0,6	9,4	15,7	19,5	18,8	13,8	—	—	—	—	19,5
პალიასტომი	მდ. პიროის შესართავთან	6,4	5,8	7,8	13,0	18,1	23,2	24,7	23,7	22,1	18,3	12,2	7,7	15,3	18,9
რონა	ნაუსადგომთან	4,7	3,5	3,7	6,1	7,2	9,8	14,3	15,1	13,8	11,0	8,2	5,5	8,5	11,6
სალაქი	სალამოსთან	2,1	1,8	2,7	4,2	8,5	11,4	14,4	13,9	11,9	8,1	5,3	1,6	7,1	12,6

ინფრარითელ სხივებს და ნაკლებად მოკლეტალღიან ულტრაიისფერ სხივებს.

ტბების წყლის გათბობა და გაცივება მთელ სისქეში ერთსა და იმავე დროს არ ხდება. ყველაზე მეტი სითბოს ცვალებადობით ხასიათდება წყლის ზედაპირული ფენები, საიდანაც სითბო შემდეგ სიღრმეში კონვექციით, დინებით, დელით და წყლის სხვა დინამიკური მოქმედებით ვრცელდება.

კონვექცია ეწოდება წყლის სხვადასხვა სიმკვრივის ნაწილაკების ვერტიკალურად გადანაცვლებას. წყლის ნაწილაკების კონვექციურ გადანაცვლებას სიღრმეში იწვევს სხვაობა წყლის სხვადასხვა სიმკვრივის შორის. კონვექციით შეიძლება გათბეს ტბის წყლის სიღრმის ფენები, მაშინ როდესაც წყლის ტემპერატურა 4°-ზე დაბალია. მაგალითად, თუ ტბის წყლის ტემპერატურა 3°-ს უდრის და წყლის ზედაპირი 4°-დ გათბა, მაშინ 4°-ით გამთბარი წყლის ფენა, როგორც უფრო მკვრივი, სიღრმეში ჩავა. ხოლო ქვევიდან კი უფრო ცივი და ნაკლებად მკვრივი წყალი ამოვა. კონვექცია გრძელდება მანამ, სანამ ტბის წყლის მთელი მასა 4°-მდე არ გათბება. წყლის ზედაპირის შემდეგი გათბობისას სიღრმეში სითბო ტურბულენტური აღრევის საშუალებით ვავრცელდება.

ტბებში წყლის აღრევა სხვადასხვა სიღრმეზე დამოკიდებულია ქარის სიძლიერესა და ტბის ქვაბულის მორფოლოგიაზე. ქარული ღელვითა და დინებებით წყლის აღრევა, განსაკუთრებით თხელწყლიან ტბებში. შეიძლება მთელ სიღრმეში გავრცელდეს.

წყლის ზედაპირიდან სითბოს გადაცემისა და მისი სიღრმეში განაწილების მიხედვით. ტბებში შეიძლება თერმული რეჟიმის სხვადასხვა ტიპები განვასხვაოთ.

ვაზაფხულის პერიოდში ტბებში თერმული რეჟიმი ყინულებისაგან გათავისუფლებამდე იწყება. ზამთარში ყინულსაფრის თოვლით დაფარვის მომენტიდან სითბოცელა წყლის მასასა და ატმოსფეროს შორის პრაქტიკულად წყდება. რადგან თოვლის თბოგამტარობა ყინულის თბოგამტარობაზე ნაკლებია. ვაზაფხულზე, თოვლის გადნობის შემდეგ, მზის რადიაცია ყინულიდან წყალში იჭრება. მზის რადიაციის ყინულში ჩაჭრის ინტენსივობა დამოკიდებულია ყინულის ზედაპირზე მოხვედრილი რადიაციის რაოდენობაზე, ყინულის სისქეზე, ყინულისა და ყინულზე დადებული თოვლის სტრუქტურაზე. რადიაციის ჩაჭრა ყინულიდან წყალში მაქსიმუმს აღწევს, როდესაც ყინულის ზედაპირი თოვლისაგან მთლიანად თავისუფალია.

ტბაში ყინულსაფრის ქვეშ ქარისაგან წყლის ფენების აღრევა არ ხდება. ამიტომ ყინულიდან ჩასული სითბოთი კონვექციის საშუალებით წყლის ზედაპირის თხელი ფენა თბება და დიდ სიღრმეში არ იჭრება. ამ დროს სითბოს ნაწილი ყინულის დნობაზე იხარჯება, სოლო მცირე ნაწილი თანდათანობით წყლის მცირე სიღრმეში იჭრება.

გვიან შემოდგომაზე ტბებში შედარებით მაღალტემპერატურიანი (4°) წყალი. როგორც უფრო მკვრივი, დრმა ფენებშია, ხოლო ზედაპირზე უფრო ცივი (0°) წყალია მოქცეული. ტბებში წყლის ტემპერატურების ასეთ განაწილებას შებრუნებული სტრატეფიკაცია ეწოდება, რომელსაც ადგილი აქვს ყინულის ქვეშ თითქმის მთელი ზამთრის განმავლობაში (ნახ. 78).

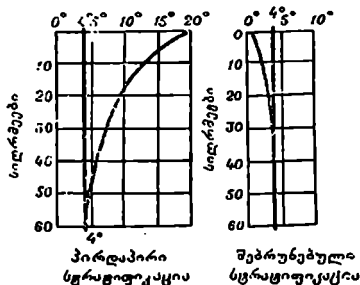
ვაზაფხულზე, ტბის ზედაპირის ყინულებიდან გათავისუფლების შემდეგ, იზრდება მზის რადიაციის გავლენა და წყლის ტემპერატურა 4° -ს უახლოვდება. მასთან ერთად წყლის სიმკვრივეც იზრდება, წარმოიქმნება თავისუფალი კონვექცია. რომლის საშუალებითაც ტემპერატურები პირველად წყლის ზედაპირთან გათანაბრდება, შემდეგ კი — მთელ სიღრმეში. წყლის ტემპერატურათა გათანაბრებას ხელს უწყობს ქარებით გამოწვეული წყლის არე-ღარევა.

კონვექციისა და ქარების მოქმედების შედეგად წყლის ტემპერატურები ტბის მთელ სისქეში ერთნაირი ხდება. წყალსატევების მთელ სიღრმეში წყლის ტემპერატურათა ერთნაირ განაწილებას ჰომოთერმია ეწოდება. ჰომოთერმია ჩვეულებრივად 4° -ის დროს დგება. მაგრამ შეიძლება უფრო მაღალი ტემპერატურების დროსაც გავრცელდეს.

ვაზაფხულის პერიოდის შემდეგ წყლის ზედაპირი თანდათან თბება. ტემპერატურული სხვაობა წყლის ზედაპირსა და სიღრმეს შორის იზრდება. წყლის სიმკვრივისა და ტემპერატურის გრადიენტი დიდდება. წყლის სიმკვრივისა და ტემპერატურის შემცირება ზედაპირიდან სიღრმისაკენ იწვევს პირდაპირი ტემპერატურების კონვექციის წარმოშობას, რომელიც ხასიათდება წყლის ტემპერატურათა გადაცემით სიღრმისაკენ. წყლის ტემპერატურათა კონვექციის

საშუალებით გადაეცემას ზედაპირიდან სიღრმისაკენ პირდაპირი სტრატოფიკაცია ეწოდება.

შებრუნებული სტრატოფიკაცია მდგრადია გაცივების დროს, ე. ი. ზამთარში. პირდაპირი სტრატოფიკაცია კი მდგრადია გათბობის დროს, ე. ი. ზაფხულში.



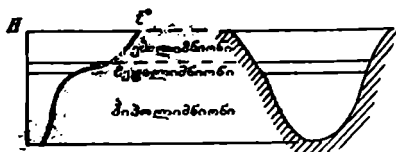
ნახ. 78. პირდაპირი და შებრუნებული სტრატოფიკაციები.

შებრუნებული სტრატოფიკაცია იწყება გვიან შემოდგომაზე, ხოლო პირდაპირი სტრატოფიკაცია — გვიან გაზაფხულზე.

ზემოთ მოტანილი სტრატოფიკაციების მსვლელობაში ერთგვარი სირთულე შეაქვს დღეღამურ სიბოცელის მსვლელობას. გაზაფხულის დასაწყისიდან, პირდაპირი სტრატოფიკაციების დაწყებისთანავე, დღის განმავლობაში წყლის ზედაპირი უფრო თბება. ხოლო ღამით ცივდება. ამ პროცესის შედეგად წყლის ზედაპირის მახლობელ რომელიმე ფენაში წყლის

ტემპერატურა გათანაბრდება. ამ ფენის ქვედა საზღვრიდან ტემპერატურა მკვეთრად ეცემა, რის გამოც ამ ფენას «ნახტომის ფენა» ეწოდება. იგი გაზაფხულის დასაწყისში წარმოიშობა.

ზაფხულის პერიოდში წყლის ზედაპირული ფენების გათბობა გრძელდება. ტემპერატურის სხვაობა წყლის ზედა და ქვედა ფენებს შორის იზრდება. ზედაპირული გამთბარი ფენებიდან სიღრმეში ტემპერატურა პირდაპირი სტრატოფიკაციით გადაეცემა, ხოლო უფრო ღრმა ფენებში წყლის გათბობა ძირითადად ვრცელდება ქარის მოქმედებით, რაც იწვევს გამთბარი წყლის გადანაცვლებას. მაგრამ ამ პერიოდში ღრმა ფენების მდგომარეობასთან დაკავშირებით წყლის ქარული აღრევა სიღრმეში ძალიან შეზღუდულია. კონვექციადი სიღრმეში თითქმის წყდება და, თუ ღამით გაცივების დროს წარმოიშობა. იგი მხოლოდ წყლის ზედაპირულ, ძალიან თხელ ფენებს შეეხება. გათბობის შედეგად ზედაპირულ ფენაში ცოტად თუ ბევრად ერთგვაროვანი ტემპერატურა დამყარდება. ქვედა ღრმა ფენაში შენარჩუნებული იქნება «გაზაფხულის» ცივი წყლის ფენა, სადაც ტემპერატურა მცირე რყევადობით ხასიათდება. თბილსა და ცივ ფენებს შორის წარმოიქმნება გარდამავალი, შედარებით თხელი ფენა. სადაც ტემპერატურა მკვეთრად ეცემა. ამ ფენას, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ტემპერატურული ნახტომის ფენა ან მეტალიმნიონი ეწოდება. მეტალიმნიონის ზევით მოთავსებულ ფენას ეპილიმნიონი ეწოდება, ხოლო მეტალიმნიონის ქვევით მოთავსებულ ფენას — ჰიპოლიმნიონი, საიდანაც ტემპერატურა სიღრმისაკენ უმნიშვნელოდ მცირდება (ნახ 79).



ნახ. 79. ტბის ვერტიკალური თერმული ზონები.

სხვადასხვა კლიმატური ზონების ტბები წყლის ჩვეულებრივი სტრატეფიკაციით და თერმული ვერტიკალური ზონებით სხვადასხვაგვარია.

§ 128. ტბათა თერმული კლასიფიკაცია

თერმული რეჟიმის ხასიათის მიხედვით ფორელი მსოფლიოს ყველა ტბას სამ ჯგუფად ჰყოფს: 1) თბილი, ანუ ტროპიკული. 2) ცივი. ანუ პოლარული და 3) შერეული.

თბილი ტბებისათვის ტროპიკულ და სუბტროპიკულ მხარეებში დამახასიათებელია წლის განმავლობაში მაღალი ტემპერატურები. უმნიშვნელო წლიური ამპლიტუდა და პირდაპირი სტრატეფიკაცია. როგორც მუდმივი მოვლენა. მათ მიეკუთვნება აფრიკისა და სამხრეთ ამერიკის ტბების დიდი ნაწილი. მუდმივი პირდაპირი სტრატეფიკაცია გვხვდება აგრეთვე ზომიერი კლიმატის ზონის დიდ ტბებშიც, რამდენადაც ისინი ზაფხულში აგროვებენ სიობოს დიდ რაოდენობას, რომელიც საკმარისია ზამთარში წყლის მაღალი ტემპერატურების შესანარჩუნებლად. ევროპაში ასეთ ტბებს მიეკუთვნება ვენეციის ტბა და ზოგიერთი ტბა იტალიაში, საბჭოთა კავშირში — იაკი-ყულის ტბა. რომელსაც ცენტრალურ ნაწილში 4° სითბო აქვს მთელი წლის განმავლობაში. იგი არ იყინება. გარდა მცირეწყლიანი უბეებისა. საქართველოში ასეთია შავი ზღვის სანაპირო ტბები — პალიასტომი, ინკითი და სხვ. რომელთა წყლის ტემპერატურა 5°-ზე დაბლა არ ეცემა, ამიტომ ისინი ზამთრის პერიოდში არ იყინებიან.

ცივი, ანუ პოლარული ტბებისათვის დამახასიათებელია დიდი ხნით შებრუნებული სტრატეფიკაცია, ხანმოკლე ზაფხულის თერმული რეჟიმი. ცივ პოლარულ ტბებს მიეკუთვნება კანადისა და ციმბირის ჩრდილო ნაწილის ტბები და ყინვარული ტბები მთიან მხარეებში. მათი ტემპერატურა ზაფხულის პერიოდში შეიძლება 4°-ზე ნაკლებიც იყოს.

შერეული ტიპის ტბებს მიეკუთვნება ჩრდილო ამერიკის, ევროპისა და აზიის ზომიერი კლიმატის ზონის ტბების უმეტესი ნაწილი. მათთვის დამახასიათებელია პირდაპირი და შებრუნებული სტრატეფიკაცია და ჰოლოთერმია. ღრმა ტბებში, როგორც არის. მაგალითად, ბაიკალის ტბა. ტემპერატურის რყევადობა მხოლოდ რამდენიმე მეტრის სიღრმეზე ვრცელდება.

ტბების გაყინვა. ტბებში შებრუნებული სტრატეფიკაციის დადგომის მომენტიდან და შემდეგში ჰაერის ტემპერატურის 0°-მდე დაკემის შედეგად წყლის ზედაპირზე დაიწყება ყინულწარმოქმნის პროცესები.

წყლის გაყინვის ტემპერატურა ტბებში, მინერალიზაციის შედეგად, ყოველთვის 0°-ზე დაბალია. სიღრმით ფენებში გაყინვის ტემპერატურა წყლის წნევისთან დაკავშირებით ყოველი 10 მეტრის სიღრმეზე ან ერთი ატმოსფეროს წნევის დროს 0,0075°-ით მცირდება.

წყალშიდა ყინულების გაჩენისათვის წყალი უნდა იყოს გადაცივებული. გაყინვის ტემპერატურაზე დაბლა. ამას განაპირობებს წყლის მინერალიზაცია. ხოლო ღრმა ფენებში — წნევაც. ამ შემთხვევაში წყალშიდა ყინული წარმოიქმნება მხოლოდ წყლის შერხევით ან გადაცივებული ნაწილაკების შექრით. ქარი, რომელიც იწვევს ტბებში წყლების გადაადგილებას, ხელს უშლის ზედაპირული ყინულსაფრის წარმოქმნას, ხელს უწყობს შემდეგ ტბია წყლის გადაცივებას და წყალშიდა ყინულების წარმოშობას. ბუნებრივ წყალსატევებში

წყალშიდა ყინულები მხოლოდ იმ სიღრმემდე წარმოიქმნება. სადამდეც ხდება წყლის კადანაცვლება.

ტბებში, რომელთა მარილიანობაც 24.7‰-ზე მეტია. ააკმარისი გადაცივების დროს წყალშიდა ყინულების წარმოქმნა უფრო ხელსაყრელ პირობებში მიმდინარეობს. რადგანაც ამ დროს უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურა უფრო დაბალია გაყინვის ტემპერატურაზე და ცივი წყალი კონვექციით სიღრმეში ეშვება. თუ გადაცივებული წყალი დაეშვება ფსკერამდე (მცირეწყლიან ადგილებში). წარმოიქმნება წყალშიდა ყინულები. განსაკუთრებით ინტენსიურად წარმოიქმნება წყალშიდა ყინულები ფსკერზე. სიღრმეები, სადაც წყალშიდა ყინულები გვხვდება. სხვადასხვა ტბაში სხვადასხვაა. მაგალითად, წყალშიდა ყინულები ბაიკალის ტბაში 2 მეტრის სიღრმეზე აღმოჩნდა. ხოლო ლადოგის ტბაში 3.5 მ-ის სიღრმეზე.

ტბებში წყლის ზედაპირული ყინულები პირველად წარმოიქმნება სანაპირო ზოლში. თავთხელებთან და უბებებში, ხოლო შემდეგ ყინულის საფარი ვრცელდება ტბის მთელ ფართობზე. წყნარ, მოწმენდილ ამინდში ტბის წყლის ზედაპირზე პირველად გაჩნდება ყინულის ქონი, შემდგომი გაცივებით წარმოიქმნება მცირე ზომის ყინულები, რომლებიც ერთმანეთზე დაჯახებით ერთდება. მიიღებს მრგვალ ფორმას და წარმოშობს წყლის ზედაპირზე ბლინის-მაგვარ ფორმას. ბლინისმაგვარი ყინულების ერთიმეორეზე მიყინვით წარმოიქმნება ყინულის მინდვრები. რომლებიც დამოუკიდებლად დაეცურავენ ტბის ზედაპირზე. სანაპიროებთან წყლის უფრო მეტი გაცივების შედეგად პირველად წარმოიქმნება ყინულის წანაპირები. ქარის მოქმედებით წანაპირები ხშირად იშხებრევა. ნაწილი ყინულების ზევით ექცევა და იყინება. მათი შეერთებით გაჩნდება ყინულის არასწორი ზედაპირი ტოროსების სახით. შემდეგი გაცივებით წანაპირები თანდათანობით იზრდება ტბის შუაგულისაკენ. დაბოლოს. ტბის ზედაპირს ყინულის მთლიანი საფარი გადაეკვრება.

ტბის ყინულით დაფარვის შემდეგ წყლის ზედაპირზე სითბოს გადაცემა აორთქლებითა და კონვექციით მთლიანად წყდება. მზის სითბური ენერჯია შემოსავალი და გასავალი უმნიშვნელო ხდება, მაგრამ ამ დროს სითბოცვლა ფსკერადან ძლიერდება.

ყინულის სისქის ზრდა ჯერ საკმაოდ ჩქარა მიმდინარეობს (5-7 სმ დღე-ღამეში) და ზამთრის პირველი ნახევრის ბოლოს მთავრდება. ყინულის სისქის ზრდა ინტენსიურად მიმდინარეობს ყინულსაფრის გაჩენიდან

3 დეკადის განმავლობაში. ყინულის საფარზე თოვლის საფრის დადების შემთხვევაში ყინულის სისქის ზრდა ძალზე ნელდება. თოვლით დატვირთვის დროს ყინული წყალში ჩაიზნაჩება. ყინულის ნაპრალებიდან ამოსული წყლის ზეგავლენით თოვლი სწრაფად იყინება და ყინულის საფრის სისქეს ზრდის. ამგვარად. ყინულის საფარი იზრდება ქვევიდანაც და ზევიდანაც. ყინულის ქვედა ფენა უფრო სუფთა და გამკვირვალეა. ტბების ყინულის სისქე საშუალოდ მეტია. ვიდრე მდინარის ზედაპირული ყინულისა. საბჭოთა კავშირის ზომიერი კლიმატის ზონაში ტბებზე ყინულის სისქე 50—70 სმ აღწევს, ხოლო მკაცრ კლიმატურ პირობებში 150—200 სმ-ს აღემატება. ნაპირებზე ყინულის სისქე მეტია. ვიდრე ტბის შუაგულში.

ოდ ტბებში ყინულის ზედაპირი არ არის მოსწორებული, ტოროსული ელენი ხშირად 1.5-2.0 მ-ით არის ამალეებული. მრავალ ადგილზე ყინულსა-

ჟარი დანაკეთულია ნაპრალებით, რომლებიც ძლიერი ყინვების დროს ჩნდება. ცემპერატურის დაცემით ნაპრალები რამდენიმე მეტრით განიერდება. მათი ერთმანეთზე მოწოლის შედეგად წარმოიშობა ამაღლებული ტოროსული კვლე-
ბი. ასეთ მოვლენას ბაიკალის ტბაში აქვს ადგილი.

ყინულების დროა იწყება გაზაფხულზე. ამ დროს თოვლის მდნარი წყალი გროვდება ყინულის ზედაპირზე, იცვლება ყინულის სტრუქტურა და სიმტკიცე. ზედაპირი ხორკლიანდება და ყინულის სისქეში პაერის ბუშტუკები და ფორები ჩნდება. ყინულის ფორიანობის შედეგად თოვლის მდნარი წყალი ყინულში იყონება. დიდ ტბებში ყინულების გახსნა სანაპიროებიდან იწყება, რის შემდეგ ქარის მოქმედებით იწყება ყინულების მოძრაობა და დიდი ყინულის მინდვრების მსხვერვა. ნამსხვრევი ყინულის ნაწილს ქარი ყრის ნაპირზე. ხოლო ნაწილი მდინარეებს მიაქვს. გაუმდინარ ტბებში ყინული ადგილზევე დნება. ყინულებიდან გათავისუფლება ტბებში მდინარეებთან შედარებით 10—20 დღით ადრე იწყება.

§ 120. ტბების მარილიანობა

ტბების წყლები მარილიანობის მიხედვით დიდად განსხვავდება ზღვებისა და მდინარეების წყლებისაგან. ტბების წყლის მარილიანობას განაპირობებს: შემდინარეებისა და მიწისქვეშა წყლების მარილიანობა, ტბებში მიმდინარე ბიოლოგიური პროცესები, აუზის გეოლოგიური და ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები. ტბების წყლის მარილიანობისათვის განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს წყლების შემოსავლისა და გასავლის თანაფარდობას და კლიმატურ პირობებს. მაგალითად, თუ ტბაში ნალექებით შემოსული წყლის რაოდენობა ქარბობს ტბის ზედაპირიდან აორთქლებას ან მიიბ ტოლია, მაშინ ტბის მარილიანობა მცირე იქნება. მაგრამ თუ შემოსული წყლის რაოდენობას აორთქლებაზე დახარჯული წყალი ქარბობს, მაშინ, პირიქით, ტბის მარილიანობა მოიმატებს. ტბის გადიდებული მარილიანობის მიზეზი შეიძლება იყოს გეოლოგიური პირობებიც, მაგალითად, გეოლოგიურ წარსულში ისიკ-ყულის ტბას ერთვოდა მდ. ჩუ. აჩიტომ წყალი შედარებით მტენარი იყო. შემდეგ მათ შორის კავშირი შეწყდა; რის გამო ტბა მარილიანი გახდა.

ტბებში მარილიანობის შემოსავლისა და გასავლის ბალანსი: ტბებში მარილიანობის შემოსავლისა და გასავლის ბალანსის დადგენა ძალზე რთულია. რადგან იგი მოიცავს მრავალრიცხოვან ელემენტებს. მარილიანობის ბალანსის შემოსავალში შეიძლება აღინიშნოს: 1) ტბებში შემდინარეებით შემოტანილი მარილები, ატიენარებული მასალა და გაზები, 2) მიწისქვეშა წყლების მიერ შემოტანილი მარილები და გაზები, რომელთა რაოდენობა დამოკიდებულია ჰიდროგეოლოგიურ პირობებზე, 3) წყალში შემოსული მარილები ქანების გამოფიტვისა და ლამის დალექვის შედეგად, 4) ქართ და ნალექების მიერ მოტანილი მარილები, 5) ბიოგენური, ცოცხალი და მკვდარი ორგანიზმების მიერ გამოყოფილი გაზები, 6) ატმოსფეროდან მიღებული გაზები და სხვ.

ბალანსის გასავლის ნაწილში მნიშვნელოვანია: 1) ტბიდან გამდინარებით გატანილი მარილები, 2) მიწისქვეშა და ფილტრაციული წყლების მიერ გატანილი მარილები, 3) მარილების გამოყოფა ლამის დალექვის პერიოდში, 4) მარილების გადატანა ქარის დროს აშხეფების საშუალებით, 5) ცოცხალი ორგანიზმების მიერ შეთვისებული მარილები და გაზები (CO₂).

ტბის წყლის მარილიანობის შემოსავლისა და გასავლის ბალანსში ყველა ქიმიური ელემენტის შეტანა ძალზე რთულია და ჭერჭერობით პრაქტიკულად შეუძლებელიც. ამიტომ მარილიანობის ბალანსის გაანგარიშების დროს კმაყოფილებიან მხოლოდ ორი-სამი მნიშვნელოვანი ელემენტის შეტანით ბალანსის შემოსავლისა და გასავლის ნაწილში.

ამგვარად, ტბის ან წყალსაცავის მარილიანობის ბალანსი გარკვეული პერიოდისათვის (მაგალითად, ერთი წლისათვის) შედგება შემდეგი ელემენტებისაგან:

$$v \cdot c = v_0 \cdot c_0 + Q_{\text{მდ.}} \cdot c_{\text{მდ.}} + Q_{\text{გა.}} \cdot c_{\text{გა.}} - Q_{\text{გაზ.}} \cdot c_{\text{გაზ.}}^1,$$

სადაც v_0 არის ტბის წყლის მოცულობა პერიოდის დასაწყისში;

c_0 — მინერალიზაციის სიდიდე პერიოდის დასაწყისში;

$Q_{\text{მდ.}}$ — ტბაში მდინარის ჩამონადენის მოცულობა მოცემულ პერიოდში;

$c_{\text{მდ.}}$ — მდინარის ჩამონადენში საშუალო მარილიანობა აღნიშნულ პერიოდში;

$Q_{\text{გა.}}$ — ტბაში შემოსული გრუნტის წყლების მოცულობა;

$c_{\text{გა.}}$ — შემოსული გრუნტის წყლების საშუალო მარილიანობა;

$Q_{\text{გაზ.}}$ — ტბიდან გასული წყლების მოცულობა (მდინარეებით, ინფილტრაციით, ხელოვნური გაშვებით) მოცემულ პერიოდში;

$c_{\text{გაზ.}}$ — გასული წყლის საშუალო მარილიანობა, რომელიც შეიძლება განგარიშებულ იქნეს შემდეგი განტოლებით:

$$c_{\text{გაზ.}} = \frac{c_x + c_0}{2},$$

სადაც c_x არის ტბის წყლის მარილიანობის სიდიდე პერიოდის ბოლოს. ტბაში წყლის მოცულობა v პერიოდის ბოლოსათვის გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$v = v_0 + Q_{\text{მდ.}} + Q_{\text{გა.}} - Q_{\text{გაზ.}} - E,$$

სადაც E ტბის ზედაპირიდან აორთქლებული წყლის რაოდენობაა მოცემულ პერიოდში. ამგვარად, ტბის წყლის მარილიანობის ბალანსის შემოსავლის ნაწილი ძირითადად წარმოადგენს წყალშემკრები აუზიდან და შემდინარეებით შემოსული მარილების რაოდენობას, ხოლო გასავლის ნაწილი კი — ტბიდან გამდინარე წყლებით გატანილი მარილების რაოდენობას. გაუდინარე ტბებში, რომელთა მარილიანობა დიდია, მის ძირითად გასავალს წარმოადგენს მარილების კრისტალიზაცია და ბიოქიმიური პროცესები.

§ 180. ტბებში მარილიანობის ცვალებადობა წყლის შემოსავლისა

და გასავლის ბალანსთან დაკავშირებით

ქარბი ტენიანობის ზონის მტკნარი ტბების მარილიანობა ლიტრში 200—300 მგ არ აღემატება. ამ ტბების მცირე მარილიანობის მიზეზია წყლის ზედაპირიდან მცირე აორთქლება ტბებიდან გამდინარე წყლების რაოდენობასთან შედარებით, რაც ხელს უშლის მარილების დაგროვებას ტბებში, აგრეთვე მდინარეებითა და ატმოსფერული ნალექებით შემოსული წყლების მცირე მინერალიზაცია.

¹ О. А. Алексин, Общая гидрохимия, Ленинград, 1948, გვ. 124.

როდესაც აორთქლებზე დახარჯული წყლის რაოდენობა ჰარბობს ტბიდან ვასული წყლის რაოდენობას, ტბაში ხდება მარილების დაგროვება. რაც კარგად არის წარმოდგენილი მშრალი ზონის გაუდინარ ტბებში.

ტბებში წყლების მარილიანობა, ისევე, როგორც ყველა ბუნებრივ წყალში იცვლება დროში. მის ცვალებადობას იწვევს ტბაში წყლის მოცულობისა და მარილიანობის ცვალებადობა. მარილიანობის სეზონური ცვალებადობა უმნიშვნელოა ტბებში წყლის დიდი მოცულობისას და დიდი რეგულირების შემთხვევაში. ტბებში წყლის მოცულობის შემცირება და წყლის გადინების გადიდება მარილიანობის ცვალებადობას ზრდის. წყლის მარილიანობა გაუდინარ ტბებში განსაკუთრებით იზრდება შემოდგომასა და ზამთარში, ხოლო მცირდება გაზაფხულსა და ზაფხულში თოვლის მდნარი მტკნარი წყლების მომატების შედეგად. მარილიანობის სეზონური ცვალებადობა უფრო მკაფიოდ ვლინდება გაუდინარ ტბებში.

მშრალ გვალიან წლებში მარილიანობა გაუდინარ ტბებში იზრდება. როლო უხვნალექიან წლებში — მცირდება. ტბებში წყლის დონეებისა და წყლის მოცულობის ზრდით მარილიანობა მცირდება.

§ 131. ტბების წყლის ქიმიური შედგენილობა და მისი განსხვავებული მახორება

ტბების წყლებში არსებული მარილები შედგენილობის მიხედვით შეიძლება: ოთხ ჯგუფად დავყოთ: პირველ ჯგუფს მიეკუთვნება ისეთი მარილები, რომლებიც წყლის ძირითად მინერალებს შეადგენს. ასეთებია: Ca^{++} , Mg^{++} , Na^{+} , K^{+} -ის ბიკარბონატები (HCO_3), კარბონატები (CO_3), სულფატები (SO_4) და ქლორიდები (Cl). მეორე ჯგუფს მიეკუთვნება ორგანული წარმოშობის ბიოგენური ნაერთები — NO_3 , NO_2 , NH_4 , მესამე ჯგუფს — გაზები, უმთავრესად O_2 და CO_2 , ხოლო ზოგიერთ ტბაში აგრეთვე H_2S და CH_4 . მეოთხე ჯგუფში შედის სხვა ელემენტები, რომლებიც თავისი რიცხობრივი მაჩვენებლებით ძალიან მცირეა, მაგალითად, Ni , Co , Cu და სხვ.

ბიოგენური ელემენტები NO_3 , NO_2 და NH_4 ფოსფორთან, სილიციუმთან და რკინასთან ერთად ტბებში მცირე რაოდენობით მოიპოვება, მაგრამ მათ დიდი მნიშვნელობა აქვთ წყალში სიციცხლის განვითარებისათვის. ბიოგენური ელემენტებით ღარიბია ისეთი ტბები, რომლებიც გარშემორტყმულია სფაგნიუმის ჰაობებით, აგრეთვე რომელთა აუზებში ჰარბობს უნაყოფო ნიადაგები და ქვიშები. ტბებში ორგანოგენული ნაერთების ჯგუფს ქმნის ჰუმუსიანი ნივთიერებები და მცენარეული და ცხოველური ნარჩენები. ორგანული ნივთიერებები თვით ტბებში წარმოიქმნება ცხოველთა და მცენარეთა ცხოველმყოფლობით, აგრეთვე შემოტანილია გარედან.

ტბების წყლის მინერალიზაციაზე დიდ გავლენას ახდენს ადამიანიც, მას სპარჯულ ფართობებზე დიდი რაოდენობით შეაქვს ქიმიური სასუქები, რომელიც შემდეგ ზედაპირული და მიწისქვეშა წყლების საშუალებით ტბებს ერთვის და გავლენას ახდენს მათ ქიმიურ შედგენილობაზე; ტბების მინერალიზაციას ადიდებს აგრეთვე წარმოებებიდან მოხმარებული და მალარობებიდან გამოსული წყლების ჩაშვება ტბებში.

მინერალურ ტბებში მარილების შემცველობა ზოგჯერ ძალიან დიდია. წყალს, რომელიც მარილებით არის გაჯერებული, მარილწყალს. ანუ წათხს (რავა) უწოდებენ. ზოგიერთი ტბა ასეთ მარილწყალს, ანუ წათხს. მთელი წლის განმავლობაში შეიცავს. მათ წათხიან ტბებს უწოდებენ.

წათხიდან დალექილი მარილები იყოფა ახალნალექად, ძველნალექად და ძირითად მარილებად.

ახალნალექი მარილი ეწოდება ისეთ მარილს, რომელიც გამოიყოფა მიმდინარე წლის განმავლობაში ფხვიერი მარილის სახით ტბის ფსკერზე ან ტალღების მიერ გამოტანილია ნაპირზე ნარიყების მსგავსად. ახალნალექი მარილები ხაწილობრივ ან მთლიანად შეიძლება წყალში ხელახლა გაიხსნას. გაუხსნელ ახალნალექი მარილები მკვრივდება როგორც ლინზები, წარმოიშობა მარილის შრეები და გადავა ძველნალექ მარილებში. შემდეგში დაკრისტალების შედეგად ძველნალექი მარილები ძირითად მარილებში გადავა.

მლაშე ტბების წათხი ქიმიური შედგენილობით წარმოდგენილია უმთავრესად: HCO'_3 , CO_3'' , Cl' , Ca'' , Mg'' , K' , Na'' -ს მარილების სახით. ამ მარილების კონცენტრაცია და მათ შორის თანაფარდობა სხვადასხვაგვარია.

წათხის ქიმიური შედგენილობის მიხედვით ტბები იყოფა სამ ტიპად: 1) ჰიდროკარბონატული და კარბონატული (HCO'_3 და CO_3), 2) სულფატური (SO_4'') და 3) ქლორიდული (Cl'). თითოეული ტიპი კატიონების შედგენილობის მიხედვით იყოფა კალციუმიან, მაგნიუმიან და ნატრიუმიან ტბებად.

კარბონატული ტბებიდან ყველაზე უფრო გავრცელებულია სოდიანი ტბები. ასეთებია: კულუნდის ტბები, ეგვიპტის ტბები. თურქეთში ვანის ტბა. ზოგიერთი ტბა ბურიატის ასსრ-ში. სოდის დალექვა ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) ჩვეულებრივად წარმოებს ზამთარში წყლის ტემპერატურის დაწევის დროს. ზაფხულში განსაზღვრული კონცენტრაციის დროს კარბონატისა და ბიკარბონატის ნაერთი „ტრონი“ ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ილექება.

სულფატური ტბები დიდი რაოდენობით შეიცავს გოგირდმყავა კალციუმისა და კალიუმის მარილებს. სულფატური მარილების დალექვა ყველაზე მეტად მირაბილიტის სახით ხდება ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) შემოდგომა-ზამთარში კონტინენტური კლიმატის პირობებში, ზაფხულში კი — მხოლოდ მაღალი კონცენტრაციის დროს პატარა ტბებში. საბჭოთა კავშირში სულფატური ტბებია კუჩუკისა და კულუნდის ტბები. ჩრდილო კავკასიაში ქ. ჩერკასკის მახლობლად მდებარე ტბები, კასპიის ზღვის უბე, ყარა-ბოლახ-გოლი და სხვ.

ქლორიდული ტბები გამოირჩევა ქლორნატრიუმის მარილების დიდ შემცველობით. ამ ტიპის ტბებს მიეკუთვნება ელტონი, ბასკუნჩაკი, ყირიმში საკსკის (სასიკ-სივაში და სხვ.), სამხრეთ ასტრახანის ტბები და სხვ.

ა. ი. ღუნს-ლიტოვსკიმ მოახდინა მინერალური ტბების დეტალიზაცია საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ფიზიკურ-გეოგრაფიული ზონების მიხედვით და დაადგინა მათი გავრცელების საზღვრები.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე მინერალური ტბების ზონის ჩრდილო საზღვარი მიდის მდ. დუნაის შესართავიდან შავი და აზოვის ზღვების სანაპიროების გასწვრივ მდ. დონის შესართავისაკენ. ერგენებიდან კამიშინამდე. შემდეგ.

ეულგით მუგოჯარის სამხრეთ დასასრულამდე, ჩრდილოეთით ჩელიაბინსკამდე, შემდეგ ომსკისაკენ, თითქმის ტრანსციმბირის მაგისტრალის მიმართულ-ბით, ობის მარცხენა სანაპიროთი ირტიშის სათავეებისაკენ და ტაბაკტაოთ მონღოლეთში.

მინერალურ ტბებში დალექილი მარილების ბაზაზე საბჭოთა კავშირში მუშაობს მრავალი ქიმიური საწარმო. მინერალურ ტბებში ყველაზე მეტად გვხვდება სუფრის მარილი. სოდა და მირაბილიტი, რომელთაც კახალხო მეურ-ნეობაში დიდი გამოყენება აქვთ.

ტბებში გაზების რეჟიმი. ტბების წყალი, გარდა მარილებისა, შეიცავს კაის-ნილ გაზებს, რომელთაც დიდი მნიშვნელობა აქვთ ტბების ჰიდროქიმიური რე-ჟიმის შექმნასა და ბიოლოგიური პროცესების განვითარებაში. ტბების წყალში გახსნილი გაზებიდან მნიშვნელოვანია ეანგბადი (O_2), ნახშირმჟავა გაზი (CO_2) და გოგირდწყალბადი (H_2S).

გაზების ხსნადობა წყალში იზრდება წყლის ტემპერატურის, მარილიანობის შემცირებასა და წნევის გადიდებასთან ერთად.

ეანგბადს (O_2) ტბების წყლები ატმოსფეროდან ლებულობს. აგრეთვე ბიო-ლოგიური პროცესების დროს O_2 -ს გამოყოფის შედეგად. ეანგბადი იხარჯება ატმოსფეროში გადაცემაზე, ორგანული ნარჩენებისა და არაორგანული ნა-ერთების დაჟანგვაზე. ეანგბადი აგრეთვე იხარჯება ცოცხალი ორგანიზმების სუნთქვაზე. ეანგბადის მოთხოვნილება სუნთქვასა და სხვა დამეანგვე პროცე-სებზე მიმდინარეობს წყლის მთელ სისქეში. ფიტოსინთეზის ზონაში მზიან-დლის საათებში (O_2) ეანგბადის შემოსავალი მის მოთხოვნილებას აღემატება. ამ შემთხვევაში წყალში ეანგბადის რაოდენობა შეიძლება ნორმას აღემატებოდეს.

ამგვარად, ეანგბადის (O_2) დიდი ნაწილი ტბის წყლის ზედა ფენებშია. მცირდება სიღრმის მიხედვით და ფსკერის ახლოს მინიმუმს აღწევს. ეანგბადის განაწილება სიღრმეში დამოკიდებულია წყლის ფენების გადანაცვლებაზე, რა-საც წყლის ტემპერატურული ცირკულაცია და ღელვა იწვევს.

ატმოსფერული ჰაერის 78% (მოცულობით) აზოტი და 21% ეანგბადს შეიცავს, მაშინ როდესაც, წყლიდან გამოყოფილ ჰაერში 63% აზოტია და 36% ეანგბადი. ეანგბადის ასეთ პროცენტულ შეფარდებას უზიდე-სი მნიშვნელობა აქვს წყალსატევებში სიცოცხლის განვითარებისათვის.

თავისუფალი ნახშირორჟანგის დაგროვება წყლის მთელ სიიქვეშ (კანსა-კუთრებით ქვედა ფენებში) ორგანულ ნივთიერებათა დაჟანგვის შედეგია რო-გორც წყალში, ისე ლაშში. ასევე გამოწვეულია წყლის ორგანიზმების სუნთქვით. ზედაპირულ ფენებში CO_2 ნაწილობრივ ჰაერიდანაც შემოდის. ნახშირორჟან-გი (CO_2) მხოლოდ ზედა ფენების განათებულ ზონაში იხარჯება. სადაც გამო-იყოფა ატმოსფეროში ზედმეტი რაოდენობით, ეს უმთავრესად წყლის მცენა-რეულობის ფიტოსინთეზით ხდება. ამგვარად, ტბაში ნახშირორჟანგის განაწი-ლება საწინააღმდეგოა ეანგბადის განაწილებისა. თუ ფიტოსინთეზის ზონიდან ეანგბადის შემცველობა ფსკერისაკენ მცირდება, თავისუფალი ნახშირორჟანგის რაოდენობა ფსკერისაკენ იზრდება.

გოგირდწყალბადი (H_2S) ტბის წყალსა და ფსკერზე წარმოიქმნება ცილო-ვან ნივთიერებათა გახრწნის შედეგად, უმთავრესად ზამთარში, როდესაც აერა-ცია გაძნელებულია. მისი არსებობა ზედაპირულ ფენებში დიდი ხნის განმავლო-ბაში შეუძლებელია. რადგანაც მისი პარციალური წნევა ატმოსფეროში თითქმის

წლის ტოლია. ამ მიზეზის გამო გოგირდწყალბადს წყალსატევის ზედაპირი საერიდან არ ღებულობს.

ტბებში გაზების რეჟიმი მკიდროდ არის დაკავშირებული თერმულ რეჟიმთან და ბიოლოგიურ პროცესებთან. გახსნილი გაზების საერთო რაოდენობა სეზონებისა და სიღრმეთა მიხედვით სხვადასხვა ტიპის ტბებში სხვადასხვანაირია.

ორგანული ნივთიერებით ღარიბ ცივ ტბებში ჟანგბადი ზამთარში არათუ მცირდება, არამედ იზრდება. ჟანგბადის მაქსიმუმი მკვეთრად არის გამოსახული გაყუყუნა ან დაგვიანებით გაყინულ ტბებში. ისეთ ტბებში, სადაც ზამთარობით ჟანგბადის მოთხოვნილება მცირეა, მისი რაოდენობა ყინულქვეშ ყოველთვის მაღალი იქნება.

დიდ ტბებში ჰომოთერმიის დროს ჟანგბადის რაოდენობა წყლის მთელ სისქეში ერთნაირია.

ზაფხულის პერიოდში პირდაპირთერმულ სტრატეფიკაციას შეესატყვისება სიღრმეში ჟანგბადის შებრუნებული განაწილება, ე. ი. მისი რაოდენობა იზრდება წყლის ტემპერატურის დაცემასთან ერთად.

ნახშირორჟანგის (CO_2) განაწილება სიღრმეში მცირე მატებით ხასიათდება.

ტბებში ქიმიური პროცესების მიმდინარეობის გააგებისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს რეაქციას, ანუ წყალბადის იონების კონცენტრაციას.

ზაფხულსა და ზამთარში pH მსვლელობა CO_2 -ს მსვლელობის საწინააღმდეგოა. ზაფხულში აქტიური რეაქცია წყლის ზედაპირულ ფენებში CO_2 აბრუნების გამო ტუტინი ხდება, ქვედა ფენებში კი ნეიტრალურია ან შეიძლება მჟავეც იყოს. ტბების უმრავლესობისათვის აქტიური რეაქცია ნეიტრალურთან ახლო ($pH=7$).

§ 132. ტბების ოპტიკა

წყალში ჩაღწეული მზის სინათლის რაოდენობა დამოკიდებულია ჰორიზონტიდან მზის სიმაღლეზე. ჰორიზონტიდან რაც უფრო მაღლაა მზე, იმდენად მეტი სინათლის ნაწილი ჩააღწევს წყალში. მზის სიმაღლეზეა აგრეთვე დამოკიდებული წყლის სიღრმის ფენების განათებაც. წყალში მოხვედრილი სინათლის რაოდენობა და მისი ჩაღწევა სხვადასხვა სიღრმეში იცვლება წლის, სეზონებისა და დღე-ღამის განმავლობაში, მზის მდგომარეობის ცვალებადობასთან დაკავშირებით. წყლის ოპტიკური თვისების მაჩვენებელს წარმოადგენს სხვადასხვა სიღრმეზე მისი გამკვეთველობა, განათებულობა და ფერი.

სინათლის გავრცელება სიღრმეში. ტბის წყლის მასაში სინათლის გავრცელება განისაზღვრება წყლის მიერ სპექტრის ხილული სხივების შთანთქმითა და გაფანტვით. წყალი უფრო ინტენსიურად შთანთქავს ინფრაწითელ სხივებს, ნაწილობრივ — ულტრაიისფერ სხივებსაც.

ოპტიკურად სუფთა წყალში სპექტრის ხილული სხივების შთანთქმა ხ. ვ. სარვეის მიხედვით¹ ნაჩვენებია 25-ე ცხრილში.

წყალში ინტენსიურად შთანთქმება გრძელტალღიანი (წითელი და ყვითელი) სპექტრის ნაწილი. წითელი სხივების დიდი ნაწილი ინთქმება წყლის უკიდურე-

¹ Б. Б. Богословский, Озероведение, Москва, 1960, გვ. 133.

სი ზედაპირის მიერ, რომელიც გარდაიქმნება სითბურ ენერგიად და იხარჯება წყლის გათბობაზე. მოკლეთალღიანი ლურჯი სხივების ნაწილი წყალში მნიშვნელოვან სიღრმემდე აღწევს, ამიტომ წყალი მოლურჯო-მტრედისფერი ხდება.

წყალში წვრილი ატიენარებული ნაწილაკები მოკლეთალღოვან სხივებს მალე აქრობს, ხოლო, თუ ნაწილაკები დიდი ზომისაა, მაშინ ისინი ხელს უშლიან სინათლის გატარებას.

ტბის წყლის გამჭვირვალობის დახასიათება შეიძლება: 1) გამჭვირვალობის კოეფიციენტით და 2) შეფარდებითი გამჭვირვალობით. ანუ

ცხრილი 25

სპექტრის ხილული სხივების შთანთქმა
(ბ. ე. ხარვეის მიხედვით)

ფერი	ტალღის საშუალო სიგრძე μ	შთანთქმის კოეფიციენტი
იისფერი	415	0,03
ინდიგო	450	0,02
ლურჯი	470	0,02
მწვანე-ლურჯი	490	0,02
მწვანე	530	0,02
მწვანე-ყვითელი	550	0,03
ყვითელი	590	0,10
ყვითელ-ნარინჯისფერი	615	0,20
წითელი	660	0,25

მიედევლობის სიღრმით. გამჭვირვალობის კოეფიციენტი გამოიანგარიშება ფორმულით: $P = \frac{l_1}{l_2}$, სადაც l_1 სინათლის ენერგიის დაბნევა ერთი მეტრის

წყლის სისქის ზედა ფენის საზღვარზე, l_2 —სინათლის ენერგიის დაბნევა ამავე ფენის ქვედა საზღვარზე.

გამჭვირვალობის კოეფიციენტი იზომება სხვადასხვა ტიპის ფოტომეტრებით ან წყალქვეშა პირანომეტრებით. ფოტომეტრები მგრძნობიარეა ხილული სპექტრის მოკლეთალღიანი სხივების მიმართ, ხოლო პირანომეტრებს არა აქვს შერჩევითი მგრძნობიარობა და მზის რადიაციის ყველა სიგრძის ტალღებს ღებულობს. ტბის წყლის სიღრმეში, განსაკუთრებით ფსკერის მახლობელ ფენებში, გამჭვირვალობის კოეფიციენტი მცირდება წყლის ფერისა და სიმღვრივის გადიდების შედეგად. თუ ტბაში წყალი უფერო და ოპტიკურად სუფთაა, მაშინ გამჭვირვალობის კოეფიციენტი 90%-ზე მეტი იქნება და სიღრმისაკენ გაიზრდება 98%-მდე. ოკეანეებისა და ტბების კარგი გამჭვირვალობა არასდროს არ ჩამოდის 70% დაბლა. იგი ჩვეულებრივ მერყეობს 80—90% ფარგლებში.

შეფარდებითი გამჭვირვალობა, ანუ ხილული სიღრმე, წყალში ჩაშვებულა თეთრი დისკოთი გაიზომება. გამჭვირვალობის უდიდესი სიღრმე (40,2 მ) აღმოჩენილ იქნა ბაიკალის ტბაში. დიდი გამჭვირვალობით ხასიათდება აგრეთვე არალის ზღვა (24,0 მ), სევანის ტბა (21,0 მ), ლადოგისა და ონეგის ტბებში ეს სიღრმე 7—8 მ არ აღემატება.

უმცირეს გამჭვირვალობას ანგარიშობენ სანტიმეტრებში. ასეთი მცირე გამჭვირვალობით გამოირჩევა ძალიან შეფერილი და ბიოგენური ნივთიერებებით

მდიდარი ტბები, სადაც ზაფხულში მასიურად იწყებს განვითარებას წყალმცენარეები. ცული გამჭვირვალობით ხასიათდება აგრეთვე ტბების წყლები, რომელთაც ატივინარებული ნივთიერებით მდიდარი მდინარეები ერთვის.

მცირეწყლიან ტბებს, რომლებიც ქარის გავლენას განიცდის. წყლის გამჭვირვალობა მცირე აქვს. უდიდესი სიმღვრივითა და უმცირესი გამჭვირვალობით გამოირჩევა ტბების ფსკერის მახლობელი წყლის ფენები.

ტბების წყლის გამჭვირვალობა სეზონურ რყევადობას განიცდის. უდიდესი გამჭვირვალობა ტბების უმრავლესობას ზამთარსა და შემოდგომაზე აქვს. უმცირესი კი — გაზაფხულსა და ზაფხულში.

გამჭვირვალობის სეზონური რყევადობა უფრო მკვეთრად ვლინდება ღრმ-წყლოვან ტბებში. მცირეწყლიან ტბებში კი გამჭვირვალობის სეზონური განაწილების გამოვლინებას ხელს უშლის გამუდმებული ლეღვით წყლების არე-დარევა.

შემოდგომისა და ზამთრის პერიოდში უდიდესი გამჭვირვალობა აიხსნება: ტბებში მდინარეთა მიერ ატივინარებული მასალის მცირე შემოტანით და ყინულსაფრის გამო ლეღვის შეწყვეტით. გაზაფხულსა და ზაფხულში გამჭვირვალობას ტბებში აღიდებს მდინარეების მიერ ატივინარებული მასალის დიდი რაოდენობით შემოტანა, წყალმცენარეებისა და ცხოველთა გამრავლება-განვითარება და გაძლიერებული ლეღვა ყინულებიდან განთავისუფლების შემდეგ.

ტბებში ზოგჯერ გამჭვირვალობის დღელამურ რყევას იწვევს პლანქტონის მიგრაცია.

ტბების წყლის ფერი მრავალგვარია. გაფილტრული ტბის წყალს თუ ჩავსახამთ ქიქაში, იგი გამოხდელი წყლის მსგავსად უფერული ან მოყვითალო-ყავისფერი იქნება. მაღალმთიანი ზონის ტბებისათვის დამახასიათებელია უფერულობა და გამჭვირვალობა. ჩრდილოეთის ტბების წყლები, რომელთაც ქაობების წყლები ერთვის, შემფერავ ჰუმუსოვან ნივთიერებებს შეიცავს. მხოლოდ წყლის სქელ ფენაში გამოჩნდება გარკვევით ლურჯ-მტრედისფერად შეფერილი სუფთა წყალი. ეს აიხსნება, ერთი მხრივ, წყლის მიერ მნიშვნელოვან რაოდენობით გრძელტალღიანი სხივების შთანთქმით, ხოლო, მეორე მხრივ, მოკლელტალღიანი შთანთქმული სხივების გაფანტვით.

ბუნებრივ პირობებში ტბების წყლებს, რომლებიც არ შეიცავს შემფერავ ნივთიერებებს, ჩვეულებრივად აქვს ლურჯიდან დაწყებული მწვანე-ყვითელ ფერამდე. თუ წყალი სავსებით სუფთაა ან მასში ძალიან წვრილი ატივინარებული მასალაა, იგი გამოირჩევა ინტენსიური ლურჯი ფერით. ატივინარებულ მასალასა და ნაწილაკების სიდიდის მომატებით წყალი მწვანდება და ყვითელ ფერს მიიღებს.

წყლის ფერს ტბებში წყლის გამჭვირვალობასთან ერთად საზღვრავენ ფორელ-უელის სკალის საშუალებით.

როგორც აღნიშნული იყო, ტბის სუფთა წყალს ლურჯი ფერი აქვს (რადგანაც ლურჯი სხივები ყველაზე უფრო მეტად იფანტება). ასეთ ტბებს მიეკუთვნება: ისიკ-ყული, ყარა-ყული, სევანი, ბაიკალის ტბა და არალის ზღვა. მწვანე ფერს წყალი გახსნილი კირიდან ლებულობს, მწვანე-ყვითელ ფერს — დიდი რაოდენობით ორგანული ნივთიერებებიდან, მუქ-ყავისფერს — ჰუმუსოვანი ნივთიერებების დიდი რაოდენობის გამო. როგორც გამჭვირვალობა, ისე წყლის ფერიც წლის სეზონებში იცვლება..

წყალს, გარდა საკუთარი ფერისა. მოჩვენებითი ფერიც აქვს. რომელიც წარმოიქმნება განათების პირობების თავისებურებით.

§ 184. ბავიის ბიოლოგია

ტბებში დასახლებული მცენარეული და ცოცხალი ორგანიზმების განვითარება მჭიდროდ არის დაკავშირებული ტბების წყლის ქიმიურ შედგენილობასთან, წყლის ტემპერატურასთან, გამჟვირვალობასთან, ქვაბულების გრუნტის ხასიათთან, ტბებში მიმდინარე დინამიკურ პროცესებთან (დინებები, ლევა. სეიშები) და სხვ.

ცხოველთა სამყაროს განვითარება ინტენსიურად მიმდინარეობს პატარა და მცირეწყლიან ტბებში, რომელთაც აქვთ ზომიერი მინერალიზაცია და საკმარისი რაოდენობით საკვები ნივთიერებანი, განსაკუთრებით — ნიტრატები და ფოსფატები. ღრმა, ცივ ტბებში, რომლებშიც უმნიშვნელოა მინერალიზაცია და მცირეა საზრდო მარილების რაოდენობა, ცოცხალი ორგანიზმების ცხოვრება გაძნელებულია. ტბებში ცოცხალი ორგანიზმები გადაადგილების პირობებისა და სხვადასხვა ზონებში გავრცელების მიხედვით, ისევე, როგორც მდინარეებში, სამ ეკოლოგიურ ჯგუფად იყოფა: პლანქტონი, ნექტონი და ბენტონი.

პლანქტონის, ნექტონისა და ბენტონის განლაგება ტბებში დამოკიდებულია განათებაზე, წყლის ტემპერატურაზე, ენგბადის რეჟიმზე, ქარების მოქმედებასა და სხვ. ტბებში ორგანიზმების არსებობისათვის სპეციალური პირობები იქმნება ლიტორალურ და პელაგიალის ზონაში. ლიტორალურ (სანაპირო) ზონას, სიღრმის ზონისაგან განსხვავებით, ვერტიკალზე შედარებით ერთნაირი ტემპერატურული რეჟიმი და ქიმიური პირობები აქვს. სეზონური და დღეღამური ტემპერატურების რყევადობა სანაპირო ზოლში მეტია, ვიდრე სიღრმის ზონაში. ზომიერი კლიმატის განედებში ზამთარში ხდება წყლის გაყინვა ცალკეულ უბნებში ფსკერამდეც კი, ხოლო ზაფხულის პერიოდში 25—30°-მდე თბება. ხშირად სანაპირო ზოლი აგებულია სხვადასხვა ქანებით და დაფარულია რიყის ქვებით. მას აქვს ფსკერის სხვადასხვაგვარი დახრილობა, არ არის დაცული ქარების მოქმედებისაგან და მასთან დაკავშირებული ლეღლისაგან. ყველა აღნიშნული პირობის გამო ლიტორალი ბიოლოგიური პირობებით დიდად განსხვავდება სიღრმის ზონისაგან და ხასიათდება დიდი სხვადასხვაობით.

ლიტორალისათვის დამახასიათებელია მაღალი მცენარეულობის არსებობა, როგორც არის ლერწამი, ჩალამკალამი, შვიტა და სხვ.

მაღალი მცენარეულობა ანელბს ლეღვას სანაპირო ზოლში, სადაც ტემპერატურის, ენგბადისა და სინათლის რეჟიმი საუკეთესო პირობებს ქმნის ცოცხალი ორგანიზმების არსებობისათვის. ზვირთცემის ზოლი ღარიბია ფლორითა და ფაუნით. ქვიან სანაპირო უბნებში გვხვდება მუცლით მხოხავი ლოკოინები, წურბლები, კიბოები, კოლოს მატლები და სხვ. ფლორა წარმოდგენილია ქვებზე გაწოლილი წყალმცენარეებით, ხავსებით და სხვ.

პროფუნდალში ცხოვრების პირობები სხვადასხვაგვარია. აქ ტემპერატურის რყევადობის ამპლიტუდა მცირეა, გაზების რაოდენობა (O_2 , CO_2 , H_2S) წლის განმავლობაში მნიშვნელოვან ცვალებადობას განიცდის და განისაზღვრება

ფსკერზე დალექილი ლამის ფენის სისქით. ფსკერის განათებულობა სუსტია. ამასთან დაკავშირებით ბენტოსის მთავარი მასა წარმოდგენილია ლამის მოყვარე ცხოველებით, ბაქტერიულ-სოკოებრივი ფლორით. პროფუნდული მწვანე მცენარეულობას მოკლებულია. ბაქტერიების განვითარება ხელს უწყობს ფსკერზე ორგანულ ნივთიერებათა დაგროვებას.

მტკნარი ტბები საზრდოობის შემცველობის მიხედვით სამ ტიპად იყოფა: ოლიგოტროფული, ევტროფული და დისტროფული.

1. ოლიგოტროფული (მცირესაზრდოიანი) ტბები მცირე სასაზრდოო ნივთიერებებს შეიცავს, ამიტომ მათი წყლები ღარიბია ფიტოპლანქტონით. ტბების ფსკერის ნალამი არ შეიცავს ორგანულ ნივთიერებებს და დაქანგვისათვის არ მოითხოვს ენგებადს, ამიტომ ენგებადი ტბების წყლის მთელ სისქეში თანაბრად არის განაწილებული. ასეთი ტბების წყლები ხასიათდება დიდი გამჟვერვალობით, მათ ლურჯი და მწვანე ფერი აქვთ. ასეთებია ენევის, ბოდენისა და ბაიკალის ტბები.

2. ევტროფული (საზრდოიანი) ტბების წყლები მდიდარია სასაზრდოო ნივთიერებებით, ხასიათდება ფიტოპლანქტონის ინტენსიური განვითარებით და მაღალი წყალმცენარეებით, რომლებიც დიდი რაოდენობით ვითარდებიან. ტბის ფსკერზე ილექება მკვდარი მცენარეულობა, რომელიც დასაყენგავად დიდი რაოდენობით მოითხოვს ენგებადს. ამიტომ ენგებადის რაოდენობა ფსკერისაკენ მკვეთრად იცვლება. ასეთი ტბის ტბებს ყვითელი ფერი აქვს.

3. დისტროფული (არასაზრდოიანი) ტბები ძირითადად გვხვდება ქაობების ლანდშაფტურ ზონაში. ისინი შეიცავენ მცირე სასაზრდოო ნივთიერებებს და დიდი რაოდენობით — ჰუმუსის მჟავას. ენგებადის რაოდენობა უმნიშვნელოა; ფიტოპლანქტონი და მაღალი წყალმცენარეები სუსტად არის განვითარებული. ასეთი ტბების წყლებს მცირე გამჟვერვალობა, პუქი-ყავისფერი ან ყვითელი ფერი აქვს. დისტროფული ტბები გავრცელებულია სკანდინავიასა და საბჭოთა კავშირის ჩრდილო ნაწილში.

ტბები დროთა განმავლობაში შეიძლება ერთი ტიპიდან გადაიქცეს მეორედ. ახალგაზრდა ოლიგოტროფული ტბა შეიძლება გადაიქცეს ევტროფულ სიმწიფის ტბად. ტბების დისტროფულობა წარმოიქმნება ხავსებით დაფარვისას.

ბიომასა და ტბების პროდუქტიულობა. ცოცხალი ორგანიზმებისა და ორგანული ნივთიერების საერთო რაოდენობას, რომელიც ტბის წყლის მოცულობის ან ფსკერის ფართობის ერთეულზე მოდის და გამოსახულია წონით ერთეულებში, ბიომასა ეწოდება. ორგანიზმების ბიომასა შეიძლება ვიანგარიშით ცალკეულ სახეთა ჯგუფებისთვის და ყველა ორგანიზმისათვის ბიომასის რაოდენობრივ ცვალებადობაზე სისტემატური დაკვირვებით; შეიძლება დავადგინოთ ბიომასის რყევადობა რომელიმე დროის მონაკვეთში. ბიომასის დაგროვება დაკავშირებულია ინდივიდუალურ ზრდასა და გამრავლებასთან, შემცირება კი — ორგანიზმების ბუნებრივ და ხელოვნურ გასაყვალთან.

წყალსატევებში ორგანულ ნივთიერებათა მთლიან კვლავწარმოებას ცოცხალი ორგანიზმების სახით ბიოლოგიური პროდუქტიულობა ეწოდება.

ტბების დაპრობა მცენარეულობით მათი განვითარების ნორმალურ პროცესს წარმოადგენს. გარედან მოტანილი მასალით ტბების ქვაბულების თანდათანობით ამოვსება ხელსაყრელ პირობებს ქმნის მცენარეულობის განვითარებისათვის, პირველად — სანაპირო, ლიტორალურ ზონაში, რომელიც შემდეგ მიიწევს ტბების ცენტრისაკენ.

ლიტორალში ფსკერი საკმარისად განათებულია მასზე მცენარეულობის განვითარებისათვის. მისი ქვედა საზღვრის გავრცელება დამოკიდებულია სიღრმეში სინათლის ჩაღწევაზე, ტბის გეოგრაფიულ მდებარეობასა და წყლის გამჭვირვალობაზე.

მთლიანად ლიტორალისათვის დამახასიათებელია მსხვილი მცენარეების განვითარება, მაგრამ, სადაც ზვირთუკმა დიდია და ნაპირი ირეცხება, იქ წყნარ დღეებში განვითარებას ასწრებს მხოლოდ მიკროსკოპული წყალმცენარეები. ლიტორალის ქვედა საზღვრიდან მკვეთრად იცვლება განათების პირობები, ტალღების მნგრეველი მოქმედება, გრუნტის შედგენილობა, თერმული, ქიმიური და ბიოლოგიური პირობები. ამიტომ ლიტორალურ ზოლში მცენარეული და ცხოველთა სამყარო განლაგებულია საფეხურებად, ანუ ზონების მიხედვით.

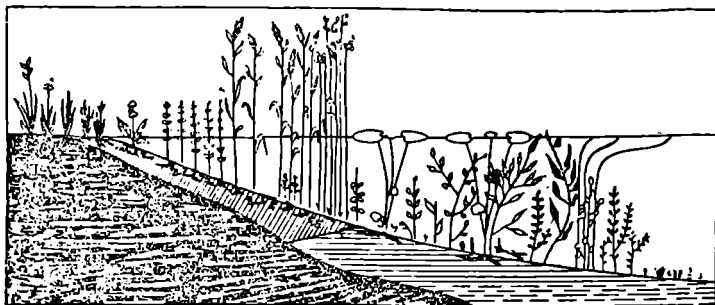
მცირეწყლიან სანაპირო ზოლში ერთი მეტრის სიღრმემდე იზრდება ისლი, კილი, ბაია, თაგვისყურა და სხვა ტენისმოყვარე მცენარეები. შემდეგ სანაპირო ნალამის ზოლში ვითარდება მცირე სიმაღლის წყალხმელეთა მცენარეულიობა — ტბის შვიტა, წვრილფოთლიანი ისლი, ლაქაში და სხვ. ამ ზონაში მრავალი სახის თევზი ყრის ქვირითს. ყინულებიდან წყლის განთავისუფლებისთანავე სწრაფად ვითარდებიან უხერხემლონი, მაგრამ დიდი ზომის თევზებისათვის ამ ზონის წყლის სიღრმე საკმარისი არ არის.

სანაპირო ნალამის მცენარეებს ტბის ცენტრისაკენ ცვლის ორი მეტრის სიღრმემდე მაღალი წყალხედა მცენარეულიობა — ლერწამი, ჩალა, ზოგან გვხვდება აკლიმატიზირებული ინდოეთის წყლის ბრინჯი; ლერწამი წყალქვეშ ორ მეტრზეა, ხოლო წყლის ზევით სამ მეტრამდე იზრდება. ეს მაგარი მცენარეები მდიდარია ცელულოზით, ძნელად იხრწნება და ფსკერზე უხეშ ნაფენს იძლევა. ეს ზონა, განსაკუთრებით ზაფხულის მეორე ნახევარში, არ არის ხელსაყრელი თევზებისათვის. სანაპირო ლერწმის ბარიერი აქრობს ტალღებს და ნაპირს იცავს გარეცხვისაგან. ლერწამი და სხვა მცენარეები, რომლებიც ამ ზონაში სწრაფად იზრდება, შეიძლება გამოყენებულ იქნეს სამშენებლო მასალად, სათბობად, ქაღალდის მისაღებად და სხვ.

2,5—3 მეტრის სიღრმეზე სახლდება ნახევრად ჩაძირული მცენარეები. წყლის ზედაპირი იფარება მათი მცურავი ფოთლებით. ამ ზონაში უმთავრესად გვხვდება თეთრი ღუმფარები, ყვითელი აყიროები. წყლის უგრეხელა, მცურავი რდესტი და სხვ. ტბის ცენტრიდან ნახევრად ჩაძირულ მცენარეების ზონის შემდეგ ვრცელდება ჩაძირული მცენარეების ზონა. ამ მცენარეების ლეროები 3—5 მეტრის სიღრმიდან წყლის ზედაპირზე ამოდის. წყლის მთელი სისქე სავსეა რბილი, მოქნილი რდესტის ფოთლებითა და ლეროებით; ეს ზონა მდიდარია თევზითა და კიბოსნაირებით. კობრისნაირები, კარჩხანა და კაპარკინა აქ ყრის ქვირითს და მრავლდება (ნახ. 80).

შემდეგ ტბის ცენტრისაკენ ვითარდება ისეთი მცენარეები, რომლებიც სინათლეს არ მოითხოვს. ასეთებია წყლის ხავსები, მიკროსკოპული წყალმცენა-

რეები ჩვეულებრივად ზონას 5—12 მეტრის სიღრმე უჭირავს. ხოლო ზოგიერთ ტბაში უფრო დიდ სიღრმეზედაც ვრცელდება. მაგალითად: ტელეციის ტბაში ხავსების ზონა 20 მ-მდე ვრცელდება, ისიკ-ყულის ტბაში—40 მ-მდე, ბაიკა-



ნახ. 80. წყალმცენარეულობით ტბების დაპყრობის სქემა.

ლის ტბაში—40—50 მეტრამდე და ა. შ. სიკვდილის შემდეგ მცენარეები ტბის ფსკერზე ილექება და თანდათანობით მას ავსებს. რამდენადაც ივსება ტბის ქვაბული ნალექი მასალით. წყალმცენარეთა რგოლი ცენტრისაკენ წყლის სარკეს თანდათან ამცირებს. როცა ტბის სიღრმე შემცირდება და მცენარეულობით მთლიანად იფარება, იგი ჯერ პატარა ტბად, ანუ ტბორად გადაიქცევა, ხოლო შემდეგ კი ქაობის მცენარეულობით დაიფარება და ტბის ადგილზე ქაობი წარმოიშობა.

ციცაბონაპირიანი ტბების ქაობად გადაქცევა ხდება ნაპირებიდან ტბის ზედაპირზე მოტივტივე მცენარეულობის დაფარვით. მოტივტივე მცენარეულობა ძირითადად შედგება სფაგნიუმის ხავსისაგან, რომელიც თანდათან მიიწევს ტბის ცენტრისაკენ და ტბის ფართობს ამცირებს. მოტივტივე მცენარეულ საფარს ქვევიდან მკვდარი ნარჩენები ტბის ფსკერზე ეფინება და ფსკერს ამალღებს. ტბა მცირეწყლიანი ხდება და ბოლოს ქაობად იქცევა.

§ 188. ორგანულ ნივთიერებათა გრუნვა ბაზაში

ტბებში გამუდმებით მიმდინარეობს ნივთიერებათა ბრუნვა, რომელშიც მონაწილეობს ცოცხალი ორგანიზმები. ზოგიერთ მცენარესა და წყალმცენარეს ცხოველები იყენებენ საზრდოობისათვის. მტაცებელი ცხოველები სხვა სახის ცხოველებით იკვებებიან. მკვდარი მცენარეებისა და ცხოველების ნარჩენები ხარწნება როგორც ტბის ქვაბულის ფსკერზე, ისე წყლის სისქეშიც. ხარწნის პროცესებს იყენებს მცენარეები და ამ გზით განმეორებით ხდება ნივთიერებათა ბრუნვა. ტბების ფსკერზე ეანგბადის სიმცირის გამო გახარწნის პროცესები არ მიდის ბოლომდე, ხოლო ორგანული ნივთიერებები თანდათანობით გროვდება ტბაში სხვადასხვა ლამის სახით, რომელსაც უერთდება სხვადასხვა სახის მარილიანი ლამი და წარმოშობს მინერალის წვრილ ნაწილაკებს.

ტბები ორგანულ ნივთიერებათა ბრუნვის ხასიათის მიხედვით მეტად მრავალგვაროვანია. ზოგიერთ ტბაში ნივთიერებათა ბრუნვის პროცესით ორგანული

ნივთიერება თითქმის მთლიანად მინერალიზებულია. ზოგიერთში კი მინერალიზაციის პროცესები ჩამორჩება ორგანული ნივთიერების დაგროვებას და ქვაბულის ფსკერის ნალექებში იწყება გაუხრწნელი ნივთიერების ინტენსიური დაგროვება. ორთავე შემთხვევაში ნივთიერებათა ბრუნვის მსვლელობა მჭიდროდ არის დაკავშირებული ტბის გარემო პირობებთან.

§ 187. ტაგანის ტევზი

ტბები, ისევე როგორც მდინარეები, მდიდარია სხვადასხვა სახის თევზით. ტბების თევზი თავისი არსებობის პირობებისათვის განვითარების სხვადასხვა ეტაპზე შორეულ და ხანგრძლივ მიგრაციას ასრულებს. იგი მიდის საზრდოს მოსაპოვებლად, გამოზამთრებისა და გამრავლებისათვის ქვირითის დასაყრელად. ტბებიდან ქვირითის დასაყრელად მიდის: ტბის ორაგული, კალმახი, სიგა თევზი, ნაწილობრივ ცქიმურა თევზი და სხვ. ბალტიის ზღვის აუზის ტბებში მცხოვრები გველთევზა გამრავლებისათვის მიდის ატლანტის ოკეანეში (სარგასის ზღვაში). მდინარეებში ქვირითის დასაყრელად მიმავალ თევზს ხშირად ხვდება დიდი დაბრკოლება აშენებული კაშხალების, ბრაკონიერებისა და სხვ. სახით. ზოგჯერ მდინარეები გაქუქვიანებულია ქარხნებში გადამუშავებული წყლით და სხვ.

თევზები განვითარების ეტაპების მიხედვით იყოფა სხვადასხვა ჯგუფებად. თევზებს, რომელნიც ცხოვრობენ სანაპირო ზოლის მცენარეულობაში, ანუ სანაპირო შამბნარში, შამბნარის თევზები ეწოდება. მათ მიეკუთვნება კარჩხანანაირნი, კაპარკინანაირნი, ნაფოტასნაირნი, ფრთაწითელა თევზი, იდი, ქორჭილა, ქარიყლაპია და სხვ. ზოგიერთები გადიან შამბნარიდან და ტბის ფსკერზე პროფუნდალში ცხოვრობენ; მათ ფსკერის თევზებს უწოდებენ. ასეთებია ზოგიერთი სიგა თევზი, კაპარკინა, კობრი, ლოქო, ჩიქვი, სიღრმის ქორჭილა, გველთევზა, ლლაბუტა და სხვ. ღია წყალში ცხოვრობენ პელაგური თევზები: ჭაფალა, ცქიმურა, ფარგა და სხვ.

საკვების შედგენილობის მიხედვით შეიძლება გავარჩიოთ მცენარეულობის მჭამელი და ცხოველმჭამელი თევზები. მცენარეულობის მჭამელ თევზებს მიეკუთვნება ნაფოტასნაირები, ფრთაწითელა თევზები და ხრამული. ცხოველმჭამელ თევზებს მიეკუთვნება ჭაფალა თევზი, სიგა თევზი, კაპარკინა, ჩიქვი და სხვ. მტაცებლებს, ანუ ტიოფაგებს, მიეკუთვნება: ორაგული, ცქიმურა, ქარიყლაპია, ლოქო, ქორჭილა და სხვ.

თევზების შედგენილობის მიხედვით ტბები, მ. პ. სომოვის თანახმად, შეიძლება რამდენიმე ტიპად დაიყოს.

1) კარჩხანაირნი ტბები მცირეწყლიანია; ძალიან ხშირად — პატარა, ზაფხულში ჩრდილო რაიონებში თბება 14°-მდე, სამხრეთში — 18°-მდე, ზამთარში უანგზადის დეფიციტია. წყალმცენარეულობა ვრცელდება ტბის მთელ სივრცეზე. აქ გარდა ოქროს და ვერცხლისფერი კარჩხანა თევზებისა გვხვდება თევზის სხვა სახეებიც. თუ ტბას ერთვის მდინარე და იგი შედარებით მდიდარია უანგზადით, იქ ცხოვრობს ნაფოტა, ქორჭილა, ქარიყლაპია. ამ ტიპის ტბებს მიეკუთვნება მრავალრიცხოვანი პატარ-პატარა წყალსატევები სსრ კავშირის ევროპული ნაწილის ტორფიან მასივებში, დასავლეთ ციმბირის ტყე-ველისა და ველის ზონის პატარა ტბები და სხვ.

2) ქორჭილანაფოტიან ტბებს არა აქვს პროფუნდალი და ტიპურია ვაკეებისათვის. ზამთარში ჟანგბადის შემცველობა ეცემა 1—3 მგ/ლ. ლაქაზიანობა მნიშვნელოვანია. გარდა ქორჭილასა და ნაფოტასი, აქ გვხვდება ქარილაპია და კაპარჭინა თევზი.

3) კაპარჭინიან ტბებს აქვს ზომიერი სიღრმე და ლამიანი პროფუნდალი. ზამთარში ჟანგბადის დეფიციტია (1—3 მგ/ლ). სანაპირო მცენარეულობა განვითარებულია. გარდა ქარილაპიასა, აქ გვხვდება ჩიქვი და ფარჯ თევზი.

4) ფარგაიანი ტბები მსგავსია კაპარჭინიანი ტბებისა, აქვს გაშლილი პელაგიალი, მცირედ განვითარებულია ლაქაში, მდიდარია პლანქტონით.

5) სიგა თევზიანი ტბები საეპარისად ღრმაა. ჰიპოლიმნიონში არ არის ჟანგბადის დეფიციტი. ტბების ფსკერზე გამოიყოფა ქვირითის დასაყრელი უბნები. პროფუნდალი წარმოდგენილია ლამით. ეპილიმნიონში ცხოვრობს სითბოს მოყვარული თევზები.

6) ორაგულიანი ტბები. გარდა სიცივის მოყვარული ორაგულისა. აქ გვხვდება ტბის კალმახი, სიგა თევზი და სხვები. ამ ტბებისათვის დამახასიათებელია ციკაბო კალთები, განიერი ცივი პროფუნდალი, სუსტად არის განვითარებული ფიტოპლანქტონი. მრავალი თევზისათვის ამ ტბებში აუცილებელია ქვირითის დასაყრელად კორომიანი და სუფთაწყლიანი მდინარეები.

7) ტბები მდინარეული კალმახით მთის პატარა ტბებია, რომელნიც ნაწილობრივ იკვებებიან ყინვარული წყლებით. ფსკერის კალთები ციკაბოა, ხასიათდება მკვრივი ქანებით; წყალი ყოველთვის სუფთაა. ასეთი ტბებია ალაბებში, კარპატებში, ბალკანებში, კავკასიაში, ურალსა და სხვ.

§ 188. ტიპური ნალექები

ტბებში გამუდმებით წარმოებს იმ ნივთიერებათა აკუმულაციის პროცესები, რომლებიც შემოტანილია გარედან ან თვით ტბებშია წარმოქმნილი. ეს ნივთიერებები განიცდის წყალში მიმდინარე რთული დინამიკური, თერმული, ქიმიური და ბიოლოგიური პროცესების მოქმედებას, რაც დიდი ხნის განმავლობაში გრძელდება ნაწილაკების ფსკერზე დალექვის შემდეგაც. მყარი ნაწილაკების დალექვის სიჩქარე ტბაში დამოკიდებულია ნაწილაკის სიდიდეზე, ფორმასა და სიმკვრივეზე, წყლის თვისებასა და მოძრაობაზე (დინებები, ლეღვა, გადანაცვლება), ქიმიურ და ბიოლოგიურ პროცესებზე.

ტბათა ქვაბულებში ნალექების გადანაწილება განსაზღვრული კანონზომიერებით ხდება. ნალექების შემადგენელი ნაწილაკების სიდიდე ნაპირებიდან ტბის ცენტრისაკენ კლებულობს. ლოდნარი მასალა სანაპიროს მახლობლად გროვდება, რიყიან-ქვიშიანი ნალექები ღია სანაპიროებთან ზვირთეების მოქმედების ზონაში ლაგდება, შემდეგ სიღრმისაკენ მას ცვლის ზრეშიან-ქვიშიანი და ქვიშიანი ნალექები. ლეღვის მოქმედების შესუსტებასთან დაკავშირებით (2—3 მეტრის სიღრმეზე) ლამიანი ქვიშა ილექება. ბოლოს ტბის ღრმა ნაწილში ილექება ორგანული და მექანიკური წარმოშობის ლამი, რომელიც გაქლენთილია წყლით, განსაკუთრებით ზედა ფენაში.

ლამის ნალექები პირველ რიგში გროვდება ქვაბულის ფსკერის უღრმეს ადგილებში. დალექვის შედეგად ტბის ფსკერი თანდათანობით სწორდება, სიღრ-

მე მცირდება და სიღრმეთა სხვაობა სანაპიროსა და ტბის ცენტრალურ ნაწილს შორის დროთა განმავლობაში ისპობა. მცენარეულობა ნაპირებიდან ცენტრისაკენ იჭრება. ამასთან ნალამი მასალა წყლის თხელი ფენით იფარება.

ლამის ყველაზე სქელი ფენა, რომელსაც მოლურჯო-მწვანე ფერი აქვს, ზაფხულის ბოლოსა და შემოდგომის პერიოდში ილექება. როდესაც მცენარეული საფარი და ნაწილობრივ ცოცხალი ორგანიზმები კვდება. გაზაფხულზე, ჩამონადენის გადიდებასთან დაკავშირებით, მინერალური ნალექების წილი იზრდება, ზამთარში კი შავი ფერის ლამის თხელი ფენა ილექება. ენგებადის სიმცირობის შემთხვევაში წარმოიქმნება სულფიდური ნაერთები, რომლებიც ლამს მუქს ან შავ ფერს აძლევს. ტბათა რეჟიმის ცვალებადობასთან ერთად, ნალექებს ცალკეულ წლებსა და პერიოდებში სხვადასხვა სისქე აქვს. განსაკუთრებული სტრუქტურითა და ფერით. დიდი ფართობის თხელწყვილან ტბებში წყლის არევის შედეგად ნალექი მასალის ფენობრიობა ირღვევა. ტბათა ნალექი ლამია წლიური ფენების გამოკვლევა საშუალებას იძლევა დაუადგინოთ ტბის ასაკი. კლიმატი, ნალექების და ჩამონადენის წარმოშობის პირობები.

წერილი ნაწილაკების დალეკვა და დაგროვება ნელა მიმდინარეობს. ამასთან დაკავშირებით სეზონური ლამის ფენის სისქე ძალიან მცირეა. ბ. ვ. პერფილიევი დანალექი ლამის სეზონურ თხელ ფენას მიკროზონას უწოდებს. წარმოშობის მიხედვით გამოირჩევა მინერალგენური (დაკავშირებული მინერალური ნაწილაკების სედიმენტაციასთან) და ბიოგენური (წარმოქმნილი მიკრობების ლამზე მოქმედებით) მიკროზონები.

ტბების ფსკერის დანალექ მინერალურ და ორგანულ ნივთიერებათა თანაფარდობა დაკავშირებულია მათ გეოგრაფიულ პირობებთან. წყალსატევების ჰიდროლოგიურ და ქიმიურ რეჟიმთან და მათში ორგანულ სიციცნესთან. ტბების ერთ ნაწილში თითქმის მხოლოდ ორგანული ნალექები გროვდება. მეორეში — ცოტად თუ ბევრად მინერალიზებული ნალექები. მესამეში კი უმთავრესად მინერალური ნალექები.

ღრმა ტბებისათვის, სადაც წყალი სუფთაა და ნაკლებადაა განვითარებული ორგანული სიციცნლე, დამახასიათებელია განსაკუთრებით მკირე სიქის მინერალური ნალექები; ამის მაგალითია ტელეკისა და ონგის ტბები.

ორგანული ლამის დალექვისათვის უფრო ხელსაყრელი პირობებია მკირე-ფართობიან ტბებში, რომელთაც სუსტი გამდინარება აქვთ და დაცული არიან ჭარბბაზან. ასეთი ტბები მრავლად არის წარმოდგენილი ზომიერი კლიმატის ტყიან ზონაში. ეს ტბები საკმაო რაოდენობით შეიცავს საკვებ ნივთიერებებს. მათში ძალიან განვითარებულია სიციცნლე. ზაფხულის ბოლოს და განსაკუთრებით შემოდგომაზე. პლანქტონი კვდება და ფსკერზე ეშვება ლეშის - წვიმა.

ტბების ფსკერის ნალექებში სტრუქტურითა და შედგენილობით მკვეთრად გამოიყოფა საპროპელისა და ტორფიანი ნალექები.

ს ა პ რ ო პ ე ლ ი. ანუ დამპალი ლამი. შეიცავს მრავალ ორგანულ ნივთიერებას. უმთავრესად შედგება დაბალი მცენარეულობისა და ცხოველების ნარჩენებისაგან, მინერალური ნაწილაკებისა და მაღალი მცენარეულობის ნარჩენებისაგან. ორგანული ნივთიერების შედგენილობაში ქარბობს მომაკვდავი პლანქტონი. ორგანული ნივთიერებების დაშლა ასეთ ტბებში მიმდინარეობს მკირე აერაციის ან სრულებით უჰაერო პირობებში. რის შედეგადაც ორგანული ნივთიერებები სუსტად ან სრულიად არ იხრწნება და იქმნება კოლოიდურ-ამორ-

ფული მასა. რომელიც მდიდარია ცხიმებით. ცილებით და ცვილისმაგვარი ელემენტებით. ასეთმა ლამმა საპროპელის¹ (დამპალი ლამის) სახელწოდება მიიღო. საპროპელს აქვს სხვადასხვა ფერი: მუქი-მწვანე, ნაცრისფერი, შავი, მწვანე და სხვ. საპროპელის სისქე ზოგჯერ რამდენიმე მეტრს აღწევს. ზოგიერთ ტბაში წყალს უფრო ნაკლები ადგილი უჭირავს, ვიდრე ფსკერის ლამს.

ლამის მინერალური ნაწილი ივსება ორგანიზმების ცხოველმოქმედების მინერალური პროდუქტებით და მდინარეთა მიერ შემოტანილი მასალით.

საპროპელის ზედა ფენის ნაწილი 95% წყალს შეიცავს და წარმოადგენს სქელ თხევად მასას; 8—10 მ-ის სიღრმეზე იგი უფრო მკვრივი ხდება. ღრმა ფენებში საპროპელი თანდათანობით მინერალიზდება და წარმოიქმნება საპროპელიტის დანალექი, რომელიც მდიდარია მინერალური ნივთიერებით. არჩევენ თიხიან საპროპელიტს, რკინიან საპროპელიტს და სხვ.

საპროპელის გამოსდის დროს შეიძლება მივიღოთ ნავთობის სხვადასხვა პროდუქტები: მანქანის ზეთი. ბენზინი, ნავთი. გარდა ამისა, საპროპელი შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ნიადაგის განოყიერებისათვის და ცხოველთა საკვებად.

ტორფიანი ლამი აგრეთვე წარმოიქმნება ტყის ზონის დისტროფიულ ტბებში. ამ ტიპის ტბები ძირითადად ძლიერ დაჭაობებულ ადგილებშია, სადაც ისინი ქაობის მდინარეებით იკვებება. წყალი მინერალურ ნივთიერებებს მოკლებულია. მაგრამ დიდი რაოდენობით შეიცავს ორგანულ ნივთიერებებს. ლამი ძირითადად შედგება მცურავი და სანაპირო მცენარეულობის ნარჩენებისაგან. ხავსებისაგან, ფოთლებისაგან, ტოტებისა და ხეების ლეროებისაგან. ლამის სტრუქტურა უფრო უხეშია. ასეთი ლამი წაბლისფერი და მუქი-ყავისფერია.

მინერალურ ტბებში მიმდინარე ფიზიკურ-ქიმიურ პროცესებთან დაკავშირებით ხდება სხვადასხვა მარილის დალექვა. დალექილი მარილებიდან ყველაზე მეტი საწარმოო მნიშვნელობა აქვს სუფრის მარილს (ჰალიტი— NaCl). მირაბილიტს ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), სოდას ($\text{NaCO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, NaHCO_3), თაბაშირს ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), რომლებიც, როგორც ქიმიური ნედლეული, გამოიყენება ქიმიურ, ფარმაცევტულ, ელექტრომეტალურაგიულ, ფოტოგრაფიულ წარმოებაში. სოფლის მეურნეობაში ნიადაგის გასანოყიერებლად და ნაწილობრივ საქონლის საკვებად. მინერალური ტბების ლამს დიდი სამკურნალო თვისება აქვს და ფართოდ არის გამოყენებული ბალნეოლოგიაში. ასეთია, მაგალითად, ახტალის, კუმისის და სხვა სამკურნალო ტალახი.

§ 138. წყალსაცავები და მათი ჰიდროლოგიური რეჟიმი

წყალსაცავი ეწოდება ხელოვნურად შექმნილ წყალსატევს, რომლის დანიშნულებაცაა წყლის შენახვა და დაგროვება ელექტროენერჯის გამომუშავებისათვის, მორწყვისათვის, ნაოსნობისათვის და სხვ. საბჭოთა კავშირში წყლის რესურსების რენტაბელურად გამოყენებისათვის მოწყობილია უდიდესი წყალსაცავები: მდ. ვოლგაზე — ვოლგოგრადთან, კუბინშევთან, გორკთან, რიბინსკთან, უგლიჩთან და სხვ., მდ. დნეპრზე — ზაპოროჟიესთან, კახოვკასთან, მდ. დონზე — იმლიანსკთან, მდ. მტკვარზე — მინგეჩაურთან და სხვ. საბჭოთა კავშირში წყალსაცავების ფართობი ამჟამად 3 მილიონ ჰექტარს უდრის, ახლო

¹ „საპროს“ ბერძნული სიტყვაა და ნიშნავს დამპალს, „პელი“ — ლამს.

მომავალში კი 7 მილიონ ჰექტარამდე გადიდდება. მრავალი წყალსაცავი იმდენად დიდია, რომ ზოგჯერ მათ ზღვასაც უწოდებენ (რიბინსკის ზღვა და სხვ.).

მორფომეტრიული და ჰიდროლოგიური რეჟიმის დამახასიათებლების მიხედვით ძირითადად არჩევენ ტბისებურ და კალაპოტისებურ წყალსაცავებს. ისინი წარმოქმნილია კაშხლების საშუალებით მდინარეთა შეგუბებით.

კალაპოტისებურ წყალსაცავს მდინარის კალაპოტთან შედარებით ოდნავ გაგანიერებული წყლის ზედაპირი აქვს. წყალსაცავის ზედა ბიეფში დინების სიჩქარე თანდათანობით იცვლება და არა ისე მკვეთრად, როგორც ტბისებურ წყალსაცავში.

ტბისებური წყალსაცავები. რომლებიც მოწყობილია ვაკის მდინარეთა შეგუბებით, ხასიათდება დიდი ფართობითა და წყლის დიდი მოცულობით. ისინი ტბებს უახლოვდება შენელებული წყალცვლით, აგრეთვე თერმული, ქიმიური და ბიოლოგიური პროცესებით. მდინარეებთან კი ახლოსაა წყლის მოძრაობით წყალსაცავის ზედა უბანზე მდინარის ყოფილ კალაპოტში. წყალსაცავები ხელს უწყობს მდინარეთა ჩამონადენის რეგულირებას, ამცირებს წყალმოვარდნების სიმაღლეებს და ადიდებს მდინარეთა წყლიანობას წყალმცირობის პერიოდში.

წყალსაცავების ექსპლოატაციასთან დაკავშირებით პრაქტიკული ამოცანების გადასაწყვეტად დიდი მნიშვნელობა აქვს მის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების ცოდნას. მათი უშუალო გავლენით იქმნება წყალსაცავის წყლის ბალანსის ყველა ელემენტი, როგორცაა მდინარეული ჩამონადენი, მოსული ატმოსფერული ნალექები წყალსაცავის ზედაპირზე; წყლის ხარჯვა სამეურნეო მოხმარებისათვის, წყლის ზედაპირიდან აორთქლება. წყლის დანაკარგი ყინულსაფრის შექმნაზე და სხვ.

წყლით წყალსაცავის სწრაფად გავსება და გაშვება იწვევს დონეთა ცვალებადობას, რომლის ინტენსივობა დამოკიდებულია წყალსაცავში წყლის შემოსავლისა და გასავლის რაოდენობაზე. დიდ წყალსაცავებში წყლის შემოსვლა და გასვლა ხორციელდება მთელი წლის განმავლობაში, დონეები მაქსიმუმს აღწევს გაზაფხულზე. წყლის დაგროვების დროს, და უმცირეს ნიშნულამდე მცირდება ზამთრის ბოლოს. პატარა მოცულობის წყალსაცავებში დონეთა რყევადობა უფრო მკვეთრად არის გამოსახული დღე-ღამის ან რამდენიმე საათის განმავლობაში. დონეთა რყევადობას იწვევს წყლის შემოსავალი და გასავალი, რომელსაც ზოგჯერ ემთხვევა წყლის მოდენითა და მიდენით გამოწვეული დონეთა რყევადობა. ეს უკანასკნელი ყველაზე უფრო ვითარდება დიდ წყალსაცავებში, სადაც დონეთა რყევადობამ შეიძლება 2—3 მეტრს მიაღწიოს. დიდ წყალსაცავებში წყლის შემოსვლითა და დახარჯვის შედეგად დონეები ირყევა 5—5 მეტრისა და მეტი სიმაღლის ფარგლებში.

წყალსაცავებში შემოდგომის პირველადი ყინულოვანი ფორმები ჩნდება იმავე კლიმატური ზონის მდინარეებთან და ტბებთან ერთად. მთლიანი ყინულოვანი საფარი მდინარეებთან და ტბებთან შედარებით მცირე ზომის წყალსაცავებში 6—8 დღით ადრე დგება, ხოლო დიდ წყალსაცავებში სითბოს დაგროვების შედეგად უფრო გვიან იწყება. ზამთარში წყალსაცავიდან წყლის გაშვების დროს დონეთა დაკლების გამო ყინულები სანაპირო ზოლში იმსხვრევა.

წყალსაცავის განთავისუფლება ყინულებისგან სხვადასხვაგვარად წარმოებს. იმ შემთხვევაში, როდესაც წყალსაცავიდან წყლის დიდ რაოდენობას უშვებენ და ქვედა ბიეფში ყინულის საფარი უცვლელია, ამასთან წყლის სიჩქარე

0.5 მწ-მდე მატულობს, ყინულსაფარი იმსხვრევა, ყინული მოძრაობას იწყებს და წარმოიქმნება ყინულსვლა. ამ დროს ყინულები კაშხალის ზევიდან ცვივა. დიდ წყალსაცავებში ყინულები მოძრაობს არა წყლის დინებების გავლენით, არამედ ქარების გავლენით. როდესაც ყინულსაფრის სისქე და სიმტკიცე ჰკირდება, ქარი მას ადვილად ამსხვრევს და წყლის ზედაპირზე გადააქვს ერთი ადგილიდან მეორეზე. წყალსაცავის ყინულებიდან განთავისუფლება შედარებით უფრო გვიან ხდება, ვიდრე მდინარეებში.

ხეობის ტიპის ახლად შექმნილი დიდი წყალსაცავების ნაპირები სხვა-ნაირ პირობებში ხდება, რის გამოც იწყებს თავისი არსებული ფორმების შეცვლას. ეს ძირითადად წარმოებს ქარის მიერ გამოწვეული დევით და წყლის დინებებით, რომლებიც რეცხავს ნაპირებს და სანაპირო ზოლში ნაშალ მასალას ლექავს. ნაპირების დაშლა წარმოებს მანამდე, სანამ სანაპირო ზოლში არ წარმოიქმნება სანაპირო თავთხელი. ამ უკანასკნელის გავლენით ტალღების ენერჯის ნაწილი ქრება და ნაპირის ნგრევეთი მოქმედება წყდება.

მდინარის კაშხალით შეგუბების შემდეგ წყალსაცავში წყლის დინების სიჩქარე მცირდება. ეს ხელსაყრელ პირობებს ქმნის ატივნარებული მასალის დალექვისათვის, რის შედეგადაც წყალსაცავი თანდათანობით ილამება. ეს ხდება მდინარისა და შემდინარეების მოტანილი მასალის, ნაპირების ნგრევის პროდუქტებისა და მკვდარი წყალმცენარეების დალექვით.

წყალსაცავში მდინარის მიერ მოტანილი ატივნარებული მასალის დალექვის ინტენსივობა დამოკიდებულია, პირველ რიგში, საგუბარის სიმაღლეზე, წყალსაცავის სიგრძეზე და მის მოხაზულობაზე. წყალსაცავში ატივნარებული მასალის სიდიდე და განაწილება დამოკიდებულია აგრეთვე წყალსაცავიდან წყლის გასვლასა და ნაპირების მდგომარეობაზე.

წყალსაცავებში დალექვის პროცესების შესწავლა აუცილებელია, რადგან ზოგჯერ დიდი რაოდენობით დალექვა იწვევს წყალსაცავის მუშაობის შეფერხებას ან სრულიად გაუქმებას.

ჭაოგეჲი

§ 140. ჭაოგეჲი ჲა მათი ჰაჲრცეღეჲა

ჭაოგეჲი ეწოღეჲა ტერიტორიის ნაწილს, რომელსაც ახასიათებს ნიადაგ-
ჯრუნტის მუღმივი ჭარბი ტენიანობა. აქ იზრღეჲა ჭარბი ტენიანობის მოყვარუ-
ლი ჭაოგის მცენარეულობა — თეთრი ხავსი, კილი, ლერწამი, ისლი და სხვ. ეანგ-
ბადის სიმცირის პირობებში ამ მცენარეუთა ნარჩენები ძალიან ნელა იშღეჲა და
მიმდინარეობს ტორფის დაგროვება, რაც ჭაოგის ნიადაგების უმეტეს ნაწილს
ახასიათებს.

ჯრუნტის ზედაპირზე ტორფის ფენის გაჩენისას იწყება იდგილის დაჭაოგე-
ბა, ხოლო შემდეგ ტორფის სისქის გადიღებით იგი ტორფიან ჭაოგად იქცევა.

ნ. კაცის მონაცემებით, ჭაოგებისა და დაჭაოგებული ადგიღების საერთო
ფართობი უნდა იყოს არა ნაკლებ 350 მღნ ჰექტარისა. ჭაოგების ყვეღაზე ღიღი
რაოდენობაა აზიღში, ევროპასა და ჩრდილო ამერიკაში.

სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტის მონაცემებით, საბჭოთა კავ-
შირში ჭაოგების საერთო ფართობი დაახლოებით 210 მღნ ჰექტარს შეადგენს
(2.1 მღნ კმ²). ამ რაოდენობიდან სსრ კავშირის ევროპულ ნაწიღში 0.6 მღნ კვ
კმ-ია, ხოლო აზიურ ნაწიღში — 1.5 მღნ კვ.კმ.

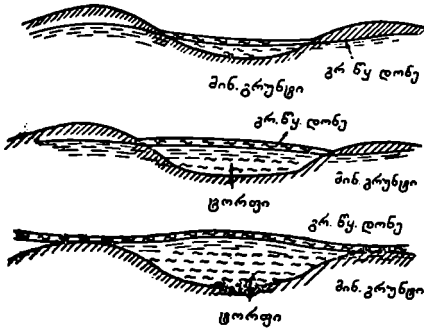
ძღიერი დაჭაოგებით ხასიათღეჲა ტუნდრისა და ტაიგის ზონა. ტუნდრის
ზონაში დაჭაოგებბა ზოგიერთ ადგიღას დაახლოებით მთელი ტერიტორიის
30% -ს შეადგენს. საბჭოთა კავშირის ტორფიანი ჭაოგების დაახლოებით
20% ტაიგის ზონაშია მოქცეული. ევროპულ ნაწიღში დაჭაოგებბა დასავღეთი-
დან აღმოსავღეთისაკენ მცირღეჲა. აზიურ ნაწიღში დაჭაოგების ყვეღაზე ღიღი
მასივი დასავღეთ ციმბირის დაბლობზეა, სადაც ცალკეულ ადგიღებზე დაჭაო-
გებული ფართობი 70% უღრის.

ჭაოგები და დაჭაოგებული ადგიღები საკმაო რაოდენობითაა წარმოდგე-
ნილი შორეული აღმოსავღეთის ფართოფოთღიან ტყეთა ზონაშიც. ეეღების.
უღაბნოებისა და ნახეღარუღაბნოების ზონაში ჭაოგები იშეღათად გეხვღეჲა. მათ
შეიღღება შეეხვღედეთ ღიღ მდინარეუთა ჭაღებში. მთებში დაჭაოგებული ადგი-
ღები შეიღღება შეეგხვღედეს პატარა-პატარა ნაკვეთების სახით გრუნტის წყღე-
ბის გამოსასვღეღების მახლობღად.

ღიღი ფართობი უჭირავს პოღესიეს ჭაოგებს, კარღიის ჭაოგებს, დნეპრის
შუაღინების ჭაოგებს და სხვ.

დასავღეთ საქართვეღოს სუბტროპიკულ ზონაში ჭაოგების ღიღი მასივე-
ბით გამოიჩენეღა კოღხეთის დაბლობის დასავღეთი სანაპირო ნაწიღი.

ქაობების წარმოქმნის პროცესებს ადგილი აქვს როგორც არქტიკულ-ისე სუბარქტიკულ და ტროპიკული კლიმატის ზონების პირობებში. ყველაზე უფრო მეტად ქაობები განვითარებულია ქარბტენიან ზომიერ კლიმატურ ზონებში, ხოლო შედარებით ნაკლებად — მშრალ კლიმატურ ზონებში. ქაობები წარმოიშობა არა მარტო რელიეფის დადაბლებულ ადგილებსა და მდინარეთა ხეობებში. არამედ წყალგამყოფებზეც და მათათაშორის ქვაბულებშიც.



ნახ. 81. დაქაობების სქემა.

ნიადაგ-გრუნტის ზედაპირის მუდმივი ან პერიოდული ქარბი ტენიანობა ხმელეთის ზედაპირის დაქაობების ძირითადი მიზეზია. წყლების დაგუბება ან მათი დინება

ხელს უწყობს ნიადაგ-გრუნტის ზედა პორიზონტის წყლით გაჯღენტას. რაც ამნელებს წყლით, ჰაერით და მინერალური რეჟიმის შეცვლით მცენარეთა საზრდობას, ხელს უშლის ბიოქიმიური პროცესების მსვლელობასა და მკვდარი ორგანული ნივთიერების გახრწნას, რომელიც ტორფის სახით გროვდება (ნახ. 81).

ტორფს წყლის დიდი შემცველობისა და მცირე წყალგამტარობის უნარი აქვს. დედამიწის ზედაპირის უარყოფით ფორმებში ტორფის ფენა ზოგჯერ დიდ სისქეს აღწევს. პირველადი იზოლირებული ქაობების მასივები თანდათან ერთდება და ქმნის ერთ მთლიან ქაობის მასივს.

დედამიწის უარყოფით ფორმებში არსებულ ქაობებში ტორფის სისქის ზრდა იწვევს გრუნტის წყლების დონეთა ამაღლებას, რის შედეგადაც როგორც ქაობში, ისე ხეობებში გრუნტის წყლების ზედაპირის დახრილობა მცირდება. ამასთან ქაობის მიმართულებით მათი დინების სიჩქარე მცირდება, რაც ხელს უწყობს გრუნტის წყლების დონეთა აწევას ქაობების მახლობელ ადგილებში. გრუნტის წყლების დონეთა აწევა გამოიწვევს დაქაობების პროცესების გაგრძელებას დიდ სივრცეზე.

ქაობები შეიძლება წარმოიშვას ქალებში წყალდიდობის დროს მდინარეებიდან წყლის გადასვლის შედეგად ან მდინარეებისა და ტბების მახლობლად გრუნტის წყლების გამოსასვლელებთან წყლების დაგუბებით, სადაც ქაობის მცენარეულობა ინტენსიურად იწყებს განვითარებას.

ქალების დაქაობების შედეგად ხდება მდელის მცენარეულობის ბუნებრივი ევოლუცია, წარმოიქმნება მკვრივი კორდი. მდელის მცენარეულობა თანდათანობით იღუპება და ვითარდება საზრდობის ნაკლებად მომთხოვნი ქაობის მცენარეულობა, სხვადასხვა სახის ისლი, ლურწამი, ქილი და სხვ. იწყება ტორფის დაგროვების პროცესები, რასაც თან მოყვება ბალახიანი ქაობების წარმოშობა.

არაებობდა ქაობების მრავალი კლასიფიკაცია. მაგრამ ისინი ქაობების სრულ დახასიათებასა და ჰიდროლოგიურ გამოკვლევებს მოკლებული იყვნენ. საბჭოთა ქაობთმცოდნეთა მთელ რიგ შრომებში მოცემულია ქაობების ახალი კლასიფიკაციები. რომლებიც ქაობების წარმოქმნის თითქმის ყველა პროცესს ძიოცავენ. ქაობების კლასიფიკაციის ახალი მეთოდის საფუძველს წარმოადგენს ქაობების, როგორც გეოგრაფიული გარემოს, ერთ-ერთი ელემენტის განხილვა, რომლის წარმოქმნა და განვითარება წარმოადგენს ჰიდროლოგიური, ბიოლოგიური, ქიმიური და მექანიკური პროცესების რთულ ურთიერთმოქმედების შედეგს.

ქაობებს წყლითა და მარილებით საზრდოობის, ზედაპირის ფორმებისა და მცენარეული ხასიათის მიხედვით სამ ძირითად ტიპად ყოფენ. ესენია: 1) ჩადაბლებული (ევეტროფული), 2) ამაღლებული (ოლიგოტროფული) და 3) გარდამავალი (მეზოტროფული) ქაობები. ისინი გამოხატავენ ქაობების განვითარებას სამ ძირითად ფაზაში: სხვადასხვა კლიმატურ, მორფოლოგიურ და ჰიდროლოგიურ პირობებში.

1. ჩადაბლებული (ევეტროფული), ანუ ბალასიანი ქაობები გავრცელებულია რელიეფის დადაბლებულ, ყოფილი ტბების ადგილებში ან მდინარეთა კალეზში. ისინი გამოირჩევიან ჩაზნექილი ან ბრტყელი ზედაპირით. ჩადაბლებული ქაობების საზრდოობაში მონაწილეობს ატმოსფერული ნალექები და ზედაპირული ჩამონადენი. მთავარ როლს საზრდოობაში მდინარეები და გრუნტის წყლები ასრულებს. წყლების მიერ მოტანილი მარილები საუკეთესო პირობებს ქმნის ჩადაბლებულ ქაობებში ევეტროფული ქაობის მცენარეულობის გავრცელებისათვის, როგორც არის მურყანი, ხავსები, ბალახეული მცენარეულობიდან — ისლი, ლერწამი, შვიტა და სხვ.

ჩადაბლებული ქაობები ძალიან დიდ ფართობზეა გავრცელებული პოლესიეში, პრიპიატის აუზში, მეშჩორის დაბლობში, დასავლეთ ციმბირის დიდ მდინარეთა და მათ შემდინარეთა აუზებში. ჩადაბლებული ქაობები გვხვდება აგრეთვე ყუბანის, თერგის, დნეპრისა და სხვა მდინარეთა დელტების რაიონებში.

2. ამაღლებული (ოლიგოტროფული) ქაობები ტენიანი კლიმატის ზონაშია გავრცელებული და ძირითადად ატმოსფერული ნალექებით საზრდოობს, ამიტომ ამაღლებული ქაობები ღარიბია მცენარეულობისათვის სასაზრდოო მარილებით, რის გამოც მცენარეულობის შედგენილობაში ქარბობს საკვების მცირეად მომთხოვნე ოლიგოტროფული მცენარეების წარმომადგენლები, როგორცაა სფაგნუმის ხავსი, ბუჩქნარები, მერქნაინებიდან ჭუჭა ფიჭვი და სხვ. ამაღლებული ქაობებისათვის დამახასიათებელია სფაგნუმის ხავსის მთლიანი საფარი. ქაობის ცენტრალურ ნაწილში სწრაფი ტემპით მიმდინარეობს ხავსის ზრდა და ტორფის დაგროვება, სადაც გახრწნის პროცესები. ინტენსიურ წყალცვლასთან დაკავშირებით, სწრაფად წარმოებს. ამაღლებულ ქაობებს ცენტრალურ ნაწილში ამობურცული ან ამოზნექილი ზედაპირის შეხედულება აქვს. ზოგიერთი ქაობის ცენტრალური ნაწილი, პერიფერიულ ნაწილთან შედარებით, 7—8 მეტრით მაღლა არის აწეული.

3. გარდამავალ (მეზოტროფულ), ანუ ტყიან ქაობებს გარდამავალი სახე აქვს მცენარეულობისა და სასაზრდოო მინერალური მარილების მიხედვით ჩადაბლებულ და ამაღლებულ ქაობებს შორის. ბალახი-

ნი ქაობები ბალახეული სტადიიდან ტყიან-გარდამავალ ქაობებში გადადის. ორგანულ ნივთიერებათა დაგროვების პროცესების დროს მინერალური მარილების სიმცირის გამო ისლი და ბალახეული მცენარეები იცვლება და მათ ნაცვლად სფაგნუმის ხავსი ვითარდება. ე. ი. გარდამავალი ქაობები თანდათანობით გადადის ამალღებულ ქაობებში.

საბჭოთა კავშირის ჩრდილოეთ მხარეში ქარბი ატმოსფერული ნალექებია მოდის. აორთქლება კი მცირეა. რის შედეგადაც ზედმეტი წყალი ქაობის ზედაპირზე გროვდება. წყლით იჟლინდება და ზედ გუბდება. ამის შედეგად მეორადი ტბა წარმოიშობა. რომლის ფსკერი და გვერდები ტორფითაა დაფარული. ამგვარად, პირველადი წყალსატევის ადგილზე ჯერ — ჩადაბლებული (ბალახიანი) ქაობი. შემდეგ — გარდამავალი ქაობი და ბოლოს ამალღებულის, სფაგნუმოიანი ქაობი წარმოიშობა, სადაც შეიძლება ხელახლად წარმოიქმნას თხელწყლიანი ტბები ტორფის ფსკერთა და ნაპირებით.

ქაობის მასივში შეიძლება სხვადასხვა უბნები გამოიყოს, რომელთაც ერთნაირი მიკრორელიეფი, ერთნაირი მცენარეულობა, ტორფის ფიზიკური თვისებები. ერთნაირი წყლის რეჟიმი და სხვ. ექნებათ. ქაობების მასივების ასეთ უბნებს ქაობის მიკროლანდშაფტს უწოდებენ. თითოეული მიკროლანდშაფტი აქ გაბატონებული მცენარეულობის სახელწოდებას ღებულობს, მაგალითად: ღიკვენარ-ბუჩქნარიანი, სფაგნუმოიანი და სხვ. მიკრორელიეფის ზედაპირის ამალღებისა და ჩადაბლების მორიგეობის მკვეთრი დანაწევრების პირობებში გამოიყოფა მიკროლანდშაფტის შემდეგი კომპლექსები: სერიალ-სველხევიანი, ტბიან-სველხევიანი და სხვ.

ქაობების ზემოაღნიშნული დაყოფა (ამალღებული, ჩადაბლებული და გარდამავალი) კარგად გამოსახავს ქაობების განვითარების სტადიებს, წყლებით საზრდოობას და მცენარეული საფარის ხასიათს, მაგრამ არ იძლევა ქაობების მდებარეობას ადგილის რელიეფის შეფარდებით სიმალღეებთან.

მდებარეობის მიხედვით კ. ე. ივანოვი ქაობებს ორ ძირითად ჯგუფად ყოფს: ა) მდინარეთა წყალგამყოფებისა და ბ) მდინარეთა ხეობების ქაობებად. ა-ჯგუფის ქაობების შემადგენლობაში შედის: 1) ქაობები წყალგამყოფის მოსწორებულ ზედაპირზე, 2) ქაობები წყალგამყოფის კალთის მოსწორებულ ზედაპირზე და 3) ქაობები წყალგამყოფის ქვაბულებში. ბ-ჯგუფის ქაობების მასივებში შედის: 1) ქალღებში არსებული ქაობები, 2) ტერასისპირა ქაობები და 3) ნამდინარეებში მდებარე ქაობები.

1. წყალგამყოფის მოსწორებულ ზედაპირის ქაობები გავრცელებულია განიერ ბრტყელ ვაკეებზე, რომელთაც წყალგამყოფის უმალღესი წერტილი უჭირავთ და მთლიანად ტორფით არიან დაფარული. ქაობებიდან წყალი სხვადასხვა მიმართულებით მიედინება.

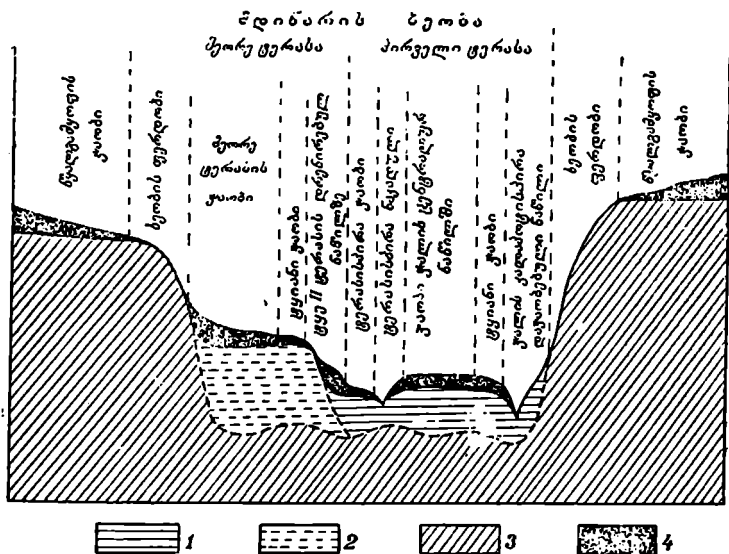
2. წყალგამყოფის კალთების მოსწორებულ ვაკეების ქაობებს უკავია მთავარი მდინარის ორ შემდინარეს შორის მცირედ დახრილი კალთები. ამ ქაობების წყლები შეიძლება მიედინებოდეს ან ერთი მთავარი მდინარისაკენ, ან ორთავე შემდინარისაკენ.

3. წყალგამყოფის ქვაბულების ქაობები მდებარეობს წყალგამყოფებს შორის ქვაბულებში. ქაობებში წყალი ქვაბულის კალთებიდან

¹ К. Е. Иванов, Гидрология болот, Ленинград, 1953, გვ. 33—37.

ჩადენება. ასეთი ჰაობების მასივები შეიძლება მოთავსებული იყოს სრულიად დაბნულ და გაუდინარ ქვაბულებში ან ისეთ ქვაბულებში, საიდანაც წყალი მცირე რაოდენობით რამდენიმე ნაკადულის სახით გამოედინება (ნახ. 82).

4. ჰალების ჰაობების მასივები ფარავს მდინარეთა ჰალებს. მათთვის დამახასიათებელია მდინარისაკენ წყლის ყოველმხრივ გადინება. ამ



ნახ. 82. მდინარის ხეობის გარდვიარდმო კეთის ჰალისა და ტერასების ჰაობების სქემა (ე ი ივანოვის მიხედვით).
1-პირველი ტერასა, 2-მეორე ტერასა, 3-მესამე ტერასა, 4-ტოფი.

ჰაობებს ზოგჯერ ზედაპირი პორიზონტული აქვს, ზოგჯერ კი მცირედ დახრილია მდინარისაკენ. ასეთი ჰალის ჰაობების მაგალითს წარმოადგენს პოლესიეს ჰაობები, დასავლეთ ციმბირის მთავარი მდინარეების ჰალების ჰაობები ობის შუა და ქვემო დინებაზე და სხვ.

5. ტერასისპირა ჰაობების მასივები განსხვავდება ჰალების ჰაობებისაგან იმით, რომ მდინარის ღონეზე მაღლა მდებარეობის გამო მათი წყალი წყალდიდობის დროს ჰაობებში არ გადადის. განიერ და ვაკე ტერასებზე ასეთ ჰაობებს მოსწორებული მდებარეობა აქვს. რიგ შემთხვევაში ტერასისპირა ჰაობები მდებარეობს ტერასების კალთებზე ან ტერასისპირა ჩადაბლებებში.

6. ნამდინარეების ჰაობების მასივებს, როგორც წესი, მცირე ფართობი უჭირავს. მდინარეთა ხეობების ჰაობებში იგულისხმება ჰალის ჰაობები და ტერასისპირა ჰაობები მოსწორებული ზედაპირებით. ამ ტიპის ჰაობების მასივები კარგად არის წარმოდგენილი დასავლეთ ციმბირის დაბლობის.

მდინარეთა აუზებში, სადაც ცალკეული ტერასების სიგანე რამდენიმე კილომეტრია. მათ დიდი ფართობი უკავიათ.

ქაობების წყლით საზრდოობა დამოკიდებულია ქაობის მასივის მდებარეობასა და რელიეფის პირობებზე.

წყალგამყოფების ქაობები შედარებით მაღალ ადგილზე მდებარეობის გამო თითქმის მთლიანად მოკლებულია გრუნტის წყლებით საზრდოობას. ისინი ძირითადად ატმოსფერული ნალექებით საზრდოობენ. ატმოსფერული ნალექების წყლებით საზრდოობს აგრეთვე წყალგამყოფის კალთებზე არსებული ქაობებიც. ზოგჯერ მათ საზრდოობაში გრუნტის წყლები მონაწილეობს, ხოლო ზედაპირული წყლებით საზრდოობა უმნიშვნელოა.

ქვაბულის ქაობების მასივები საზრდოობს როგორც ატმოსფერული ნალექებით, ასევე გრუნტის წყლებით. ქაობის ქაობების საზრდოობაში მონაწილეობს როგორც ატმოსფერული ნალექების წყლები, ისე გრუნტისა და მდინარეული წყლები, რომელნიც ავსებენ ქაობებს წყალდიდობის დროს.

§ 148. ბაოგაბაჟი წალის უმოსსაჟლისა და გასავლის ბალანსი

ქაობები წყლის ბალანსით ძლიერ განსხვავდება ერთიმეორისაგან, ვინაიდან სხვადასხვა ტიპის ქაობებს ახასიათებს სხვადასხვაგვარი საზრდოობა, წყლის შემოსავლის პირობები და წყლის გასავლის თავისებურება. მაგალითად, ამაღლებული ქაობების საზრდოობისათვის მთავარი მნიშვნელობა აქვს ატმოსფერულ ნალექებს, ხოლო ჩადაბლებული ქაობების წყლის შემოსავალში, გარდა ატმოსფერული ნალექებისა, მნიშვნელობა აქვს წყლის შემოსავალს ქაობის გარშემო მდებარე ზევებიდან და მდინარეებიდან წყალდიდობის დროს. ქაობებიდან წყლების გასავლის ბალანსში მნიშვნელოვანია აორთქლება. მაგრამ აორთქლების რაოდენობა სხვადასხვა ტიპის ქაობებიდან სხვადასხვაა. ყოველივე ამის გამო, ქაობების წყლის ბალანსი ნაკლებად არის შესწავლილი.

საბჭოთა კავშირის ჩრდილო-დასავლეთის წყალგამყოფი (ამაღლებული) ტიპის კომპლექსური ქაობის წყალშემკრები აუზის წყლის ბალანსი მოცემულია 26-ე ცხრილში.

როგორც ცხრილიდან ჩანს, წყლის ბალანსის გასავლის ნაწილში წლიურ ჩამონადენზე 25% მოდის, ხოლო აორთქლებაზე — 75%.

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ზაფხულის ნახევარწლიურში ქაობში წყლის მარაგი მაისიდან ოქტომბრამდე საშუალოდ 87 მმ-ით მცირდება, ხოლო დაზარჯული მარაგის აღდგენა ხდება ზამთარ-გაზაფხულის ნახევარწლიურში. მაგრამ მთელი მარაგის შევსება გაზაფხულის თოვლის დნობის პერიოდზე მოდის.

წლის განმავლობაში წყლის ბალანსის სხვადასხვა ელემენტებს შორის თანაფარდობა ძირითადად იცვლება. ამ ცვალებადობის დინამიკა კარგად ჩანს 27-ე ცხრილიდან.

როგორც ცხრილიდან ჩანს, ქაობიდან წყლის მარაგი ინტენსიურად იხარჯება აორთქლებაზე მაისში, ივნისსა და ივლისში. წყლის მარაგის გასავლის შემცირება ივნისსა და ივლისში მაისთან შედარებით აიხსნება აღნიშნულ თვეში ნალექების გადიდებით და აორთქლების შემცირებით.

ქაობში წყლის მარაგის შევსება იწყება აგვისტოს თვიდან და გრძელდება ყინვების დაწყებამდე. რის შემდეგ ხელახლა მატულობს გასავალი შემოსავალ-

თან შედარებით. რადგან ნალექები თოვლის სარით ქაობის ზედაპირზე გროვდება.

ქაობებიდან მაქსიმალური აორთქლება წარმოებს მაისში. ივნისსა და ივლისში, აგვისტოში კი აორთქლება ძალზე მცირდება.

ქაობების წყლის შემოსავლისა და გასავლის ბალანსზე სათანადო კავლენას ახდენს ქაობის მცენარეულობა. აორთქლების რეჟიმი და რაოდენობა სხვადასხვა ტიპის ქაობში განსხვავებულია. ასე, მაგალითად, ამოღებულ

ცხრილი 26

ქაობების ხისტიმის წყალშემკრები აუზების წყლის ბალანსი მმ-ში
(კ. ე. ივანოვის მიხედვით).

წლები	წყლიერი ბალანსი		ზაფხულის ნახევარწლიური ბალანსი				ზ. მთრის ნახევარწლიური ბალანსი			ტენის რაოდენობის შეცვლა, რომელსაც მუცელა და მწიქა წყლის მწიქა	
	ნალექი	ჩამონადენი	ნალექი	ჩამონადენი	აორთქლება	წყლის მარაგის ცვლილება	ჩამონადენი		წყლის მარაგის ცვლილება		
							სტეპლ-ჩამონადენი	მთრივე წყლის მარაგის IV თვეს			
1946	698	198	468	84	481	-97	229	48	33	180	4
1947	556	160	322	29	392	-99	234	131	122	103	4
1948	628	159	504	31	515	-41	124	123	99	1	40
1949	574	—	387	17	390	-20	188	—	—	—	—
1950	497	110	314	18	378	-78	183	92	80	91	18
1951	461	—	244	7	420	-182	217	—	—	—	—
ს.შ.	570	189	374	31	480	-87	198	98,5	83,6	—	—

ცხრილი 27

წყლის ბალანსის შედგენილობის საშუალო მნიშვნელობები თვეების მიხედვით 1948—1951 წწ. ზაფხულის ნახევარწლიურისათვის
(კ. ე. ივანოვის მიხედვით).

წყლის ბალანსის შედგენილობა	V	VI	VII	VIII	IX	X
ნალექები	33,7	85,7	77,5	69,4	64,1	44,1
აორთქლება	111,0	102,1	103,0	52,7	43,5	17,2
ჩამონადენი	12,4	4,4	1,9	3,1	4,3	5,1
ქაობში ტენის მარაგის ცვალებადობა	-88,9	-20,8	-27,5	+12,7	+16,4	+21,8

ხავსიან ქაობებში მაისის თვეში აორთქლება მეტია, ვიდრე გარდამავალ სფაგნუმ-ისლიანი ტიპის ქაობებში, ხოლო ივნისსა და ივლისში საწინააღმდეგო მოვლენას აქვს ადგილი. ამის მიზეზია ის, რომ მაისში ხავსიან ქაობებში გრუნტის წყლის დონე მაღალია და ტრანსპირაციაში მთელი ხავსის საფარი იღებს მონაწილეობას. ზაფხულის თვეებში გრუნტის წყლების დონე დაბლა იწევს. რადგან ხავსის ღეროები და ბუჩქნარის ფესვები კაპილარული წყლების ზონის ზევით რჩება, რის შედეგადაც აორთქლება ძალზე მცირდება. განსაკუთრებით რელიეფის მაღალ ფორმებზე. ბალახეული მცენარეულობა გარდამავალ ქაობებში ინტენსიურად ვითარდება ივნისში, რის გამოც ძლიერდება ტრანსპირაცია ივნის-ივლისის თვეებში. ამ პერიოდში აორთქლება გარდამავალი ქაობებიდან

გაცილებით უფრო მეტია, ვიდრე ხავსიანი ქაობებიდან, მაისის თვესთან შედარებით.

დიდი აორთქლებით გამოირჩევა სფაგნუმ-ხავსიანი და ტყიანი ქაობები, რადგან ზაფხულის ნახევარწლიურში გრუნტის წყლები ახლოსაა ზედაპირთან და ტრანსპირაცია ამ ტიპის ქაობების მცენარეულობის ზედაპირიდან ძალზე ინტენსიურად მიმდინარეობს.

ამგვარად, ხავსიანი, ბალახიანი და მერქნიანი მცენარეულობის სხვადასხვა ტრანსპირაცია და გრუნტის წყლების სხვადასხვა დონე ერთნაირ კლიმატურ პირობებში განაპირობებს აორთქლების სიდიდეს სხვადასხვა ტიპის ქაობიდან. ყველაზე მცირე აორთქლება ხდება სფაგნუმ-ბუჩქნარაიანი ქაობიდან (დაახლოებით 300 მმ). სფაგნუმ-ისლიან და ტყიან ქაობებში აორთქლება 45—50%-ით მეტია.

§ 144. ზაობებში წყლის მოძრაობა

ქაობებში წყლის მოძრაობა წარმოიქმნება როგორც ფილტრაციის გზით, ისე ქაობების ნაკადულებით და ტორფში არსებული წყლის ძარღვების საშუალებით. წყლის მოძრაობის სიჩქარე უმთავრესად დამოკიდებულია ტორფის გრუნტის წყალგამტარობაზე, რომელიც ხასიათდება ფილტრაციის კოეფიციენტის სიდიდით. ქაობის მასივის ზედა ფენას, რომელიც შედგება ცოცხალი ხავსისაგან და ჭერ კიდევ გაუხრწნელი მცენარეების ნარჩენებისაგან, ძალიან მაღალი წყალგამტარობის უნარი აქვს ტორფის ძირითადი მასისა და, განსაკუთრებით, მის ქვედა ჰორიზონტთან შედარებით.

ფილტრაციის კოეფიციენტის სიდიდე დამოკიდებულია ქაობის მიკროლანდშფეტის ტიპზე, ტორფის ხრწნადობის ხარისხსა და მის ბოტანიკურ შედგენილობაზე. ჩადბლებული ქაობის მასივებისათვის, სადაც ტორფი სუსტად გახრწნილია (10—15%), ფილტრაციის კოეფიციენტი მერყეობს 0,002-დან 0,01 სმ/წ საზღვრებში.

ამაღლებული ქაობების ტიპისათვის დამახასიათებელია ფილტრაციის კოეფიციენტის შემდეგი სიდიდეები: მცირედ გახრწნილი ტორფისათვის (10—15%)—0,01—0,025 სმ/წ. საშუალოდ გახრწნილისათვის (35—45%)—0,00025—0,001 სმ/წ¹.

ტორფის სისქეში ზედა ფენიდან ქვედა ფენისაკენ ფილტრაციის კოეფიციენტი მცირდება. მაგალითად, სფაგნუმთან ქაობში ტორფის ზედა ფენაში ფილტრაციის კოეფიციენტი ~100—300 სმ/წ უდრის, ერთი მეტრის სიღრმეზე კი იგი ~0,05—0,08 სმ/წ-მდე მცირდება. ისლიან-სფაგნუმთან ქაობში, ტორფის ზედაპირულ ფენაში, ფილტრაციის კოეფიციენტი ~80 სმ/წ-ის ტოლია, ერთი მეტრის სიღრმეზე კი ~0,01 სმ/წ-ს არ აღემატება. ფილტრაციის კოეფიციენტი ტორფის ქვედა გამაგრებულ ფენაში ნულს უახლოვდება.

ქაობიანი მასივის ზედა ფენაში, დაახლოებით 0,8-1 მ-ის სიღრმეზე, ტორფის ტენიანობა პერიოდულად იცვლება, ხოლო 0,8-1 მ-ის ქვევით მისი ტენიანობა პრაქტიკულად მუდმივია. ტორფის ზედა ფენა გამოიყოფა ბიოლოგიური პროცესების ინტენსივობის მიხედვითაც. ზედა ფენაში მცენარეების ნარჩენების

¹ А. И. Чеботарев, Общая гидрология (вод суши), Ленинград, 1960, гл. 490.

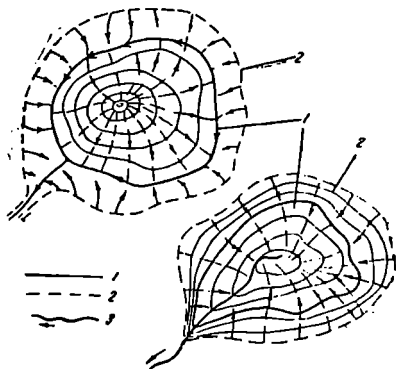
ინტენსიურ განზრუნას განაპირობებს კარგი ჰაერაცია და მიკროორგანიზმების სიციცხლისუნარიანობა. ამის მიხედვით ჭაობის ზედა ფენას აქტიურ ან მოქმედ ფენას უწოდებენ. მის ქვევით მოთავსებულია ინერტული ფენა. იგი გამოირჩევა მცირე წყალგამტარიანობით, წყლის ერთნაირი რაოდენობითა და ჰაერის შეუღწევლობით, ამასთან მოკლებულია აერობულ მიკროორგანიზმებს. ყოველივე ეს ხელს უწყობს ტორფის წარმოშობას.

საზღვარი აქტიურ და ინერტულ ფენებს შორის შეიძლება გატარდეს გრუნტის წყლების საშუალო მინიმალური დონის მიხედვით.

ჭაობის აქტიურ ფენაში ძალადი წყალგამტარობა, ინერტულ ფენასთან შედარებით, განაპირობებს მის განსაკუთრებულ როლს ჰიდროლოგიურ პროცესებში. ფილტრაციის კოეფიციენტის სიდიდის შედეგად ჭაობებში მოსული ატმოსფერული ნალექების წყლები გრუნტის წყლებამდე სწრაფად იფენება, ამიტომ წყლის დინება ზედაპირზე არ ხდება.

ჭაობებში წყლის ფილტრაციის სიჩქარე, დარსის კანონის თანახმად, განისაზღვრება მიწისქვეშა წყლების ზედაპირის დახრილობით. ბუნებრივ ჭაობებში მიწისქვეშა წყლების დახრილობა თითქმის ჭაობების ზედაპირის დახრილობას ემთხვევა იქ, სადაც დახრილობის სიდიდე ძალზე მცირეა (0,001—0,002-ს არ აღემატება). მიუხედავად მცირე დახრილობისა, ფილტრაციის სიჩქარე ჭაობის ზედაპირულ ფენაში რამდენიმე ათეულ და ასეულ მეტრს აღწევს დღე-ღამეში, ხოლო ინერტულ ფენაში იგი ძალიან მცირეა და შეადგენს $1,7 \cdot 10^{-10}$ სმ/დღ., ანუ ~ 6 მ/წელიწადში.

წყლის დინების ჰორიზონტული მიმართულება ტორფის ფენაში დამოკიდებულია ჭაობის ზედაპირის დახრილობაზე. ქვაბულეებში არსებულ ჭაობებში, რომელთაც ზედაპირი ამობურცული ფორმისა აქვთ, ჰორიზონტალური ფილტრაცია მიმართულია ჭაობის მასივის ცენტრალური ნაწილიდან პერიფერიისაკენ. ეს წყლები ზედაპირულ და გრუნტის წყლებთან ერთად ჭაობის მასივის საზღვრის გასწვრივ წარმოქმნის ნაკადულებს, რომელთა საშუალებითაც წყალი ჭაობიდან გადის (ნახ. 83). თუ ჭაობის მასივის ზედაპირი ჩაზნექილია, წყლის მოძრაობა ტორფის ფენაში მიმართულია ცენტრისკენ.



ნახ. 83. ჭაობების მასივებში წყლის მოძრაობის სქემა:
1) ჭაობის საზღვარი, 2) წყალგამყოფი ხაზი,
3) ნაკადულები.

§ 146. ჰაოზების გავლენა ზედაპირულ ჩამონადენზე

ჭაობების გავლენა ზედაპირულ ჩამონადენსა და მის შიდაწლიურ განაწილებაზე დამოკიდებულია ჭაობების არა მარტო თავისებურ ჰიდროლოგიურ პი-

რობებზე, არამედ იმ სპეციფიკურ თავისებურებებზეც, რაც ახასიათებს სხვადასხვა ტიპის ქაობს. გარდა ამისა, უნდა გავითვალისწინოთ, თუ რომელ კლიმატურ ზონას მიეკუთვნება ქაობი.

ყველა ქაობისათვის დამახასიათებელია მიმდებარე ადგილებთან შედარებით აორთქლების დიდი რაოდენობა. მიუხედავად იმისა, რომ ქაობებში წყლის დიდი მარაგია, შიდაწლიურ ტენზორუნეაში მათი უმნიშვნელო ნაწილი დებულაობს მონაწილეობას. გარდა ამისა, ქაობები მცირე რაოდენობით აწვდის წყალს მდინარეებს წყალმცირობის პერიოდში. სხვადასხვა ტიპის ქაობებს აქვს თავისი სპეციფიკური თვისება საზრდოობის წყაროებისა და აორთქლების მიხედვით.

ამაღლებული ტიპის ქაობებში გაზაფხულის თოვლის მდნარი წყალი არ მიედინება გაყინული ფენის ზედაპირზე. იგი ფილტრება გრუნტის წყლის დონემდე და ზედაპირულ ფენაში გროვდება. თოვლის წყლების დინება მოქმედ ფენაში ხდება არა ზედაპირული ჩამონადენის სახით, არამედ ფილტრაციის სახით. უკიდურეს შემთხვევაში ზედაპირული ჩამონადენი წარმოიშობა არა თოვლის დნობის დასაწყისში, არამედ უფრო გვიან, როდესაც გრუნტის წყალთა დონეები ქაობის ზედაპირს გაუთანასწორდება. მოქმედ ფენაში წყლის დინების სიჩქარე დიდია, ამიტომ ამაღლებული ქაობიდან გამოსულ ნაკადულებში გაზაფხულის წყალდიდობა დონეთა მკვეთრი აწვევითა და დიდი ხარჯით ხასიათდება.

როდესაც გრუნტის წყლები დაიწვეს მოქმედი ფენის ქვევით, ქაობებში ზედაპირული ჩამონადენი შეწყდება. ამ მოვლენით ხასიათდება მცირე ზომის ქაობები, სადაც ჩამონადენი რამდენიმე თვით წყდება ზაფხულ-შემოდგომისა და ზამთრის წყალმცირობის პერიოდში. ქაობების დიდ მასივებში ჩამონადენის შეწყვეტა უფრო ხანმოკლეა საშუალო და მცირე ნალექიან წლებში, ხოლო უხვნალექიან წლებში ზედაპირულ ჩამონადენს ადგილი აქვს მთელი წლის განმავლობაში. ამგვარად, მდინარის აუზში ამაღლებული ქაობების მასივების არსებობა მდინარეული ჩამონადენის რეგულირებას წყალმცირობის პერიოდში ხელს არ უწყობს. დაკვირვებით დადგენილია, რომ მდინარეთა აუზებში, სადაც დაქაობების ფართობები 50%-ზე მეტია, საშუალო თვიური მინიმალური ჩამონადენის მოდულები უფრო მცირეა, ვიდრე იმავე კლიმატური ზონის დაუქაობებელ აუზებში.

როგორც აღნიშნული იყო, ჩადაბლებული ქაობები ძირითადად საზრდოობს ზეგებიდან ჩამოსული წყლებითა და გრუნტის წყლებით. ამგვარად, ჩადაბლებული ქაობების ჩამონადენი იქმნება არა ატმოსფერული ნალექების წყლებით. რომლებიც უშუალოდ ქაობის ზედაპირზე მოდის, არამედ გრუნტისა და ზედაპირული წყლებით. ჩადაბლებულ ქაობებში შემოსული წყლები დიდი ტრანსპირაციისა და აორთქლების შედეგად სამხრეთ რაიონებში უფრო მეტად იხარჯება. ვიდრე ჩრდილოეთში.

სამხრეთ რაიონებში ჩადაბლებული ქაობები ამორთქლებლებს წარმოადგენს და ხელს არ უწყობს მდინარეთა ჩამონადენის ზრდას. წყალმცირობის პერიოდის ჩამონადენის დიდი რაოდენობა ახასიათებს მხოლოდ პოლესიეს დაქაობებულ აუზებს, მაგრამ ეს არ არის გამოწვეული თვით ქაობების სპეციფიკით. ამის მიზეზია წყალმემცველი ქვიშების ჰორიზონტიდან გამოსული გრუნტის წყლებით საზრდოობა.

ქაობების გავლენა მდინარეთა საშუალო მრავალწლიურ ჩამონადენზე ჯერ

კიდევ კარგად არ არის შესწავლილი. ამ სახის გამოკვლევებისათვის მიმართავენ სხვადასხვა ხარისხით დაქაობებულ მდინარეთა აუზების ჩამონადენის მოდულუბის შედარებას. ჩამონადენის სიდიდე ორ შესაღარებელ აუზში გაპირობებულ ოქნება არა მარტო ქაობიანობის მიხედვით, არამედ ფიზიკურ-გეოგრაფიული კომპონენტების გავლენითაც. ამიტომ ქაობების გავლენის დასადგენად მდინარის ჩამონადენზე აუზების შერჩევითი მეთოდები მოითხოვს სიფრთხილეს და ზანგრძლივ დაკვირვებას როგორც ქაობების წყლიანობის რეჟიმზე, ისე ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე, ვანსაკუთრებით --- ატმოსფერულ ნალექებსა და ქაობების მიდამოების ტყიანობაზე.

სამხრეთ რაიონებში მდინარეთა აუზებში არსებული ქაობები გაცილებით უფრო მდიდარია ტენით, ვიდრე დაუქაობებელი ადგილები. მაგრამ დაქაობებული ადგილებიდან აორთქლება ძალზე დიდია. ამის გამო მდინარეთა აუზები ჩამონადენის მნიშვნელოვან ნაწილს კარგავენ. ამრიგად, მშრალ კლიმატურ ზონაში ქაობები არათუ ხელს უწყობს მდინარეთა საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენის ზრდას, არამედ, პირიქით, ამცირებს ჩამონადენის ნორმის სიდიდეს.

§ 140. ზაონაჲის თარაჲია, გაჲინვა ჲა ჲინულაჲისაჲან ჲანთაჲისუჲულაჲა

ქაობების თერმია განისაზღვრება ტორფის ბუდობითა და მისი ზედა მოქმედი ფენის სითბური თვისებებით. ტორფის სითბოგამტარობა და სითბოტევადობა, სხვა გრუნტებთან შედარებით, მცირეა და დამოკიდებულია ტორფის აგებულებაზე. ტორფი შედგება მკვირივი ორგანული ნივთიერების, წყლისა და ჰაერისაგან. როგორც ვიცი, ჰაერი ნაკლებად სითბოტევადია. მკვირივი, მშრალი ნივთიერება ტორფში მთელი მოცულობის დაახლოებით 7% -ს შეადგენს, ხოლო ზედა მცენარეულიან ფენაში 1,5—2% არ აღემატება. მისი სითბოტევადობა წყალთან შედარებით მცირეა. ამგვარად, ტორფის სითბოტევადობა პრაქტიკულად განისაზღვრება ტორფში წყლის შემცველობით. ტორფის სითბოტევადობა გრუნტის წყლების დონის ქვევით თითქმის უცვლელია.

ქაობის თერმული რეჟიმი ძალზე ცვალებადია: ზაფხულში დღისით ძლიერ თბება, ღამით კი ცივდება, ვანსაკუთრებით გამოირჩევა დღელამური ტემპერატურული ცვალებადობით ხავსიანი და ხავსბალახიანი უბნები. ნოვგოროდის საცდელი სადგურის მონაცემების მიხედვით, ზაფხულში ცალკეულ მოწმენდილ ღამებში ხავსების გაცივება იმდენად ძლიერია, რომ ზოგჯერ წაყინებასაც აქვს ადგილი. ზაფხულის პერიოდში ხავსით დაფარულ ქაობში ტემპერატურის შესამჩნევი რყევადობით გამოირჩევა გრუნტის წყლების ქვევით მდებარე ფენა 20 სანტიმეტრის სიღრმემდე. ხოლო 40 სმ სიღრმეზე ტემპერატურათა რყევადობას აღარ აქვს ადგილი.

ტორფის ცუდი სითბოგამტარობის შედეგად შემოდგომაზე გამშრალი ქაობი უფრო მცირე სიღრმემდე იყინება, ვიდრე მის მახლობლად მდებარე სხვა გრუნტი. იმავე მიზეზით ქაობის ვანთავისუფლება ყინულებიდან უფრო ნელა ხდება, ვიდრე ნიადაგის ზედაპირზე. ტორფის წყლით გაყენთა ხელს უწყობს სითბოგამტარობას, რის შედეგადაც იგი უფრო ღრმად იყინება მშრალ ტორფთან შედარებით.

ტორფისა და თიხიანი გრუნტის გაყინვა ერთდროულად იწყება, ხოლო ყინულის დნობა ტორფში შედარებით იგვიანებს. ტორფის გაყინვა დროსა და სიღრმეში დამოკიდებულია თოვლის მოსვლის დროზე და თოვლის საფრის

სისქეზე. თუ ყინვები თოვლის მოსვლამდე დაიწყება, მაშინ ქაობი ადრე და ღრმად იყინება. თუ თოვლი გაუყინავ ნიადაგზე მოვიდა, მაშინ ქაობის გაყინვა ნელა ხდება ან სრულებით არ იყინება.

ქაობები მთელ ფართობზე ერთსა და იმავე დროს ყინულებისგან არ თავისუფლდება. ყინულისგან ადრე თავისუფლდება სანაპირო სველი ზონა და ქაობის ამალღებულები სერები, ხოლო ყველაზე გვიან — ქაობის ცენტრალური ნაწილი.

§ 147. ბაოზაბის ამოშრობა

ჩვენი ქვეყნის ტერიტორიის 2,1 მილიონი კმ² ქაობებს უჭირავს. რუსეთში ქაობების ამოშრობა პეტერბურგისა და ფსკოვის გუბერნიებში 1818 წელს დაიწყო.

მეფის რუსეთი ქაობების ამოშრობაზე დიდ თანხებს არ ხარჯავდა. ამოსრობი სამუშაოები პრიმიტიული წესით სრულდებოდა; მუშები ძირითადად ხელით ასრულებდნენ ყოველგვარ სამუშაოს, ხშირი იყო მათი დაავადება მალარიით და ამით გამოწვეული სიკვდილიანობა.

საბჭოთა ხელისუფლების დამყარების შემდეგ ფართოდ გაიშალა ქაობების ამოშრობის სამუშაოები, შეიქმნა მთელი რიგი სამეცნიერო და საწარმოო ორგანიზაციები, გაუმჯობესდა ამოშრობის ტექნიკა და ა. შ.

ქაობების ამოშრობა ძირითადად წარმოებს საწრეტი არხების გაყვანის საშუალებით, რაც მოქმედ ფენაში გრუნტის წყლების დონეთა დაწვევის საშუალებას იძლევა. ქაობიდან ქარბი წყლის გაყვანით იცვლება წყლის შემოსავლისა და გასავლის ბალანსი, ე. ი. არხების საშუალებით იზრდება ბალანსის გასავლის ნაწილში წყლის რაოდენობა. ამოშრობას აგრეთვე აწარმოებენ კოლმბატციის წესით. ქაობში გადაუშვებენ მდინარეს, რომელიც ლეჟავს ატივენარებულ მასილას, ამალღებს ქაობის ზედაპირს და დაბლა სწევს გრუნტის წყლის დონეს. ქაობების ამოშრობისათვის იყენებენ ტენმოყვარე მცენარეების ნარგავებს, მაგალითად, ეკალიბტს. მათი მეშვეობით ხდება ქაობიდან წყლის ინტენსიური ტრანსპირაცია.

§ 148. ბაოზაბის სახალხო-სამეურნეო მნიშვნელობა

ამოშრობილ ქაობთა ფართობები ჩვენი სახალხო მეურნეობისათვის დიდ ღირებულებას წარმოადგენს. ჩადაბლებული ქაობების დამშრალი ფართობები გამოიყენება სასოფლო-სამეურნეო კულტურებისათვის (მარცვლეული, ბოსტნეული, ტექნიკური და სხვა კულტურები). ეს ხელს უწყობს მესაქონლეობის უზრუნველყოფას საკვებით.

ტორფიანი ქაობები სითბური ენერჯის წყაროს წარმოადგენს წარმოებისა და თბოელექტროსადგურებისათვის. დღეისათვის საბჭოთა კავშირის სხვადასხვა მხარეში ტორფის ბაზაზე რამდენიმე ათეული თბოელექტროსადგური მუშაობს, რომელნიც იაფფასიან ელექტროენერჯიას აწვდიან საწარმოებს, დაწესებულებებსა და სოფლის მეურნეობას.

გადამუშავების შედეგად ტორფისგან შეიძლება მივიღოთ ძვირფასი პროდუქტები — ბენზინი, ნავთი, ამონიაკი, სხვადასხვა სახის ზეთები და სხვ. მცირედ გახრწნილ ტორფს იყენებენ სამშენებლო მასალად, ხოლო ჩადაბლებული ქაობის ტორფი მინერალურ სასუქებთან ერთად გამოიყენება ნიადაგის გასანოყიერებლად.

საგმობთა კავშირის ტერიტორიის ჰიდროლოგიური ღარაიონება

§ 149. ჰიდროლოგიური ღარაიონების მათობა

ამა თუ იმ ტერიტორიის ჰიდროლოგიური ღარაიონება მიზნად ისახავს: ა) გამოავლინოს ტერიტორიის ცალკეული ნაწილებისათვის დამახასიათებელი ჰიდროლოგიური ნიშანთა კომპლექსები; ბ) მოგვეცეს ჰიდროლოგიური შესწავლის სურათი; გ) დასახოს კვლევა-ძიებითი მუშაობის შემდგომი გზები¹.

ჰიდროლოგიური კომპლექსი გულისხმობს იმ ჰიდროლოგიური ნიშნების ჯამს, რომელიც ტერიტორიის მხოლოდ მოცემულ ნაწილს ახასიათებს.

ჰიდროლოგიური ღარაიონების ამოცანაა ტერიტორიის დაყოფა ისეთ ნაწილებად, რომლებიც გამოირჩევა ამ ტერიტორიისათვის დამახასიათებელი ტიპური ჰიდროლოგიური მაჩვენებლებით. ამის მიხედვით ხდება ტერიტორიის დაყოფა ჰიდროლოგიურ ოლქებად და რაიონებად.

ენიანიდან ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორები დიდ გავლენას ახდენს ადგილის ჰიდროლოგიურ პირობებზე, მათ მთავარი ყურადღება უნდა მიექცეს ჰიდროლოგიური რეჟიმის შესწავლის დროს. მაგრამ ტერიტორიის ჰიდროლოგიური ღარაიონებისას მათ არ უნდა მიენიჭოს წამყვანი როლი. ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ფაქტორებს განსაკუთრებით მამინ ექცევა დიდი ყურადღება, როდესაც არ მოგვეპოება ჰიდროლოგიური მასალები. ამ შემთხვევაში შეიძლება ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორები გამოყენებულ იქნეს ჰიდროლოგიური ღარაიონებისათვის.

ვ. ა. ტროიცი ადნიშნავს, რომ ჰიდროლოგიურ ღარაიონებას შეიძლება საფუძვლად დაედოს სხვადასხვა ნიშნები, როგორც არის, მაგალითად, წყალმოვარდნების ხასიათი (დ. ი. კოჩერინი), საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენი (ე. ვ. ოლიმპიევი), ფიზიკურ-გეოგრაფიული ელემენტები (ვ. ი. რუტკოვსკი) და სხვ. უნდა ვიგულისხმოთ, რომ ერთი რომელიმე ნიშანი საკმარისი არ არის მსხვილი ერთეულების გამოყოფისათვის, მით უმეტეს — მიკრორაიონის გამოყოფისას. მაგრამ ღარაიონების მთელ სისტემაში უნდა იყოს ერთი რომელიმე ისეთი ჰიდროლოგიური ნიშანი, რომელიც ძირითადად განსაზღვრავს ადგილის ხასიათს ჰიდროლოგიური თვალსაზრისით და ტიპური იქნება მოცემული ტერიტორიისათვის.

¹ ლ. ვლადიმეროვი და ი. შაქარიშვილი, საქართველოს ღარაიონება მათობადი ჰიდროლოგიური ნიშნების მიხედვით. საქ. სსრ მეცნ. აკადემია, გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. III, 1948.

ჰიდროლოგიური დარაიონებისათვის წაყენებულ პირობებს ყველაზე მეტად აკმაყოფილებს წყლის ბალანსის განტოლება: ნალექები = ჩამონადენი + აორთქლება. აქ ყველა სიდიდე გამოისახება ფენის სიმაღლეში მილიმეტრებში. მრავალწლიური პერიოდისათვის შედგენილ წყლის ბალანსის განტოლებაში შეიძლება არ იქნეს შეტანილი მოსული ატმოსფერული ნალექების დანაკარგი ნიადაგში აქონვანზე. რადგან ნიადაგისა და გრუნტის წყლების ჩამონადენი ამა თუ იმ დროის განმავლობაში წყაროების სახით უერთდება ზედაპირულ ჩამონადენს.

§ 160. ხაელათის წალავის გეოგრაფიულ-ჰიდროლოგიური ზანსაჯლის მათოღაგი

საბჭოთა კავშირში რეგიონული ჰიდროლოგიის ფუძემდებელმა დ. ი. კოჩერინმა 1927 წელს თავის სტატიაში — „საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის აუზებისათვის წყლის უდიდესი ხარჯების შესახებ, ფაქტობრივი მასალების მიხედვით“ მოგვცა საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ტერიტორიის დანაწილება ოლქებად და რაიონებად. მან დარაიონებას საფუძვლად დაუდო შემდეგი ნიშნები: ლანდშაფტი, ხასიათი, თოვლის დაგროვება დნობის დასაწყისში და თავსხმა წვიმების განაწილება ტერიტორიის მიხედვით. ამ ნიშნებით საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე მან გამოყო 12 ოლქი და მრავალი რაიონი.

იმ დროისათვის დ. ი. კოჩერინს ხელთ ჰქონდა ძალიან მცირე ჰიდროლოგიური მასალა, ამიტომ დარაიონება უფრო ვიწრო მიზანს ისახავდა და, როგორც თვით ავტორი აღნიშნავს, იგი ეხებოდა მხოლოდ „წყალმოვარდნებს“ ზემოაღნიშნულ ტერიტორიაზე. მიუხედავად ამისა, დ. ი. კოჩერინის მიერ გამოყოფილი მრავალი რაიონი კარგად არის დასაბუთებული, ამიტომ ამ სქემას დღეისათვისაც არ დაუკარგავს თავისი მნიშვნელობა.

ვ. ი. რუტკოვსკიმ 1933 წელს გამოაქვეყნა შრომა „ცდა საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის გეოგრაფიულ-ჰიდროლოგიური დარაიონებისა უიზიკურ-გეოგრაფიული მასალების მიხედვით“. როგორც შრომის სათაურიდან ჩანს, ავტორმა ჰიდროლოგიური მასალების სიმციროს გამო დარაიონება ძირითადად უიზიკურ-გეოგრაფიული ელემენტების მიხედვით მოახდინა, ისარგებლა კლიმატური, გეობოტანიკური, ნიადაგური, მიფსომეტრული და გეოლოგიური მონაცემებით. ხოლო ჰიდროლოგიურ დარაიონებას საფუძვლად დაუდო კლიმატი, როგორც მნიშვნელოვანი ფაქტორი ჰიდროლოგიური რეჟიმის განსაზღვრისათვის.

რუტკოვსკიმ კლიმატური ზონები შეუხამა ნიადაგურ-ბოტანიკურ ზონებს. რომლებიც წარმოადგენს კლიმატის პროდუქტს. ასეთი განედური ზონები ვ. ი. რუტკოვსკიმ საბჭოთა კავშირის ევროპულ ნაწილში გამოყო ოთხი: ტუნდრის, ტყის, ველისა და ნახევრადუდაბნოსი. მათ მიეკუთვნება 41 რაიონი.

მ. დ. სემიონოვ ტიან-შუანსკიმ 1933 წელს მოგვცა სქემა საბჭოთა კავშირის აზიური ნაწილის ჰიდროლოგიური დარაიონებისა კლიმატური ზონების მიხედვით. ავტორი წლიური ატმოსფერული ნალექებისა და წლიური აორთქლების დამოკიდებულების მიხედვით გამოყოფს ოთხ კლიმატურ ზონას: მშრალს, გვალვანს, ნორმალურსა და ტენიანს, ხოლო მცენარეული საფარის მიხედვით — სამ ოლქს: ველიანს, ტყე-ველიანსა და ტივას. რაიონები გამოიყოფა ჩამონადენის პირობების მიხედვით, ადგილის რელიეფის დახრილობის კუთხესთან დაკავშირებით. ასეთია ვაკიანი, მთა-ვაკიანი და მთიანი რაიონები. შემდეგ მას

გამოყოფილი აქვს ქვერეაიონები გრუნტში წყლის ჩაუნვის მიხედვით. წაროდგენილი დარაიონება სქემატურია, რაც აიხსნება აზიურ ნაწილში ჰიდროლოგიური სადგურების მცირე რიცხვით და დაკვირვების მასალების სიმცირით.

შემდეგ ჰიდროლოგიურ დარაიონებას შეეცადნენ 1932-1935 წწ. საბჭოთა კავშირის წყლის ობიექტების საცნობარო კრებულის შედგენიას. ამ დროს შედგენილი წყლების კადასტრში საბჭოთა კავშირის ტერიტორია დაყოფილ იქნა მსხვილ რაიონებად, რომლის ნაწილი გამოიყო მდინარეთა აუზების მიხედვით, ნაწილი -- ადმინისტრაციული ერთეულებით, ხოლო უფრო ხშირად გეოგრაფიული მხარეების მიხედვით. მსხვილი რაიონები თავის მხრივ დაყოფილ იქნა ცალკეულ წვირულ ქვერაიონებად. დარაიონება ჩატარდა უფრო ფიზიკურ-გეოგრაფიული ნიშნების მიხედვით. ასე, მაგალითად, დასავლეთ ციმბირი დაყოფილია ალტაის, ველიანი, ტაიგისა და ტუნდრის რაიონებად, ჩრდილოეთ ყაზახეთი - ოთხ რაიონად: დასავლეთ-ციმბირის დაბლობი, თურანის მაგიდამსებური მხარე. ყირგიზეთის დანაოქმებული მხარე და შშიერი სტეპის რაიონი და ა. შ.

ამიერკავკასიის საცნობარო კრებულის შედგენის დროს საქართველოს საბჭოთა სოციალისტური რესპუბლიკის ჰიდროლოგიური დარაიონება შესრულებულ იქნა ბ. ი. ყავრიშვილის, ი. ნ. შაქარიშვილისა და ა. პ. ლავროვის მიერ. დარაიონება ძირითადად ჰიდროგრაფიულ ნიშნებზეა დამყარებული. მდინარეთა წყლიანობის შეფასებას მასში მხოლოდ თვისებითი ხასიათი აქვს, რადგან ცნობარში მოცემული „გეოგრაფიულ-ჰიდროლოგიური დარაიონების რუკის“ შედგენის დროისათვის მდინარეთა წყლიანობა ნაკლებად იყო შესწავლილი. აღნიშნულ რუკაზე გამოყოფილია შემდეგი რაიონები: კოლხეთის, აპარა-გურიის, ზემო მტკვრის, ქართლის, იორ-ალაზნისა და შუა მტკვრის. რაიონების საზღვრები წყალგამყოფ ხაზებს გასდევს. აღნიშნული დარაიონება სქემატურ ხასიათს ატარებს.

ბ. ი. ყავრიშვილმა 1942 წელს მოგვცა „საქართველოს ლანდშაფტურ-ჰიდროლოგიური დარაიონება“¹, რომლის საფუძველად, გარდა ჰიდროლოგიური მასალისა, გამოიყენა გენეტური მეთოდი. ჰიდროლოგიური ლანდშაფტების გამოყოფისას იგი დაეყრდნო ლანდშაფტის განსაზღვრულ ფაქტორებს: გეომორფოლოგიას, გეოლოგიას. კლიმატს, ჰიდროლოგიას, ნიადაგებსა და მცენარეულ საფარს. აღნიშნული ფაქტორები განსაზღვრავს როგორც წყლების განლაგებას, აგრეთვე მათ რეჟიმსაც.

ბ. ი. ყავრიშვილის მიერ საქართველოს ტერიტორია დაყოფილ იქნა შემდეგ ლანდშაფტურ-ჰიდროლოგიურ ზონებად და ქვეზონებად:

1. მარადი თოვლისა და ყინვარების ზონა, 2. თოვლითა და წვიმებით ინტენსიური საზრდოობის ზონა, 3. წვიმებით ინტენსიური საზრდოობის ზონა, 3. ა. შუი ზღვის სანაპიროზე მეწყერების ვავრცელების ქვეზონა, 4. კარსტული წყლების სიჭარბის ზონა, 5. ღვარცოფებისა და მშრალი ხეების ზონა, 6. კოლხეთის დაბლობის დაქაობებული ნოტიო ზონა, 6ა. კოლხეთის დაბლობის ქაობის ჭარბი ქვეზონა, 7. ქართლის ვაკის ზონა, 8. ალაზნის ვაკის ზონა გამოზიდვის კონუსებითა და კონუსთაშორის დაქაობებით, 9. ჯავახეთის ვულკანური მა-

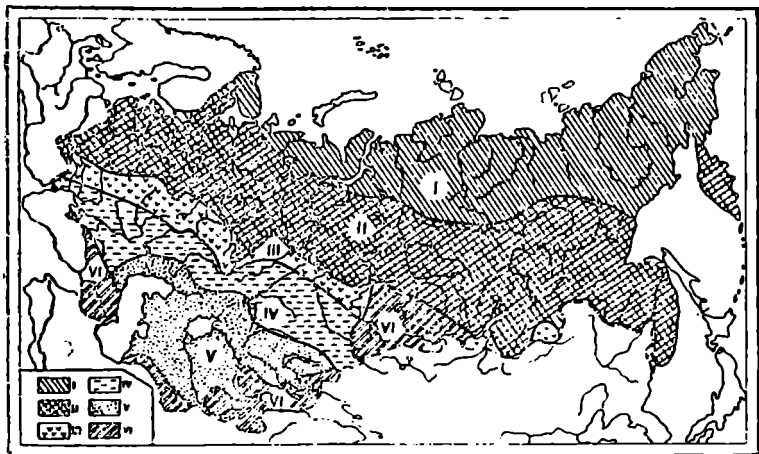
¹ ბ. ი. ყავრიშვილი. საქართველოს ლანდშაფტურ-ჰიდროლოგიური დარაიონება. საქართველოს გეოგრაფიული საზოგადოების მოამბე, № 2. თბილისი, 1946 წ., ვვ. 120—121.



ნახ. 84.

ღალი პლატოს ტბების ქვეზონა, 9ა. წალკის, გომარეთისა და ბაშკიჩეთის (ამჟამად დმანისის) ვულკანურ მაღალ პლატოებზე ჭაობთა გავრცელების ქვეზონა, 10. მაღალმთიანი ზონა ვულკანური ქანების ნაპრალებში მოქცეული მიწისქვეშა წყლებით, 11. მცირეწყლიანი ზონა ინტენსიური აორთქლებით, მლაშე ტბებითა და მლაშე წყაროებით, 11ა. სოღანლულის, ყარაიას (ამჟამად გარდაბნის), ბორჩალოს (ამჟამად მარნეულის) და ელდარის ვაკეების ქვეზონა (ნახ. 84).

ვ. ა. ტროიციმ 1948 წელს გამოაქვეყნა შრომა „საბჭოთა კავშირის ჰიდროლოგიური დარაიონება“, რომელიც ძირითადად ეყრდნობა წყლის ბალანსის განტოლებას (ნაღებები = ჩამონადენი + აორთქლება). დარაიონებისას ტროიცი ძირითად ყურადღებას აქცევს ჰიდროლოგიურ დამახასიათებლებს,



ნახ. 85. სსრ კავშირის ჰიდროლოგიური ზონები
(ვ. ა. ტროიციის მიხედვით).

I—ძალიან ტენიანი ზონა, II—ჰარბტენიანი ზონა, III—ცვლადტენიანი ზონა,
IV—ნახევრად შშრალი ზონა, V—შშრალი ზონა, VI—მთიანი მხარეები.

ხოლო შემდეგ — ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ფაქტორებს. იმ შემთხვევებში, თუ ჰიდროლოგიური მონაცემები ვერ აკმაყოფილებს დარაიონებისათვის წაყენებულ მოთხოვნილებას, იგი შესაძლებლად თვლის დარაიონების ჩატარებას ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორების მიხედვით.

ვ. ა. ტროიცი¹ საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე გამოყოფს ხუთ ზონას. ესენია: ჰარბტენიანი (ტუნდრა და ტყე-ტუნდრა), ტენიანი (ტყიანი), ცვლადტენიანი (ტყე-ველი), ნახევრადუდაბნოები და უდაბნოები. მითითებული ზონების გამოყოფას საფუძვლად დაედო აორთქლების ზონალური განაწილება. ავტორმა ზონები ექვს მხარედ დაყო: დასავლეთ ატლანტის (საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ვაკე), აღმოსავლეთ ატლანტის (დასავლეთ ციმბირი და შუა-ციმბირის ამალღების უკიდურესი ნაწილი), დასავლეთ კონტინენტური

¹ В. А. Троицкий, Гидрологическое районирование СССР, Москва-Ленинград, 1948.

(შუა-ციმბირის ამალგება), აღმოსავლეთ კონტინენტური (აღმოსავლეთ ციმბირის მხარე); წყნაროკეანური (პრიმორიე, კამჩატკა, ზაბაიკალიე), მთიანი მხარეები (ურალის, ყირიმ-კავკასიის, შუა აზიის მთიანი, ალტაი-საიანის). მხარეებს შორის საზღვრები გატარებულია მერიდიანული მიმართულებით. შემდეგ თითოეული მხარიდან ზონების მიხედვით გამოყოფილია ჰიდროლოგიური პროვინციები. მთიანი მხარის გამოკლებით სულ 18 ჰიდროლოგიური პროვინციაა გამოყოფილი (ნახ. 85).

წყლის ბალანსის იზონაზების მდებარეობის ანალიზის მიხედვით ტროიკ-კომ პროვინციიდან გამოყო ჰიდროლოგიური ოლქები. იგი პროვინციებიდან ოლქების გამოყოფისას წყლის ბალანსის იზონაზებთან ერთად ეყრდნობა ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ფაქტორებს: კლიმატს, ნიადაგ-მცენარეულ საფარსა და რელიეფს.

ავტორმა ჰიდროლოგიური ოლქებიდან გამოყო ჰიდროლოგიური რაიონები ჰიდროგრაფიული ნიშნის მიხედვით — მდინარეთა ქსელის მდებარეობისა და მისი სიხშირის მიხედვით. რაიონებიდან იყოფა ქვერაიონები წყლის ცალკეული ობიექტების ჰიდრაგლიკური და ფიზიკურ-ქიმიური თვისებების მიხედვით, რომელშიაც შედის მდინარეთა პატარა აუზები, ტბების აუზები და სხვ.

საქართველოს ტერიტორიის ჰიდროლოგიური დარაიონება ჰიდროლოგიურ ნიშნებზე დაყრდნობით მოახდინეს ლ. ვლადიმიროვმა და ი. შაქარიშვილმა.¹ მათ დარაიონებას შემდეგი ძირითადი ნიშნები დაუდევს საფუძვლად:

1. წყლის ობიექტების ამა თუ იმ სახეობათა (მდინარეების, ტბების, ჭაობების, მიწისქვეშა წყლების, ყინვარების) ძირითადი მნიშვნელობა და ხასიათი;
2. ჩამონადენის ოდენობა, რეჟიმი და განაწილება დროსა და სივრცეში;
3. ჩამონადენის გენეზისი, დადგენილი საზრდოობის წყაროების ანალიზის გზით, ასევე ჩამონადენის კავშირის საფუძველზე. ლანდშაფტის ცალკეული კომპონენტების მიხედვით.

ცალკეული რაიონისათვის ჩამონადენის ოდენობა განსაზღვრულ იქნა საშუალო ჩამონადენის მოდულების რუკის გამოყენებით. ჩამონადენის შუალედური გრადაციებისათვის მიღებულია შემდეგი მნიშვნელობები:

ა) დიდი ჩამონადენი — ჩამონადენის მოდულით საშუალოდ 50 ლ/წ 1 კმ²-დან.

ბ) საშუალოზე მეტი ჩამონადენი — ჩამონადენის მოდულით საშუალოდ 35 ლ/წ 1 კმ²-დან.

გ) საშუალო ჩამონადენი — მოდულით საშუალოდ 25 ლ/წ 1 კმ²-დან.

დ) საშუალოზე ნაკლები ჩამონადენი — მოდულით საშუალოდ 15 ლ/წ 1 კმ²-დან.

ე) მცირე ჩამონადენი — მოდულით საშუალოდ 10 ლ/წ 1 კმ²-დან.

ვ) ძლიერ მცირე ჩამონადენი — მოდულით საშუალოდ 5 ლ/წ 1 კმ²-დან.

აღნიშნული ჩამონადენის მოდულების გრადაციების მიხედვით და ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორების გათვალისწინებით ლ. ვლადიმიროვმა და

¹ ლ. ვლადიმიროვი და ი. შაქარიშვილი, საქართველოს დარაიონება ძირითადი ჰიდროლოგიური ნიშნების მიხედვით, ვახუშტის სახ. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ფიზიკურ-გეოგრაფიული სერია, ტ. 3 (ნაკვეთი 2), საქ. მეცნ. აკადემია, თბილისი, 1948 წ., გვ. 161-171.

ი. შაქარიშვილმა საქართველოს ტერიტორია 22 ჰიდროლოგიურ რაიონად დაყვეს. ზოგიერთი რაიონის დასახელებისას პირველ რიგში ფიზიკურ-გეოგრაფიული ელემენტებია ხაზგასმული, ხოლო შემდეგ ჩამონადენის მნიშვნელობა. ასე, მაგალითად: 1) მარადი თოვლისა და ყინვარების რაიონი კავკასიონზე; 2) დასავლეთ კავკასიონის მაღალმთის მდინარეთა რაიონი ყინვარული საზრდოობით, ძლიერ დიდი ჩამონადენით (50—100 ლ/წ 1 კმ-დან), ზაფხულის წყალდიდობითა და ზამთრის წყალმცირობით და ა. შ. სამართლიანად შენიშნავენ თვით ავტორებიც, რომ აღნიშნული დარაიონება ჯერ კიდევ სქემატურ ხასიათს ატარებს, რადგან ჯერ კიდევ არ მოგვეპოვება სრულყოფილი მასალები საქართველოს ტერიტორიის ჰიდროლოგიური დარაიონებისათვის.

განსაკუთრებით ძნელია ჰიდროლოგიური დარაიონება იმ ტერიტორიისათვის, რომელიც ნაკლებად არის უზრუნველყოფილი ჰიდროლოგიური მასალებით და ნაკლებად შესწავლილი წყლის რეჟიმის მსრივ. ნიშნები, რომლებითაც შედგენილია დარაიონების სქემა, შეიძლება ორ ჯგუფად დავყოთ:

1. ფიზიკურ-გეოგრაფიული ნიშნები - პირველ რიგში. კლიმატი. რელიეფი. ნიადაგები და მცენარეულობა;

2. ჰიდროლოგიური ნიშნები მდინარეთა საზრდოობის წყაროები და ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილება.

პირველი ჯგუფის ნიშნებით სარგებლობდნენ იმ პერიოდში. როდესაც მცირედ იყო შესწავლილი მდინარეთა რეჟიმი.

მეორე ჯგუფის ნიშნების გამოყენება შესაძლებელი გახდა დაკვირვებათა მასალების დაგროვების შემდეგ. ჰიდროლოგიურ დარაიონებას და მდინარეთა ტიპიზაციას ჰიდროლოგიური ნიშნების მიხედვით მიეძღვნა მ. ი. ლვოვიჩის (1938, 1954), ბ. დ. ზაიკოვის (1946), ლ. ვლადიმეროვისა (1965) და სხვათა შრომები.

მ. ი. ლვოვიჩმა მოახდინა დედამიწის სფეროს მდინარეთა ტიპიზაცია საზრდოობის წყაროებისა და ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილების მიხედვით. მან დედამიწის სფეროზე გამოყო ათი ზონა (სარტყელი) მდინარეთა რეჟიმის მიხედვით, რომელთაც უწოდა ერთნაირი რეჟიმის მდინარეთა ტიპი. მათ შორის საბჭოთა კავშირში გავრცელებულია მხოლოდ ოთხი ტიპი. მ. ი. ლვოვიჩი იძლევა დედამიწის სფეროს მაკროდარაიონებას, რადგან იგი აწარმოებს მდინარეთა რეჟიმით ტიპიზაციას ძალიან დიდ ტერიტორიაზე, რომელსაც შემდეგ აღარ ყოფს ცალკეულ მიკროდარაიონებად.

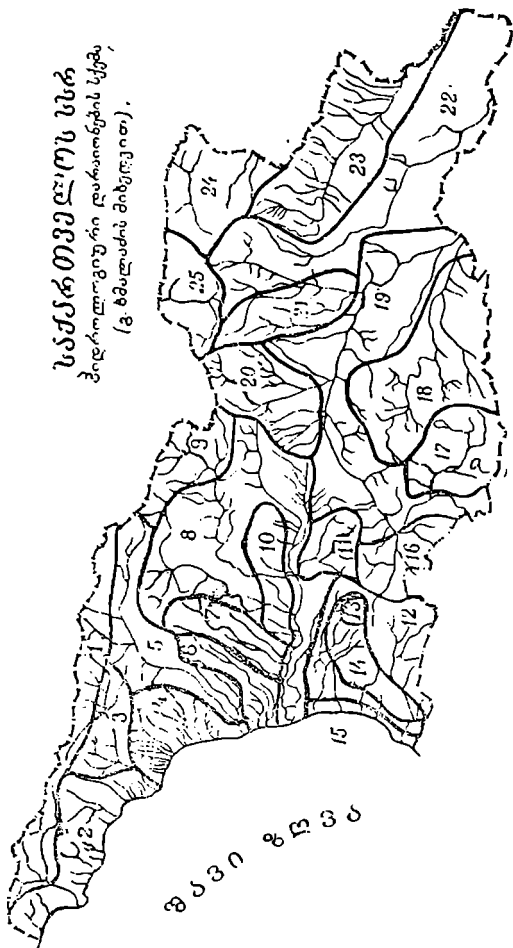
ანალოგიური შრომა შეასრულა 1946 წელს ბ. დ. ზაიკოვმა - „საშუალო ჩამონადენი და მისი შიდაწლიური განაწილება საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე“. მან ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილების რეჟიმის მიხედვით: საბჭოთა კავშირის ყველა მდინარე სამ ძირითად ჯგუფად დაყო: ა) მდინარეები გაზაფხულის წყალდიდობით, ბ) მდინარეები წლის თბილი პერიოდის წყალდიდობით და გ) მდინარეები წყალმოვარდნების რეჟიმით. მან სულ რეჟიმის ათი ტიპი დაადგინა (ტიპების დახასიათება იხ. § 73).

1958 წ. გ. ნ. ხმალაძემ საშუალო-წლიური ჩამონადენისა და სიმაღლის დამოკიდებულების მიხედვით მოახდინა საქართველოს ჰიდროლოგიური დარაი-

¹ Б. Д. Зайков, Средний сток его распределение в году на территории СССР, М.-Л., 1946.

საქართველოს სსრ

ჰიდროლოგიური დარაიონების სქემა
(ა. ზმადიას მიხედვით).



ნახ. 106.

ონება. მან საქართველოს ტერიტორიაზე 25 ჰიდროლოგიური რაიონი გამოყო (ნახ. 86).

1964 წ. გამოქვეყნდა „საქართველოს საბჭოთა სოციალისტური რესპუბლიკის ატლასი“, სადაც მოცემულია ლ. ვლადიმეროვის მიერ შედგენილი ჰიდროლოგიური დარაიონების რუკა, რომელიც ძირითადად აგებულია ჰიდროლოგიური ნიშნების მიხედვით. დარაიონების რუკაზე გადატანილია მდინარეთა საშუალო ჩამონადენის მოდულები შემდეგი გრადაციებით: 60—100 ლ/წ 1 კმ² (უღარესად წყალუხვი), 40—60 ლ/წ 1 კმ² (ძლიერ წყალუხვი), 30—40 ლ/წ კმ² (წყალუხვი), 20—30 ლ/წ 1 კმ² (ზომიერად წყალუხვი), 10—20 ლ/წ 1 კმ² (ზომიერად წყალმცირე), 5—10 ლ/წ 1 კმ² (წყალმცირე), 2—5 ლ/წ 1 კმ² (ძლიერ წყალმცირე), 2 ლ/წ 1 კმ² ნაკლები (უღარესად წყალმცირე). ამავე რუკაზე მოცემულია ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილება, საზრდოობის წყაროები და სხვ. აღნიშნული ჰიდროლოგიური ნიშნებით შედგენილ რუკაზე საქართველოს ტერიტორია დაყოფილია 36 ჰიდროლოგიურ რაიონად, რომელთაგან 15 მოდის დასავლეთ, ხოლო 21—აღმოსავლეთ საქართველოზე. მდინარეთა საზრდოობის წყაროები რუკაზე დალაგებულია კლებადი თანამიმდევრობით.

როგორც ავტორი შენიშნავს, შესრულებული დარაიონება, წინა დარაიონებასთან შედარებით, უფრო ღებტალური და დასაბუთებულია, მაგრამ იგი მაინც საკმაოდ სქემატურია, რადგან ძირითად ჰიდროლოგიურ მახასიათებლებზე წარმოდგენას იძლევა მხოლოდ გასაშუალებული რაოდენობრივი გამოხატულებანი, ყოველი ნიშნის ცვალებადობის კანონზომიერების ჩვენების გარეშე.

§ 151. საბჭოთა კავშირის წყლების ზოგადი მახასიათებლები

საბჭოთა კავშირი მდიდარია შიგა წყლებით: მდინარეებით, ტბებითა და არხებით. ჩვენი ქვეყანა ცნობილია მდინარეთა სიგრძით, წყალშემკრები აუზების სიდიდითა და უხვწყლიანობით.

მდინარეთა სისტემებისა და სიდიდის მხრივ საბჭოთა კავშირის მსოფლიოში პირველი ადგილი უჭირავს. მარტო იმ მდინარეთა რიცხვი, რომელიც ჩვეულებრივ რუკაზეა აღნიშნული და რომელთა წყალშემკრები აუზის ფართობი 100 კვ კმ-ს აღემატება, 200000-ზე მეტს აღწევს. მათი საერთო სიგრძე 2.5 მილიონ კილომეტრზე მეტია.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე მიედინება 108-ზე მეტი ისეთი მდინარე; რომელთა საშუალო წლიური ხარჯი შესართავის ნაწილში 300 მ³/წ უდრის ან აღემატება. აქედან 36 მდინარის საშუალო წლიური ხარჯი 1000 მ³/წ აღემატება.

საბჭოთა კავშირში, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ყველაზე დიდ მდინარეებად ითვლება: მდ. ენისეი, რომლის საშუალო წლიური ხარჯი შესართავთან 17400 მ³/წ-ს უდრის, მდ. ლენა — 15500 მ³/წ, მდ. ობი — 12500 მ³/წ, მდ. ამური — 11000 მ³/წ, მდ. ვოლგა — 8000 მ³/წ და სხვ.

საბჭოთა კავშირის უდიდესი ტერიტორია ხასიათდება კლიმატური პირობების მრავალფეროვნებით. იგი იცვლება როგორც გრძედებისა და სიგანედების, ასევე ვერტიკალური მიმართულებით. კლიმატური ფაქტორების მრავალფეროვნება განაპირობებს მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმის მრავალგვარობას. ჩვენს ქვეყანაში გვხვდება ისეთი მდინარეები, რომელთაც თოვლის დნობის შედეგად გაზაფხულზე აქვთ წყალდიდობა. არის ისეთი მდინარეებიც, რომელთაც წყალდიდობა წლის თბილ პერიოდში აქვთ, წყალმცირობა კი — ცივ პე-

რიოდში. მაგრამ გვხვდება ისეთი მდინარეებიც, სადაც წყალმოვარდნები მთელი წლის განმავლობაშია მოსალოდნელი (შავი ზღვისპირა მდინარეები).

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე საშუალო წლიური წყლიანობის განაწილება ზონალურ ხასიათს ატარებს.

ჩვენი ქვეყნის ვაკის ნაწილში ჩამონადენი ჩრდილოეთიდან სამხრეთ განედებისაკენ მცირდება. იმავე დროს დასავლეთ უბეტენიან მხარიდან აღმოსავლეთისაკენ (შედარებით კონტინენტური კლიმატის მხარისაკენ) მცირდება. ასე. მაგალითად, ჩრდილო განედის 60—64° საზღვრებში აღმოსავლეთ ევროპის ვაკეზე საშუალო წლიური ჩამონადენი უდრის 9—10 ლ/წ 1 კმ²-იდან, დასავლეთ ციმბირის დაბლობში — 6—10 ლ/წ 1 კმ², ხოლო აღმოსავლეთ-ციმბირის ლენინგრადის მდინარეთა შორის 2—4 ლ/წ 1 კმ² არ აღემატება.

მთავორიან ადგილებში ჩამონადენი მატულობს სიმაღლის ზრდასთან ერთად. მეტი ჩამონადენი აქვს ქედების იმ კალთებს, რომლებიც ტენიანი ჰაერის მასების დინების პერპენდიკულარულად არის მიმართული. ქედების საწინააღმდეგო მხარეზე ჩამონადენი კლებულობს, მაგალითად, პამირზე, კომუნისზმის სახელობის პიკის რაიონში, ჩამონადენის მოდული 50 ლ/წ აღწევს, ხოლო ქედებით დაკულ ადგილებში, კომუნისზმის სახელობის პიკის სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ ჩამონადენი ბარტანგის რაიონში 2 ლ/წ-მდე ეცემა. მთიან მხარეებში, ისე როგორც ვაკეებზე, ჩამონადენი კლებულობს დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით. მაგალითად, კავკასიონის დასავლეთ ნაწილში ჩამონადენის მოდული 75—100 ლ/წ აღწევს, მაშინ როდესაც უფრო მაღალ შუა აზიის მთიან მხარეში 50 ლ/წ არ აღემატება.

მთლიანად საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე წლიური ჩამონადენის მოდული საშუალოდ 6 ლ/წ 1 კმ² უდრის. ჩამონადენის მოდულის რყევადობის ამპლიტუდა 100 ლ/წ-ია. ყველაზე დიდი ჩამონადენი საქართველოში კავკასიონის დასავლეთი ნაწილის სამხრეთ კალთებზე მოდის (100 ლ/წ 1 კმ²-დან), ყველაზე მცირე კი — არალ-კასპის დაბლობში, ყარაყუმისა და ყიზილყუმის უდაბნოებში, სადაც ჩამონადენი ნულის ტოლია.

საბჭოთა კავშირის მთიანი რაიონების ზოგიერთი მდინარე სელური (ღვარცოფული) მოვლენებით ხასიათდება. სელური მდინარეებისათვის დამახასიათებელია თავსხმა წვიმების დროს უეცარი წყალმოვარდნა, რომელიც რამდენიმე წუთიდან 3—4 საათს გრძელდება. წყალმოვარდნის პიკის სიმაღლე 2—7 მეტრს აღწევს, დინების სიჩქარე — 2—5 მ/წ. სელური ღვარს გადის დროს უდიდესი რაოდენობით ჩამოაქვს მყარი მასალა. მაგ., პატარა-ალმატინკამ (ყაზახეთის სსრ) 1921 წელს სელის გავლის დროს აუზის 120 კვ. კმ-დან 2—2,5 მილიონი მ³ მყარი მასალა ჩამოიტანა, რაც აუზის თითოეულ კვ. კმ-ზე 17—21 ათას მ³-ს შეესატყვისება. მყარი მასალის ხასიათის მიხედვით მ. ა. ველიკანოვი სელებს სამ ტიპად ყოფს: 1) ტალახიანი, 2) ქვატალახიანი და 3) წყალქვიანი, ხოლო მ. ს. გაგოშიძე (1964) ორ ტიპს გამოყოფს: 1) სტრუქტურულსა და 2) ტურბულენტურს. სტრუქტურული სელური მასა (წონით) შეიცავს 80—90% მყარ მასალას. 10—20% წყალს. ტურბულენტური კი — 20—30% მყარ მასალას, 70—80% წყალს. სელური ღვარები შესართავების მახლობლად დიდი ზომის გამოზიდვის კონუსებს ქმნის. ისინი დიდ ზიანს აყენებენ სახალხო მეურნეობის სხვადასხვა დარგს.

ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახური საბჭოთა კავშირში

§ 152. ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახური საბჭოთა კავშირში

ჩვენი ქვეყნის მდინარეების, ტბების, კაობების, ყინვარებისა და ზღვების შესწავლასა და აღწერას ძირითადად საბჭოთა კავშირის მინისტრთა საბჭოსთან არსებული ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველო აწარმოებს. ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახური შეიქმნა 1921 წლის 21 ივნისს, როდესაც ჩვენი ქვეყანა მოითხოვდა რევოლუციის პერიოდში დანგრეული სახალხო მეურნეობის აღდგენას.

ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის ამოცანაა შეისწავლოს და გახაზოგადოს საბჭოთა კავშირის მთელ ტერიტორიაზე ჰიდროლოგიური და მეტეოროლოგიური მოვლენები, უზრუნველყოს ჰიდრომეტეოროლოგიური ცნობებით, მათ შორის ჰიდროლოგიური და ჰიდროგრაფიული ცნობებით, ქვეყნის სახალხო მეურნეობის ყველა დარგი, ე. ი. ყველა დაწესებულება და ორგანიზაცია, რომელთაც ესაჭიროებათ აღნიშნული ცნობები და მასალები. ამ ამოცანის შესრულებისათვის საბჭოთა კავშირის ჰიდრომეტეოროლოგიურ სამსახურს აქვს თავისი უწყებების ფართო ქსელი — 8000-ზე მეტი ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგური და საგუშაგო, მოკავშირე რესპუბლიკებში, მხარეებსა და ოლქებში კი — ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველოები. მთელი რიგი ობსერვატორიები და სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტები.

ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველო სისტემატურად აქვეყნებს ჰიდროლოგიურ ობიექტებზე დაკვირვებათა ერთიან პროგრამებსა და დარიგებებს, მასიურად აწყობს ჰიდროგრაფიულ აღწერებს ექსპედიციური მუშაობის საშუალებით.

ამგვარად, ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახური აწარმოებს ჩვენი ქვეყნის წყლების გამოკვლევებს ერთიანი გეგმითა და მეთოდით, რის შედეგადაც შესაძლებელი გახდა ძალიან მნიშვნელოვანი განზოგადებული სამუშაოების შესრულება. წყლის რესურსების სიმდიდრის შესწავლა ჩვენში უშუალოდ მიმართულია სახალხო მეურნეობის სხვადასხვა დარგის მოთხოვნილებების დასაკმაყოფილებლად და ჩვენი ქვეყნის თავდაცვის საქმისათვის.

ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის გარდა წყლის ობიექტებზე დაკვირვებას და შესწავლას აწარმოებს მთელი რიგი უწყებები და დაწესებულებები. წყლის ობიექტებზე დაკვირვება და გამოკვლევა ერთიანი პროგრამის მიხედვით წარმოებს, ხოლო დაკვირვებათა, გამოკვლევათა მასალები ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველოს ფონდში გროვდება.

ჩვენი ქვეყნის წყლის რესურსების შესწავლასთან დაკავშირებით ყველა საქმეშას მეცნიერული ხელმძღვანელობისათვის 1919 წელს ჩამოყალიბდა სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტი, რომელიც წარმოადგენს საბჭოთა კავშირში წამყვან სამეცნიერო დაწესებულებას ჰიდროლოგიის მეცნიერული კვლევა-ძიების დარგში.

გარდა სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტისა, საბჭოთა კავშირის მინისტრთა საბჭოსთან არსებული ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის უწყებაში იმყოფება სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტები: ა. ი. ვოეიკოვის სახელობის მთავარი გეოფიზიკური ობსერვატორია, პროგნოზების ცენტრალური ინსტიტუტი, ცენტრალური აეროლოგიური ობსერვატორია, ჰიდრომეტეოროლოგიურ ხელაწყობა მშენებლობის სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტი, სახელმწიფო ოკეანოგრაფიული ინსტიტუტი, აეროკლიმატოლოგიის სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტი და აგრეთვე სამეცნიერო-კვლევითი ჰიდრომეტეოროლოგიური ინსტიტუტები შორეულ აღმოსავლეთში, უკრაინაში, საქართველოში, ყაზახეთსა და შუა აზიაში.

ჰიდროლოგიის სფეროში მეცნიერულ კვლევა-ძიებას აწარმოებს აგრეთვე საბჭოთა კავშირისა და მოკავშირე რესპუბლიკების მეცნიერებათა აკადემიის სხვადასხვა ინსტიტუტები (გეოგრაფიის, გეოფიზიკის, ჰიდროლოგიისა და სხვ.). ამასთან სათანადო მეცნიერულ მუშაობას ეწევა სახელმწიფო უნივერსიტეტების ჰიდროლოგიისა და ფიზიკური გეოგრაფიის კათედრები, ჰიდრომეტეოროლოგიური ინსტიტუტები და სხვ.

§ 151. მნიშვნელოვანი ჰიდროლოგიური გამოსაშვები

(რუკები, სახელმძღვანელოები და მონოგრაფიები)

ჩვენი ქვეყნის წყლების შესწავლის საქმეში საბჭოთა ჰიდროლოგების მიღწევები მეტად დიდია. მათ მიერ შესრულებული სამეცნიერო ნაშრომების ჩამოთვლა შეუძლებელია, ამიტომ აქ მოვიყვანთ მხოლოდ ზოგიერთ მნიშვნელოვან გამოქვეყნებულ ნაშრომს.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის წყლების შესწავლას საკმაოდ დიდი ხნის იტორია აქვს. უკანასკნელი საუკუნის მანძილზე დაგროვდა დიდიხალი ჰიდროლოგიური მასალა, რომელიც გაფანტული იყო სხვადასხვა ორგანიზაციასა და დაწესებულებაში. ამ მასალების ნაწილი სრულიად არ იყო დამუშავებული და ერთიან სისტემაში მოყვანილი, ამასთან ერთად საჭირო იყო ამ მასალების ერთიანი დამუშავება და ერთიანი გეგმითა და მეთოდით ჩვენი ქვეყნის წყლის ობიექტების შესწავლის ორგანიზაცია. ამ მიზნით საბჭოთა კავშირის საგეგმო კომისიამ 1931 წლის 9 ივლისს მიიღო დადგენილება საბჭოთა კავშირის წყლებზე კადასტრის შედგენის შესახებ, რომლის დანიშნულებაა წყლის რესურსების რაციონალურად გამოყენება და გეგმებისა და პროექტების შედგენის დროს ზუსტი მასალების მიწოდება.

საბჭოთა კავშირის წყლების კადასტრში მოცემულია ცნობები მდინარეების, ტბების, ჰაობების, ყინვარების, მიწისქვეშა წყლებისა და ჩვენი ქვეყნის ზღვების შესახებ. მასში შეტანილია ცნობები 1875 წლიდან 1935 წლამდე

წყლების დონეების, წყლიანობის რეჟიმის, ატივარებული მასალის, ფიზიკური და ქიმიური თვისებებისა და ჰიდროლოგიური პროცესების შესახებ.

საბჭოთა კავშირის მთელი ტერიტორია დაყოფილია ფიზიკურ-გეოგრაფიულ რაიონებად და თითოეულ რაიონში შემავალი წყლის ობიექტები დახასიათებულია სრულად, ჰიდროლოგიური და ფიზიკურ-გეოგრაფიული ლანდშაფტის თვისებების მიხედვით.

წყლების კადასტრის შედგენაში ქმედით მონაწილეობას ღებულობდნენ ჩვენი ქვეყნის განთქმული ჰიდროლოგები: დ. ლ. სოკოლოვსკი, ვ. მ. როდეიჩი, ლ. კ. დავიდოვი, ი. ვ. მოლჩანოვი, ბ. დ. ზაიკოვი, კ. მ. დერიუგინი, ი. მ. შოკალსკი, ს. ი. შჩერბაკოვი, ბ. ი. ყავრიშვილი და სხვ., რომელნიც ხელმძღვანელობდნენ ჰიდროლოგების, მეტეოროლოგებისა და სხვა სპეციალისტების რამდენიმე ასეული კაცისაგან შემდგარ კოლექტივს.

ამჟამად წყლების კადასტრის შედგენა თითქმის დამთავრებულია. სახელმწიფო ჰიდროლოგიური ინსტიტუტის კოლექტივი აგრძელებს მუშაობას საბჭოთა კავშირის წყლების ჰიდროლოგიური ატლასის შესადგენად. გარდა ამისა, წყლების კადასტრის გაგრძელებას წარმოადგენს 1936 წლიდან ჰიდროლოგიური ცნობარების ყოველწლიურად გამოცემა.

საბჭოთა პერიოდში შედგენილ და გამოცემულ იქნა მთელი რიგი მონოგრაფიები მდინარეების, ტბების, ჰაობების, ყინვარების, მიწისქვეშა წყლებისა და ზღვების შესახებ. ასეთია, მაგალითად, ა. ვ. ოვიეცკის „მდ. დნეპრის ზემო და შუაწელის ჩამონადენის რეჟიმი“, ბ. ე. პოლიაკოვის „მდ. დონის აუზის ჰიდროლოგია“, ს. ა. პისარევისა და ნ. პ. სერგეივიჩის „მდ. ვოლგის და მისი მთავარი შემდინარეების ჩამონადენის რეჟიმი“ და სხვ. 1927 წელს გამოქვეყნდა დ. ი. კოჩერინის „საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის საშუალო წლიური ჩამონადენის ტერიტორიული განაწილების რუკა“. 1936 და 1946 წ. ბ. ლ. სააკოვმა გამოაქვეყნა საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ჩამონადენის საშუალო წლიური და ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილების რუკები. კოჩერინისა და ზაიკოვის რუკებმა დიდი როლი შეასრულა წყალსამეურნეო პროექტების შედგენის საქმეში. შემდეგში ზაიკოვმა, ვ. ლ. შულცმა, ლ. ა. ელადიმიროვმა და ამჟამავეს მთიანი რაიონებისათვის ჩამონადენის ხასიათიანა და ჩამონადენის ვერტიკალურ-ზონალური განაწილებას საკიბის აუზის საშუალო სიმაღლისა და საშუალო ჩამონადენის ურთიერთდაკავშირებით და გამოაქვეყნეს შესატყვისი რუკები.

1938 წელს მ. ი. ლვოვიჩმა მოგვცა საბჭოთა კავშირის მდინარეთა კლასიფიკაცია, რომელიც შემდეგში (1945 წ.) გაავრცელა მსოფლიო მდინარეებზე. ასეთივე ტიპის მდინარეთა კლასიფიკაცია შემდეგში მოგვცა ბ. დ. ზაიკოვმა — „საბჭოთა კავშირის მდინარეთა კლასიფიკაცია წლიური ჩამონადენის ჰიდროგრაფების ხასიათის მიხედვით“. 1947 წელს ლ. კ. დავიდოვმა გამოაქვეყნა შრომა „საბჭოთა კავშირის მდინარეთა წყლიანობა, მისი რყევადობა და მასზე ფიზიკურ-გეოგრაფიული ფაქტორების გავლენა“, ხოლო 1948 წ. გამოქვეყნდა ვ. ა. ტროიციის ნაშრომი „საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ჰიდროლოგიური დარაიონება წყლის ბალანსის ელემენტების დამოკიდებულების მიხედვით“. ბ. ი. ყავრიშვილმა შეასრულა შრომა „საქართველოს ლანდშაფტურ-ჰიდროლოგიური დარაიონება“, რომელიც 1955 წ. გამოქვეყნდა.

მრავალრიცხოვანი შრომები მიეძღვნა საბჭოთა კავშირის მდინარეების

ყინულოვან რეჟიმს. მათ შორის შეიძლება აღინიშნოს ვ. ი. ალტბერგის, გ. რ. ბერგმანის, ლ. კ. დავიდოვისა და სხვათა შრომები. მრავალი შრომა გამოქვეყნებული ჰიდროპროგნოზების, ტემპის, ჰაობების, ჰიდროქიმიის, ჰიდროფიზიკის, კალაოტის ნაკადის დინამიკისა და სხვათა შესახებ.

§ 165. ჰიდროლოგიური მომსახურება სახალხო მეურნეობაში

ამა თუ იმ ტერიტორიაზე წყლის რესურსების გამოყენება დამოკიდებულია, ერთი მხრივ, სახალხო მეურნეობის განვითარების გეგმაზე, ხოლო, მეორე მხრივ, — თვით წყლის რესურსების რაოდენობაზე.

სოციალისტური მეურნეობის პირობებში წყლის მეურნეობის ყველა დარგი მჭიდროდაა დაკავშირებული სახალხო მეურნეობის თითქმის ყველა დარგთან. მაგალითად, ელექტროენერჯიას სახალხო მეურნეობის განვითარებისათვის უდიდესი მნიშვნელობა აქვს. მის განვითარებაზე დიდადაა დამოკიდებული მძიმე მრეწველობის, მსუბუქი მრეწველობის, ტრანსპორტის, სოფლის მეურნეობისა და სახალხო მეურნეობის სხვა მნიშვნელოვანი დარგების განვითარება. ელექტროენერჯია კი, როგორც ვიცით, მიიღება სითბოს მოძიებით წყაროებისაგან და მიმდინარე წყლებისაგან. წყალი გამოიყენება მორწყვისათვის, ნაოსნობისათვის, ხე-ტყის დაცურებისათვის, წყლით მომარაგებისათვის და სხვა-წყლების გამოყენების გეგმაში უნდა იქნეს შეტანილი ტერიტორიაზე არსებული ყველა წყალი, მდინარე, ჰაობი, ტბა, ყინვარი, მიწისქვეშა წყალი და სხვა. აღნიშნული წყლების ობიექტების მიზანშეწონილად გამოყენება მოითხოვს მათ ყოველმხრივ შესწავლას, ხანგრძლივი პერიოდის დაკვირვებებს, სათანადო მასალების შეგროვებასა და დამუშავებას. ამ საკითხების შესწავლას კი, როგორც აღნიშნული იყო, ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველო და მის უწყებებში შემავალი ორგანიზაციები ასრულებს, რომელნიც დამუშავებულ მასალებს აწვდიან სახალხო მეურნეობის სხვადასხვა დარგებს.

სახალხო მეურნეობის ძირითადი დარგებიდან, რომლებიც უშუალოდ წყლებთან არის დაკავშირებული, აღსანიშნავია: წყლის მეურნეობა, ენერჯეტიკა, წყლის ტრანსპორტი, თევზის მეურნეობა, რკინიგზისა და საავტომობილო ტრანსპორტი, ხე-ტყის დაცურება და აგრეთვე ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა მშენებლობა, რომელიც მოითხოვს სპეციალურ ჰიდროლოგიურ მომსახურებას.

გარდა ჰიდროლოგიური მასალებისა, სახალხო მეურნეობის დარგები მოითხოვს წინასწარ გაფრთხილებას ჰიდროლოგიური მოვლენების შესახებ. სახიფათოა ჰიდროლოგიური მოვლენები, რომელთაც შეუძლიათ ზიანი მიიყენონ სახალხო მეურნეობის დარგებს, თუ წინასწარ არ იქნა სათანადო ზომები მიღებული. შეიძლება წყალმა უეცარი მოვარდნით წალეკოს დასახლებული პუნქტები, გადარეცხოს გზები და სხვ.

წყლის მიერ მოყენებული ზარალის სიდიდე დამოკიდებულია სახიფათო ჰიდროლოგიური მოვლენის ინტენსივობაზე, გამაფრთხილებელი ზომების დროულად მიღებაზე.

ამგვარ ჰიდროლოგიურ მოვლენებს მდინარეებზე, ტბებზე, წყალსატევებზე მიეკუთვნება¹: ა) მაღალი ან დაბალი წყალდიდობა, ბ) წვიმებით გამოწ-

¹ Руководство по оперативному гидрометеорологическому обслуживанию народнохозяйственных организаций (основные положения). Ленинград, 1955, გვ. 23—24.

კეული მაღალი წყალმოვარდნა, გ) ზამთრის მაღალი წყალმოვარდნა (ათბობით გამოწვეული), დ) მდინარის კალაპოტში მძლავრი ყინულქვედვა და ყინულბერგვა. ე) შემოდგომის ყინულწარმოქმნის დასაწყისი, ვ) წყალშიდა ყინულები (თოში, ფსკერის ყინული), ზ) ყინულის დნობის დასაწყისი (ყინულის მოძრაობის დაწყება). თ) ყინულსელა (გაზაფხულსა და შემოდგომაზე), ი) წყალმცირობის პერიოდის დაბალი დონეები და წყლის ხარჯები, კ) სელური ღვარები, ლ) ძლიერი ღელვა.

აღნიშნული სახითათო ჰიდროლოგიური მოვლენების შესახებ დაინტერესებულ ორგანიზაციებს წინასწარ აწვდის ცნობებს ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველოები და მათი უწყებები.

მეთერთმეტე თავი

მსოფლიო ოკეანე

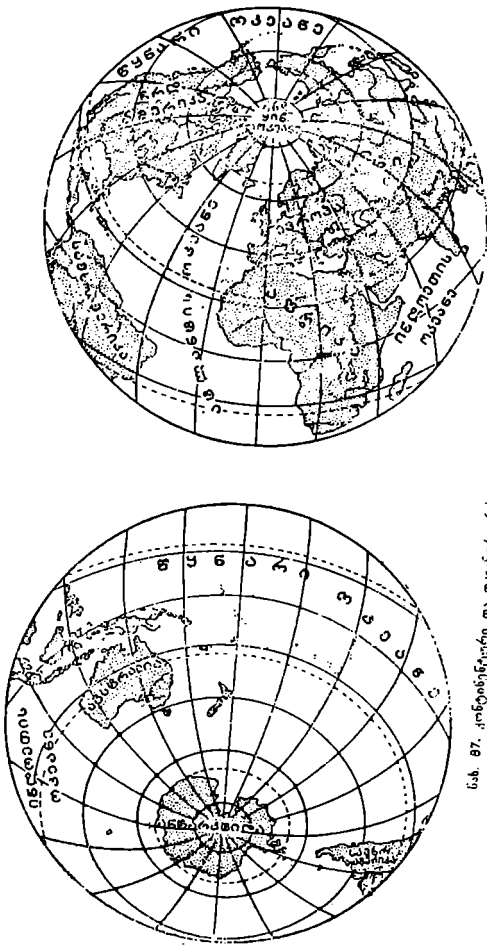
§ 168. მსოფლიო ოკეანის მთლიანობა

დედამიწის სფეროზე ხმელეთი და წყალი თანაბრად არ არის განაწილებული. დედამიწის სფეროს მთლიანი ფართობი 510 მლნ კვ. კმ-ს უდრის. აქედან წყლის ფართობს 361 მლნ კვ. კმ, ანუ დედამიწის სფეროს მთელი ფართობის 70,8%, უკავია. დანარჩენი 149 მლნ კვ. კმ, ანუ 29,2%, ხმელეთს უჭირავს. ე. ი. დედამიწის სფეროზე წყლის ზედაპირი ხმელეთის ზედაპირს 2,4-ჯერ აღემატება

ოკეანეები და ზღვები ერთ მთლიან წყლის ზედაპირს ქმნის, რომელიც დედამიწის სფეროს გარს ეკვრის. ოკეანეებისა და ზღვების მთლიან ზედაპირს მსოფლიო ოკეანე ეწოდება, საიდანაც ხმელეთი კონტინენტებისა და კუნძულების სახით წყლის ზევით არის ამოზიდული.

წყლისა და ხმელეთის განაწილება ჩრდილო და სამხრეთ ნახევარსფეროებს შორის არათანაბარია. ჩრდილო ნახევარსფეროში წყლის ზედაპირს მთელი ფართობის 61% უჭირავს, ხმელეთს — 39%, სამხრეთ ნახევარსფეროში წყლის ზედაპირს 81% უკავია, ხმელეთს კი მხოლოდ 19%.

დედამიწის სფეროზე შეიძლება შევარჩიოთ დიდი წრის ისეთი მდებარეობა, რომელიც მას გაკვეთს ორ ნახევარსფეროდ. ერთ მათგანში იქნება წყლის ზედაპირის დიდი ნაწილი, მეორეში კი — ხმელეთის ზედაპირი. პირველ ნახევარსფეროს ოკეანურს ეწოდებენ, მეორეს კი — კონტინენტურს. ოკეანური ნახევარსფეროს პოლუსი ახალი ზელანდიის აღმოსავლეთითაა, კონტინენტური ნახევარსფეროსი კი — საფრანგეთში, მდ. ლუარას შესართავის მახლობლად. კონტინენტურ ნახევარსფეროში მთლიანად მოხვდება: ევროპის, აზიის, აფრიკის, ჩრდილოეთ ამერიკის კონტინენტები, სამხრეთ ამერიკის ნაწილი, წყნარი ოკეანისა და ატლანტის ოკეანის დიდი ნაწილი და ინდოეთის ოკეანის ჩრდილო ნაწილი. კონტინენტურ ნახევარსფეროში ხმელეთის ფართობს 47% უჭირავს, წყლის ფართობს კი — 53%¹ ოკეანურ ნახევარსფეროში ხმელეთის ზედაპირს 9% უჭირავს, წყლის ზედაპირს კი — 91%. როგორც ჩანს. კონტინენტურ ნახევარსფეროშიც წყლის ზედაპირი 6%¹-ით ჭარბობს ხმელეთის ზედაპირს (ნახ. 87).



ნახ. 87. კონტინენტური და ოკეანური სახეობის განაწილება (ი. ვ. იტიშინის მიხედვით).

§ 157. მსოფლიო ოკეანის დაყოფა

„არც იგი შორეულ წარსულში ფიქრობდნენ, რომ მიწის პირველყოფილ ატმოსფეროში იმთავითვე დიდძალი წყლის ორთქლი იყო. ამ ორთქლის გამოანგარიშებაც შესაძლებლად მიაჩნდათ, რადგან ფიქრობდნენ, რომ ოკეანეთა მთელი წყალი იმ ორთქლისაგან არის წარმოშობილი. ასე ფიქრობდნენ მეოცე საუკუნის პირველ ათეულ წლებში, ასე აღარ ფიქრობენ დღეს“¹.

„გაზების კინეტიკური თეორიიდან ირკვევა, რომ დედამიწას პირველადი ატმოსფერო არ შერჩენია. მაშასადამე, არც ოკეანის წყალი შეიძლება იყოს იმ ატმოსფეროდან დალექილი. ამჟამად, რომ წყალი შემდეგში არის დაგროვილი უკვე საკმაოდ გაცივებულ მიწაზე, ალბათ მიწის შიგნიდან. მაგრამ როგორ, როდის აი. ია საკითხები, რომლებსაც დამაკმაყოფილებელი პასუხი უნდა ვაეცეთ. თუ ოკეანეების წარმოშობის დიდი საკითხის გადაჭრა გვსურს“².

კაცობრიობის განვითარებამ, დიდმა გეოგრაფიულმა აღმოჩენებმა, ხალხობის შემდგომმა განვითარებამ და ოკეანეების ბუნებრივი პირობების შესწავლამ საზოგადოება მიიყვანა იმ დასკვნამდე, რომ აუცილებელია მსოფლიო ოკეანის დაყოფა ცალკეულ ნაწილებად.

მსოფლიო ოკეანის ცალკეულ ნაწილებად დაყოფა მოახდინეს შემდეგი ძირითადი ნიშნებით: კონტინენტებისა და კუნძულთა არქიპელაგების სანაპიროების კონფიგურაციით. ოკეანეების ფსკერის რელიეფით, ოკეანეებისა და ზღვების დინებებისა და ატმოსფერული ცირკულაციის სისტემებით, წყლის ტემპერატურების ჰორიზონტული და ვერტიკალური განაწილების განსაკუთრებული თვისებებით და სხვ.

პირველად მსოფლიო ოკეანის დაყოფა ცალკეულ ოკეანეებად 1845 წელს ლონდონის გეოგრაფიულმა საზოგადოებამ მოახდინა. მათ მსოფლიო ოკეანე ხუთ ნაწილად დაყვეს: 1. ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანე, 2. სამხრეთ პოლარული ოკეანე, 3. ინდოეთის ოკეანე, 4. ატლანტის ოკეანე და 5. წყნარი ოკეანე. იმ დროისათვის სამხრეთ ანტარქტიდის კონტინენტი ცნობილი არ იყო და მას სამხრეთ პოლარულ ოკეანედ თვლიდნენ.

შემდეგმა გამოკვლევებმა გვიჩვენა, რომ მსოფლიო ოკეანე იყოფა არა ხუთ. არამედ ოთხ ოკეანედ. ესენია:

1. წყნარი ოკეანე
2. ატლანტის ოკეანე
3. ინდოეთის ოკეანე
4. ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანე.

დასახელებულ ოკეანეებს შორის საზღვრები კონტინენტების სანაპირო ნახებთან მკაფიოდ არის გამოსახული, ხოლო საზღვაო საზღვრები რამდენადმე პირობითად არის გატარებული.

§ 158. ოკეანეთა საზღვრები

წყნარი ოკეანის დასავლეთ საზღვარს წარმოადგენს აზიის სანაპირო პალაქას ნახევარკუნძულამდე, აქედან საზღვარი მიჰყვება მალაქას სრუტის ჩრდილო უკიდურეს ნაწილს, ხოლო შემდეგ — აღმოსავლეთ-ინდოეთის არქი-

1 ა. ჟანელიძე: კონტინენტები და მათი წარმოშობა, თბილისი, 1955, გვ. 91.

2 იქვე, გვ. 97.

ნელაგის დასავლეთ და სამხრეთ სანაპიროებს; ავსტრალიასთან საზღვარი მიჰყვება ტორესის სრუტეს, ბასის სრუტეს ტასმანიასთან და ბოლოს ტასმანიის სამხრეთ-აღმოსავლეთ კონცხის მერიდიანს ანტარქტიდის კონტინენტის გადაკვეთამდე.

წყნარი ოკეანის სამხრეთ საზღვარს წარმოადგენს ანტარქტიდის სანაპიროები. აღმოსავლეთი საზღვარი მიჰყვება ჩრდილო და სამხრეთ ამერიკის სანაპიროებს. ჰორნის კონცხიდან საზღვარი გადის დრეიკის სრუტეში გრემის მიწაზე ანტარქტიდამდე. ჩრდილოეთის საზღვარი გადის ბერინგის სრუტეში შემდეგი ხაზით: დუენევის კონცხი — დიომიდეს კუნძულები — პრინც უელსის კონცხამდე.

ატლანტის ოკეანის დასავლეთი საზღვარი მიჰყვება ჩრდილო და სამხრეთ ამერიკის სანაპიროებს ჰუძონის სრუტიდან სამხრეთით ჰორნის კონცხამდე. შემდეგ საზღვარი გადის დრეიკის სრუტით ანტარქტიდამდე. სამხრეთით ისაზღვრება ანტარქტიდის კონტინენტით, აღმოსავლეთით კი — ევრაზიისა და აფრიკის სანაპიროებით. ჩრდილოეთით საზღვარი ჩრდილოეთ ყინულოვან ოკეანესთან გადის: ნახევარკუნძული სტადტი — შეტლანდიის კუნძულები, ისლანდია — დატის სრუტე — დევისის სრუტე; ბაფინის მიწა და ჰუძონის სრუტის სამხრეთი ნაწილი.

ინდოეთის ოკეანის საზღვრებს წარმოადგენს: ჩრდილოეთით აზიის სანაპირო, დასავლეთით — აფრიკის სანაპირო და კეთილი იმედის კონცხის მერიდიანი, სამხრეთით — ანტარქტიდის სანაპირო კეთილი იმედის კონცხის მერიდიანის გადაკვეთიდან (ტასმანიის) სამხრეთ-აღმოსავლეთ კონცხის მერიდიანის გადაკვეთამდე. აღმოსავლეთით საზღვარი გასდევს წყნარ ოკეანეს.

ცხრილი 28

ოკეანეთა წყლის სარკის ფართობი, წყლის მოცულობა, წყლის უდიდესი და ხაშუალო სიღრმე, პროცენტები მსოფლიო ოკეანის მთელი ფართობიდან (ლ. კ. დავიდოვის მიხედვით).

ოკეანეების დასახელება	ფართობი		წყლის მოცულობა კუბ. კმ-ით	სიღრმე მ-ით	
	მლნ კმ ²	%/0		საშუალო	უდიდესი
წყნარი ოკეანე	179,7	50	724,7	4023	11043
ატლანტის ოკეანე	98,4	25,0	337,7	3926	9218
ინდოეთის ოკეანე	74,9	21,0	291,9	3897	7450
ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანე	18,1	4,00	17,0	1205	4975
სულ მსოფლიო ოკეანე	361,1	100	1370,3	3795	11043

ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანის საზღვრებს წარმოადგენს ზემოდსაზღვრებული წყნარი და ატლანტის ოკეანეთა საზღვაო საზღვრები და ევროპის, აზიის, ჩრდილო ამერიკისა და გრენლანდიის სანაპიროები.

აღნიშნულ საზღვრებს შორის მდებარე ოკეანეთა წყლის სარკის ფართობი, წყლის მოცულობა, უდიდესი და ხაშუალო სიღრმეები მოტანილია 28-ე ცხრილში.

ხმელეთში შექრილ მცირედ თუ დიდად განკერძოებულ ოკეანის წყლის ნაწილს ზღვა ეწოდება. ზღვები, როგორც წესი, საკუთარი რეჟიმით ხასიათდება. რომელიც მიმდებარე ოკეანის წყლის რეჟიმისაგან განსხვავდება.

ი. მ. შოკალსკის მიხედვით ზღვები იყოფა: 1. ხმელთაშუა და 2. სანაპირო ზღვებად. თავის მხრივ, ხმელთაშუა ზღვები იყოფა: ა) კონტინენტებსშორის ზღვებად (ხმელთაშუა ზღვის ტიპი), რომელნიც მდებარეობენ ორ ან რამდენიმე კონტინენტს შორის, ბ) შიდაკონტინენტურ ზღვებად, რომელთა სანაპიროები შემოსაზღვრულია ერთი და იმავე კონტინენტით, და გ) კუნძულთაშორის ზღვებად.

ხმელთაშუა ზღვები ჩვეულებრივად ხმელეთში ღრმად იჭრება და ოკეანეებს ვიწრო სრუტეებით უერთდება, რომელნიც არ იძლევიან ფართო წყლის ცვლის საშუალებას ოკეანეებსა და ზღვებს შორის; ისინი ძალიან დანაწევრებული არიან კუნძულებითა და ნახევარკუნძულებით. ხმელთაშუა ზღვები განსაკუთრებული პირობებითაა რეჟიმით ხასიათდება. მათ აქვთ მცირე ზომის სრუტეები და წყლის ტემპერატურა რომელიმე სიღრმიდან ფსკერამდე ერთნაირია. ასეთი სიღრმეები უმთავრესად წარმოდგენილია ზღურბლების სახით, რომელნიც თიშავენ ზღვის უდიდეს სიღრმეს ოკეანეების უდიდესი სიღრმეებისაგან.

შიდაკონტინენტური ხმელთაშუა ზღვები მთლიანად შექრილია ერთ რომელიმე კონტინენტში და ვიწრო სრუტით შეერთებულია ოკეანესთან ან რომელიმე ზღვასთან. ასეთი ზღვებია, მაგალითად: თეთრი ზღვა, ბალტიის ზღვა, შავი ზღვა, აზოვის ზღვა და სხვ.

კუნძულთაშორის ზღვები ოკეანეებისაგან კუნძულთა მწკრივებით არის გამოყოფილი. მათი წყლის ფიზიკური და ქიმიური თვისებები მოსაზღვრე ოკეანის წყლების ანალოგიურია. ასეთი ტიპის ზღვებია: მარჯნის ზღვა, კარიბის ზღვა და სხვ.

სანაპირო ზღვები კონტინენტის სიღრმეში მცირედ არის შექრილი და არსებითად ოკეანეებს ესაზღვრება. ოკეანეებიდან სანაპირო ზღვები კუნძულებითა და ზოგჯერ ნახევარკუნძულებით არის გამოყოფილი. ასეთი ზღვები, ხმელთაშუა ზღვებთან შედარებით, მკიდრად უკავშირდება ოკეანეთა წყლების პირობებს რეჟიმს. სანაპირო ზღვებში მცირე რაოდენობით არის კუნძულები. ისინი ნაკლებად დანაწევრებულია. ამ ზღვების დინებები, ტემპერატურული რეჟიმი, მარილიანობა და სხვ. ოკეანეების წყლების მსგავსია, რასაც განაპირობებს მათი თავისუფალი შეერთება ოკეანებთან. სანაპირო ზღვების ტიპს მიეკუთვნება: კარის ზღვა, ლაპტეეების ზღვა, ბერინგის ზღვა და სხვ.

ოკეანეები და ზღვები ხმელეთის სანაპირო ზოლში ქმნის სხვადასხვა ფორმებს, როგორიცაა ყურეები, უბეები, ფიორდები და სხვ.

ოკეანის ან ზღვის ნაწილს, რომელიც შექრილია ხმელეთში და სივანითა და სიღრმით თანდათანობით მცირდება, ყურე ეწოდება. მისი საზღვრის გატარება ოკეანესთან ან ზღვასთან ძალზე პირობითია. ზოგჯერ ყურის საზღვრად ოკეანესთან ორ მოსაზღვრე კონცხს ან პირობითად სიღრმის რომელიმე იზობათის ხაზს იღებენ.

სხვადასხვა ფორმის მიხედვით ყურეებს აქვს სხვადასხვა სახელწოდება, როგორიც არის, მაგალითად, უბე, ფიორდი და სხვ. ისეთ ყურეს, რომელსაც

შეერთების ნაწილი ოკეანესთან უფრო მცირე აქვს, ვიდრე თვით ყურეს, უბე ეწოდება.

უბე შეიძლება იყოს მრგვალი (ბისკაის, გვინეის), ძაბრისებური (დინის ებე), წაგრძელებული (კალიფორნიის), დატოტვილი (სიდნეის) და სხვ.

ზოგჯერ უბეები სიდიდით ზოგიერთ ზღვას აღემატება. ასეთია, მაგალითად, ბისკაის, მექსიკის, ჰუძონის და სხვა უბეები, რომლებიც აღემატება ბალტიის, აზოვის, თეთრ და სხვა ზღვებს.

ვიწრო და გრძელ ყურეებს, რომელთა წარმოშობა დაკავშირებულია ყიზილყარების მოქმედებასთან, ფიორდი ეწოდება. ფიორდი სამი მხრიდან მაღალი შვეული კალთებით არის შემოსაზღვრული, მაგალითად, კოლის უბე ტიპიურ ფიორდს წარმოადგენს. ფიორდები განსაკუთრებით ბევრია ნორვეგიის სანაპიროებთან.

ორ ხმელეთს შორის მდებარე ოკეანის ან ზღვის შემაერთებელი წყლის ვიწრო ნაწილს სრუტე ეწოდება, მაგალითად, ბერინგის სრუტე, გიბრალტარის სრუტე და სხვ.

§ 160. მსოფლიო ოკეანის შესაბამისი რაიონები

ხმელეთის ზედაპირი შეიძლება დაინახოთ და აღეწეროთ, წარმოვიდგინოთ და დავხატოთ, გავზომოთ და ავგეგმოთ სხვადასხვა იარაღის საშუალებით და შევადგინოთ ხმელეთის ზედაპირის ფორმებისა და მასზე მიმდინარე პროცესების თვალსაჩინო რუკა, რომელსაც იზოჰიფტებით, დაშტრიხვით ან სხვადასხვა ფერებით გამოსახავენ. მაგრამ ასეთი თვალსაჩინო რუკების შედგენა მსოფლიო ოკეანის უხილავი ფსკერისათვის შეუძლებელია, რადგან ფსკერის გამოსახატავად ჭერჭერობით კიდევ არა გვაქვს სათანადო იარაღები და დაკვირვების მასალები.

უძველესი დროის მკვლევარები აღნიშნავდნენ, რომ მსოფლიო ოკეანის ფსკერზე, ისე როგორც ხმელეთის ზედაპირზე, არის მთები და ქედები, ვაკეები, ხეობები და რელიეფის სხვა ფორმები, მაგრამ მათი აღნიშვნა ზოგადი იყო, ეინაიდან იმ დროს არ გააჩნდათ სათანადო მასალები. დღეისათვის უკვე ყველასათვის ცნობილია, რომ მსოფლიო ოკეანის ფსკერის რელიეფი ძალიან რთული ხასიათისაა. ოკეანის ფსკერზე არსებული ქედები, ვაკეები, ხეობები და კანიონები დაკავშირებულია დედამიწის ქერქის საერთო ტექტონიკურ აგებულებასთან, მაგრამ შედარებით უფრო მოსწორებულია, ვიდრე ხმელეთის ზედაპირი. ოკეანის ფსკერის ზედაპირის მოსწორება ძირითადად წყლის დინამიკური (დინებებით, დელვით) ძალების მოქმედებით წარმოებს.

ოკეანეების ფსკერის რუკის შესადგენად არსებობს მხოლოდ ერთადერთი საშუალება — სიღრმეთა გაზომვა სხვადასხვა იარაღებით.

§ 161. სიღრმის საზომი იარაღები

როგორც ტულე აღნიშნავს, სიღრმეთა გაზომვებს პირველად მეზღვაურები აწარმოებდნენ. შეიძლება ვიგულისხმოთ, რომ ნაევების ნაპირებთან მიყენების დროს სიღრმეებს ჰოკით ზომავდნენ. ასეთი გაზომვების აღნიშვნები სანაპიროებთან უქანასკნელ დრომდეა შემორჩენილი.

პეროდოტე მიუთითებს, რომ ეგვიპტელი მეზღვაურები ნილოსის დელტის

რაიონში სიღრმეებს ზომავდნენ და კქონდათ სიღრმეთა სია ნილოსის მისაჯგომებთან. ისინი სიღრმეებს ზომავდნენ „ოგრიახებში“ (ოგრიახი სიგრძით თითქმის ორ მეტრს უდრის).

გემების ლუზებზე დაადგომებთან სიღრმეებს უკანასკნელ დრომდე ლოტით ზომავდნენ. ლოტი წარმოადგენს მოკვეთილი პირამიდის მსგავს ტყვიოტვირთს, რომელიც დაკიდებულია რბილ გვარლიზე. ტვირთის ძირი ამოხრეულილია, სადაც ცხიმია მოთავსებული. ლოტის ფსკერის შეხებისას ზღვის ფსკერის ნაფენ მასალას ცხიმი მიიკრავს და ზევით ამოაქვს. ტვირთზე მიბმული გვარლი (ტროსი) დაყოფილია მეტრებად და დეციმეტრებად. ლოტს გემიდან უშვებენ მეზღვაურები, პიდროლოგი კი განსაზღვრავს სიღრმის გაზომვის ადგილს კოორდინატებით და ნაპირიდან დაშორების მანძილს.

გაზომილ სიღრმეს ჩაიწერენ და ლოტს ზევით ამოიღებენ ჯალამბარის საშუალებით. პრაქტიკული მიზნებისათვის პირველად სიღრმეებს სანაპიროების მახლობლად ზომავდნენ, ოკეანის ღრმა ნაწილში კი სიღრმეთა გაზომვა ძნელი იყო ზათანადო იარაღების უქონლობის გამო.

პირველი ცდა მნიშვნელოვანი სიღრმეების გასაზომად ჩატარებული იყო 1521 წ. მაგელანის მიერ წმინდა პავლეს კუნძულებთან, მაგრამ უშედეგოდ.

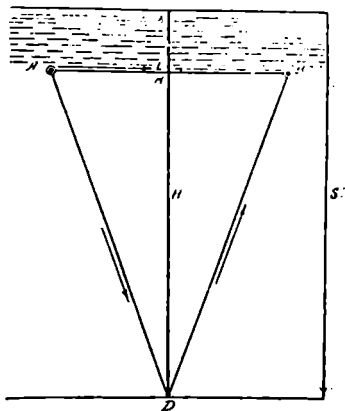
ლოტით სიღრმეების გაზომვა თითქმის უკანასკნელ საუკუნემდე გრძელდებოდა. 1854 წელს ამერიკელმა ბრუკმა მოაწყო ლოტლინი, რომელსაც ტვირთი შორდებოდა ფსკერთან შეხებისას. ტვირთი გახვრეტილი თუჯის ბურთისაგან შედგებოდა, რომელსაც გვარლიზე იჭერდა მარყუჟად მიმაგრებული კავები. ფსკერთან შეხებისას მარყუჟი იხსნებოდა და ტვირთი ფსკერზე რჩებოდა, ზევით ამოქონდათ ტვირთში გაყრილი მილი ზღვის ფსკერის ნიმუშით. ბრუკის ლოტის გამოგონებამ ძალიან გააუმჯობესა სიღრმეთა გაზომვა. ბრუკის ლოტის გამოგონების შემდეგ თითქმის ყველა სახელმწიფომ გაგზავნა ზღვების სიღრმეთა გასაზომად ექსპედიციები. 1882 წ. ატლანტის ოკეანეში „ბლეკის“ მიერ აღმოჩენილ იქნა სარეკორდო სიღრმე — 8341 მ.

უკანასკნელ დროს ოკეანეებისა და ზღვების სიღრმეთა გასაზომად ფართოდ არის გამოყენებული ექოლოტები, რომლის საშუალებითაც სიღრმეთა გაზომვა გაცილებით ადვილია და მინიმალურ დროს მოითხოვს. ექოლოტების გამოგონებას საფუძველი ჩაუყარა აკად. ი. დ. ზახაროვმა. იგი 1804 წელს პეტერბურგში საჰაერო ბურთით აფრინდა და რამდენიმე საათის შემდეგ დაიყვინძა დედამიწის მიმართულებით. 10 წამის შემდეგ დედამიწიდან მიიღო გამოძახილი. მან იცოდა ჰაერში ხმის გავრცელების სიჩქარე და გამოიანგარიშა, თუ რა სიმაღლეზე იყო ასული. ი. ზახაროვის გაანგარიშებით საჰაერო ბურთი დედამიწის ზედაპირიდან ჰაერში 1700 მეტრის სიმაღლეზე იმყოფებოდა.

1820—1830 წწ. გამოკვლევულ იქნა წყალში ხმის გავრცელების სიჩქარე. ამან საშუალება მისცა ფრანგ მეცნიერს არაგოს გამოეთქვა აზრი, რომ წყლის სიღრმეთა გასაზომად ექოლოტები გამოეყენებინათ. არაგოს შემდეგ თითქმის 100 წლის მანძილზე მიმდინარეობდა ცდები ოკეანეებისა და ზღვების სიღრმეთა გასაზომად ექოლოტების საშუალებით, მაგრამ უშედეგოდ.

1918—1920 წწ. ექოლოტები რამდენიმე ქვეყანაში გამოჩნდა. საფრანგეთ-

ში პირველი ხმოვანი ექოლოტის (თვითმწერით) ავტორი იყო ინჟინერი პი-
როგრაფი მარტი, გერმანიაში — ფიზიკოსი ბემომი, ამერიკაში — ფესენდენო-
მი. რუსეთში 1911—1914 წწ. ექოლოტის გამოგონებაზე წარმატებით მუშაობ-
და კრეისერ „რიურიკის“ შტურმა-
ნი შჩესნოვიჩი, მაგრამ მან მუშა-
ობა 1914 წელს ომის დაწყების
გამო შეწყვიტა. 1915 წელს პ. ი.
შილოვსკიმ გამოიგონა ულტრა-
ხმოვანი ექოლოტი, მაგრამ მას იმ
დროს რუსეთში მხარი არ დაუჭი-
რეს, ამიტომ შილოვსკიმ ულტრა-
ხმოვანი ექოლოტის პატენტი საფ-
რანგეთის მთავრობას მიჰყიდა.
საფრანგეთის მთავრობამ მიიწვია
შილოვსკი ფიზიკოს პ. ლანჟევენის
დასახმარებლად. 1920 წელს შეიქ-
მნა პირველი ულტრახმოვანი ექო-
ლოტი ლანჟევენ-შილოვსკისა და
ფლორისონის ავტორობით.



ნახ. 88. ექოლოტის სქემა.

1922—1923 წწ. ულტრახმო-
ვანი ექოლოტები დასამზადებლად

გადაეცა მსხვილი ხელაწყო-იარაღების მშენებლობის ფირმებს, რომლებმაც
იწყეს მათი სერიული გამოშვება. ამჟამად ულტრახმოვან ექოლოტებს დიდი
რაოდენობით ამზადებენ ჩვენი ქარხნები.

ულტრახმოვანი ექოლოტები გამოყენებულია სიღრმეთა გასაზომად. ექო-
ლოტების გამოგონებამ ხელი შეუწყო ოკეანეების ფსკერის რელიეფის შეს-
წავლას. მაგალითად, 1925—1927 წწ. გემმა „მეტეორმა“ ექოლოტის გამოყენე-
ბით ერთ წელიწადში სიღრმე გაზომა 30000 წერტილზე. ხელის ლოტით ამ
რაოდენობის სიღრმის გაზომვას დასჭირდებოდა 60000 საათი, ე. ი. დაახლოე-
ბით 7 წელიწადი.

ამჟამად თითქმის ყველა გემი შეიარაღებულია ექოლოტით. სიღრმეებს ზო-
მავენ როგორც ცურვის დროს, ისე ადგილზე გაჩერებისას. ექოლოტით სიღრ-
მის გაზომვა ტარდება ყოველგვარ პირობებში (ქარიან ამინდში, ლეღვის დროს
და სხვ.) და გაზომვის ცდომილება 1—2% არ აღემატება. გაზომვის შედეგები
თვითმწერით ინიშნება და ექოგრაფას გვაძლევს. ექოლოტის საშუალებით წუთ-
ში 500 სიღრმემდე გაზომვა შეიძლება¹.

ექოლოტის სიღრმის გაზომვის სქემა შეიძლება შემდეგნაირად წარმოვიდ-
გინოთ: დავუშვათ, რომ A არის ხმის ტალღის წარმომშობი ვიბრატორი, B
ფსკერიდან არეკლილი ხმის მიმღები ვიბრატორი, h — მანძილი ხმის წარმომ-
შობი და ხმის მიმღები ვიბრატორების ხაზიდან წყლის ზედაპირამდე, H — მანძი-
ლი აღნიშნული ვიბრატორების ხაზიდან ოკეანის ფსკერამდე, L — მანძილი ხმის
წარმომშობ და ხმის მიმღებ ვიბრატორებს შორის. ხაზი ADB ხმის ტალ-

¹ В. А. Снежинский, Практическая океанография, Ленинград, 1954, с. 152

ღია გავლის გზა (ხმის წარმომშობ A ვიბრატორიდან ფსკერზე მოხვედრილი ხმის ტალღის წერტილ D და ხმის მიმღებ B წერტილამდე). სიღრმე $S = H + h$.

ADK და KDB სამკუთხედებიდან გამოდის, რომ $H^2 = (\frac{1}{2}ADB)^2 - (\frac{1}{2}L)^2$. თუ ხმის გავრცელების სიჩქარეს C_0 -ით აღვნიშნავთ, ხოლო ხმის გავლის გზას $-(ADB)t$ -ით, მაშინ შეგვიძლია დავწეროთ $\frac{1}{2}ADB = \frac{1}{2}C_0 t$. მათ მნიშვნელობას თუ ჩავსვამთ ფორმულაში, მივიღებთ: $H^2 = (\frac{1}{2}C_0 t)^2 - (\frac{1}{2}L)^2$, აქედან

$$H = \frac{1}{2} \sqrt{C_0^2 t^2 - L^2}$$

მთელი სიღრმე გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$S = h + \frac{1}{2} \sqrt{C_0^2 t^2 - L^2},$$

სადაც h და L მუდმივი სიდიდეებია და შეიძლება მათი გაზომვა გეშზე. ხმის გავრცელების სიჩქარე შეგვიძლია სკალიდან ავიღოთ, რაც დაახლოებით 1500 მ/წ უდრის, t დროს აღრიცხავს წუთმზომით.

მაგალითად, გვსურს 150 მეტრის სიღრმე გავზომოთ. უნდა გამოვიანგარიშოთ დრო $150 \times 2 : 1500 = 0,2$ წამს. დრო ათვლილი უნდა იქნეს 0,002 წამის სიზუსტით. ამ იარაღის სიზუსტეს არღვევს დროის არაზუსტი აღრიცხვა, რადგან წამმზომის ჩართვა და დახურვა ხშირად დროს კარგავს.

§ 102. სიღრმის რუკები

ოკეანეებისა და ზღვების სიღრმეებს რუკებზე პირველად რიცხვებით აღნიშნავდნენ. ასეთი რუკები მოკლებული იყო თვალსაჩინობას, რაც ართულებდა მათ გამოყენებას. შემდეგში დაიწყეს რუკებზე თანაბარ სიღრმეთა ხაზებით შეერთება ინტერპოლაციის მეთოდით. მაგრამ ეს რუკები სიზუსტეს მოკლებული იყო. რადგან სიღრმეთა გაზომვა მარტივი იარაღებით წარმოებდა, იმავე დროს არ ჰქონდათ ღიდი რაოდენობით გაზომილი სიღრმეები და ოკეანეების ფსკერის რელიეფი მოაწოვებულ ზედაპირად იყო წარმოდგენილი. ეს თანაბარ სიღრმეთა ინტერპოლაციით შემაერთებელი ხაზების გატარების საშუალებას იძლეოდა.

თანაბარ სიღრმეთა შემაერთებელ ხაზებს ფრანგმა მეცნიერმა ბიუშმა იზობათები უწოდა. ბიუშმა 1737 წელს პირველად შეადგინა ლამანშის ფსკერის რელიეფის რუკა იზობათების საშუალებით. იზობათებით აგებულ რუკებს ბათიმეტრულ რუკებს უწოდებენ.

როგორც წესი, ამჟამად სპეციალურ რუკებზე იზობათებს 10, 20, 50, 100, 200, 300, 500, 1000 მეტრის სიღრმეებზე ატარებენ. 1000 მეტრის ქვევით იზობათებს ყოველი 1000 მეტრის სიღრმეზე ავლებენ.

ექოლოტების გამოგონების შედეგად ღიდი რაოდენობით გაჩნდა სიღრმეთა გაზომვის მასალები, რამაც ხელი შეუწყო ბათიმეტრული რუკების დაზუსტებას. ბათიმეტრული რუკები, ხშირი და ზუსტი გაზომვითი მონაცემებით აგებული, ძალიან სასარგებლოა მსოფლიო ოკეანის ფსკერის გამოსაკვლევად. ამავე დროს მას ღიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს ოკეანეთა ფსკერზე ტელეგრაფის კაბელის გასაყვანად, წყალქვეშა ნაოსნობისათვის და სხვადასხვა სახის ჰიდროტექნიკურ ნაგებობათა მშენებლობისათვის.

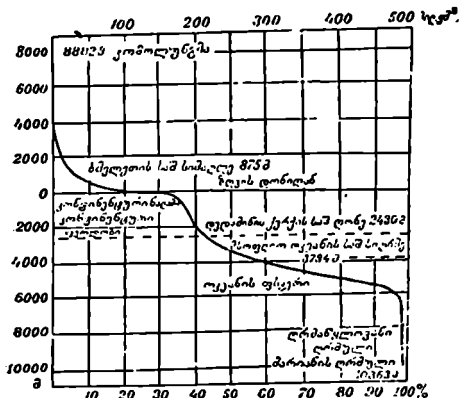
ბათიმეტრულ რუკებზე სხვადასხვა სიღრმით საფეხურებს დაშტრიხვით გა-

იყოფენ ან აფერადებენ მუქი-ლურჯი ფერიდან (სიღრმე) ზედაპირისაკენ ბაც-ლურჯ ფერში გადასვლით.

§ 109. ოკეანეებისა და ზღვების ფსკერის ძირითადი ფორმების უმთავრესად ტექტონიური და ვულკანური პროცესების შედეგად არის წარმოშობილი. ფსკერის მოსწორებაში დიდ როლს ასრულებს მდინარეებისა და აისბერგების მიერ ჩამოტანილი მყარი მასალის დალექვა, ქარის მიერ მოტანილი მტვერი, წყალში მოხინარე ცხოველების ნარჩენების ნალექები და სხვ.

ოკეანეებისა და ზღვების ფსკერის რელიეფი თავისი სიმარტივით გამოირჩევა ხმელეთის ზედაპირისაგან.

ოკეანეებისა და ზღვების ფსკერის ძირითადი დამახასიათებელია მათი სიღრმეები, ისე როგორც ხმელეთის ზედაპირისათვის დამახასიათებელია სიმაღლე ზღვის დონიდან. ოკეანისა და ზღვების სიღრმეთა შედარება ხმელეთის სიმაღლეებთან თვალსაჩინოდ გამოისახება ჰიფსოგრაფიული მრუდით (ნახ. 89).



ნახ. 89. ჰიფსოგრაფიული მრუდი.

მრუდის ორდინატის ღერძზე გადაზომილია ოკეანის სიღრმეები და ხმელეთის სიმაღლეები, აბსცისის ღერძზე კი — ფართობები იზობათებსა და იზოჰიფსებს შორის. ჰიფსოგრაფიული მრუდი თვალსაჩინო სურათს იძლევა დედამიწის სფეროს სხვადასხვა სიმაღლესა და სიღრმეს შორის დაკავებულ ფართობებზე.

მრუდის ზედა ნაწილი ასახავს ხმელეთის ზედაპირს, სიმაღლის საფეხურებს ფართობების მიხედვით, რომელიც აგებულია სანდო მასალების საფუძველზე. ქვედა ნაწილი კი ახასიათებს სიღრმეებში სხვადასხვა საფეხურთა ფართობების განაწილებას.

ჰიფსოგრაფიულ მრუდზე სიმაღლისა და სიღრმის ამპლიტუდა ძალიან დიდია. ხმელეთის უდიდესი სიმაღლე 8882 მ-ს უდრის, წყნარ ოკეანეში კი უდიდესი სიღრმე 11043 მეტრს აღწევს.

ჰიფსოგრაფიული მრუდი საშუალებას გვაძლევს გამოვიანგარიშოთ ხმელეთის საშუალო სიმაღლე და მსოფლიო ოკეანის საშუალო სიღრმე. ხმელეთის საშუალო სიმაღლე 875 მ ტოლია, ოკეანის საშუალო სიღრმე კი 3794 მ უდრის.

მსოფლიო ოკეანე ფსკერის სიღრმეთა მიხედვით შემდეგ ძირითად ზონებად იყოფა, რომელთაც გეოლოგიაში ზღვების მორფოლოგიურ ელემენტებს უწოდებენ.

ხმელეთსა და ზღვას შორის საზღვარს წარმოადგენს ლიტორალური ასე-
პირო ზონა. რომელიც მოქცევის ან ძლიერი ლელვის დროს წყლით იფარება-

ცხრილი 29

მხოლოდ ოკეანის ფსკერის რელიეფის მორფოლოგიური
ელემენტები და მათი ფართობები

მორფომეტრული ელემენტები	სიღრმე	ფართობი მლნ კმ ²	% საერთო ფართო- ბიდან
კონტინენტური ნალამი	0—200	27,4	7,6
კონტინენტური ფერდობი	200—3000	55,1	15,3
ოკეანის კალაპოტი	3000—6000	273,2	75,9
ღრმაწყლიანი ღრმულები	6000 მ-ზე მე- ტი	4,3	1,2
		360	100%

ხოლო უქუქცევის დროს წყლისაგან თავისუფლდება და შრება. მისი საერთო
ფართობი, მიახლოებითი გაანგარიშებით, მთელი მსოფლიო ოკეანის ზედაპირი-
ფართობის მხოლოდ 0,4% -ს შეადგენს.

კონტინენტური ნალამით ზოგჯერ განიერი, ზოგჯერ ვიწრო ზო-
ლის სახით გარსემორტყმულია კონტინენტები და კუნძულები, მაგრამ ფსკე-
რი ყველგან დამრეცია და ეშვება 200 მეტრის სიღრმემდე, ზოგჯერ 600 მ სიღრ-
მესაც აღწევს. ეს ზოლი წარმოადგენს კონტინენტების წყალქვეშა გაგრძელე-
ბას. მისი დახრილობა ჰანაპირო ზოლიდან ოკეანისაკენ 0,10° უდრის, ე. ი. კონ-
ტინენტური ნალამის ზედაპირი თითქმის პორიზონტულია.

ექოლოტების საშუალებით სიღრმეთა გაზომვის დროს კონტინენტურ
ნალამზე აღმოჩენილ იქნა მთელი რიგი ბორცვები, ტერასები, ქვაბულები და
სხვა ფორმები. ესენი უმთავრესად ხმელეთის ჩაძირული ნაწილებია მათთვის და-
მახასიათებელი ეროზიული რელიეფით. ასეთ რელიეფტურ ფორმებს მიეკუთნე-
ნება ჩაძირული ტერასები, ჩაძირული ბორცვები, ყინვარული რელიეფი, წყალ-
ქვეშა ხეობები და სხვ.

კონტინენტური ნალამის ზონა მკიდრო კავშირშია მიმდებარე ხმელეთის
რელიეფთან. ხმელეთის მთიან ნაპირებთან იგი, როგორც წესი, ძალზე ვიწროა.
ხოლო ვაკიან სანაპიროებთან შორს იჭრება ოკეანისკენ. კონტინენტური ნალა-
მის სიგანე ძალიან ფართო საზღვრებში იცვლება. მაგალითად, ატლანტის ოკე-
ანის სანაპიროზე. პირენეის ნახევარკუნძულთან, წყნარი ოკეანის სანაპიროზე.
იაპონიის კუნძულებთან, კამჩატკის აღმოსავლეთ სანაპიროსთან და სხვა ად-
გილებში კონტინენტური ნალამის სიგანე 15—45 კმ შეადგენს. ევრაზიის ჩრდი-
ლო სანაპიროების გაწერივ — არქტიკაში მიაი სიგანე რამდენიმე ასეულ კი-
ლომეტრს აღწევს. მრავალი სანაპირო ზღვა კონტინენტურ ნალამზე (ბარენცის,
ყუითელი და სხვა ზღვები) მდებარეობს.

კონტინენტური ნალამის თხელწყლიან ნაწილში მზის სხივების ადვილად
ჩაღწევია და ხმელეთიდან ნივთიერებათა მასის ჩატანის შედეგად უფრო კარ-
გი პირობებია ორგანული სიცოცხლის განვითარებისათვის, ვიდრე ოკეანის
ღრმაწყლოვან არეებში.

კონტინენტური ფერდობი წარმოადგენს კონტინენტური ნა-
ლამის გაგრძელებას ოკეანის სიღრმისაკენ. იგი მდებარეობს 200—3000 მეტრიან
იზობათებს შორის. კონტინენტური ფერდობის დახრილობა 4—7°-ზე მეტია:

ზოგან კი 20--40-საკ აღწევს. ასეთი დახრილობა უფრო მეტად ველკასტური წარმოშობის კუნძულებთან გვხვდება. კონტინენტური ფერდობი ხაიათდება რთული რელიეფით. ისევე, როგორც მთებში ფერდობები. მდიდარია ღრმა ხეობებით, კანიონებით. მაგალითად. მდ ნისიასიან გაგრძელებაზე წყალქვეშ, კანიონი კონტინენტურ ფერდობს 48 კმ-ის სიგრძეზე კვეთს. კონგო კანიონი 130 კმ, ინდის კანიონი 113 კმ და ა. შ. წყალქვეშა კანიონები მდინარეთა კალაპოტების გაგრძელებაა. რომლებმაც დაძირვა განიცადეს. მაგრამ წყალქვეშა კანიონები განსხვავდება მდინარეთა ხეობებიდან გასწვრივი პროფილის დიდი დახრილობით (40-100 მეტრი ერთ გრძივ კილომეტრზე).

კონტინენტური ფერდობის მეორე მნიშვნელოვანი მორფოლოგიური ელემენტია წყალქვეშა ტერასები. მაგალითად. იაპონიის ზღვაში წყალქვეშა ტერასები 700—1200 მ სიღრმეზეა.

მსოფლიო ოკეანის კალაპოტი კონტინენტური ფერდობის გაგრძელებაა და მოთავსებულია 3000--6000 მ-ის იზობათებს შორის. მიაი ფართობი მთელი მსოფლიო ოკეანის ფსკერის აერთო ფართობის 75,9%-ს შეადგენს. კალაპოტის ფსკერის დახრილობა კონტინენტური ფერდობის საზღვრიდან სიღრმისაკენ უმნიშვნელოა და 0,20--0,40%-ს უდრის. ზოგიერთ ადგილას კი 1°-ს აღწევს. ოკეანის კალაპოტის ცალკეულ ადგილებში არის მცირე ფართობის ღრმაწყლიანი ღრმულები. კალაპოტის ფსკერის რელიეფი თავიანთ სირთულთ არ ჩამორჩება კონტინენტური ნალამისა და კონტინენტური ფერდობის რელიეფს. ოკეანის ფსკერის კალაპოტი ზოგჯერ გადაკვეთილია წყალქვეშა ქედებით. კალაპოტის ფსკერის უდიდეს მოსწორებულ რელიეფში გამოიყოფა ოკეანური ღრმულები, მაგრამ ყველაზე მეტად წარმოდგენილია კალაპოტის ფსკერიდან ამოზიდული წვეროები მოსწორებული ზედაპირით წყნარი ოკეანის ჩრდილო ნაწილში პავაისა და მარიანის კუნძულებს შორის.

ღრმაწყლიანი ღრმულები თითქმის ყველა მდებარეობს არა ოკეანეთა ცენტრალურ ნაწილებში, არამედ კონტინენტების მახლობლად ან კუნძულთა მწკრივებთან. ღრმაწყლიან ღრმულებს წაგრძელებული ფორმა აქვს. მათი ფერდობები საკმარისად ციცაბოა. ღრმაწყლიანი ღრმულების ფართობი მსოფლიო ოკეანის ფსკერის საერთო ფართობის 1,2% მოიცავს. მსოფლიო ოკეანის უდიდესი ღრმაწყლიანი ღრმულები გვხვდება წყნარ ოკეანეში — კუროლის, იაპონიის, მინდანაოს, მარიანისა და სხვ. მსოფლიო ოკეანის უდიდესი ღრმულების სია მოცემულია 30-ე ცხრილში.

ცხრილი 30

მსოფლიო ოკეანის უდიდესი ღრმულები

ღრმულების სახელწოდება	სიღრმე მ-ობით	მდებარეობა
წყნარ ოკეანეში		
მარიანის	სიღრმე 11043*	მარიანის კუნძულების აღმოსავლეთით. გუამისა და იანის კუნძულებს შორის, ჩრდ. განედს 11° 19' და აღმოს. გრძედს 142° 15'. მსოფლიოში უდიდესი.

* ოკეანოლოგიურ ცხრილებში აღნიშნულია 10899 მ, საბჭოთა გემის „ერტაზის“- მუშაკებმა 1957—1958 წწ. იმავე ადგილზე დაადგინეს სიღრმე 11043 მეტრი.

ღრმულების სახელწოდება	სიღრმე მ-ობით	მდებარეობა
ფილიპინის (მინდანაო)	10540	ფილიპინის კუნძულების აღმოსავლეთით
იაპონიის	10558	იაპონიის აღმოსავლეთით (კუნძ. ხონსიუსთან)
კურილის	10877	კურილის კუნძულების აღმოსავლეთით
კერმადეკის	9427	კუნძულ კერმადეკის აღმოსავლეთით
ტონგას	9134	კუნძულ ტონგას აღმოსავლეთით
ბუჰენვილის	9140	ახალგვინეასა და სოლომონის კუნძულებს შორის
ალეუტის	7678	ალეუტის კუნძულების სამხრეთით
ატაკამის	7634	ჩილისა და პერუს სანაპიროებთან
ატლანტის ოკეანეში		
პუერტო-რიკოს	9218	კუნძულ პუერტო-რიკოს ჩრდილოეთით
სამხრეთ-სანდიჩის	8252	კუნძულ სანდიჩის აღმოსავლეთით
რომანშის	7969	ეკვატორზე
ინდოეთის ოკეანეში		
იავის	7450	კუნძულ იავის სამხრეთ სანაპიროსთან

§ 164. ოკეანეებისა და ზოგიერთი ზღვის ფსკერის რელიეფის მოკლე დახასიათება

ატლანტის ოკეანის ფსკერი უფრო შესწავლილია სხვა ოკეანეებთან შედარებით. მისი ფსკერის რელიეფისათვის დამახასიათებელია წყალქვეშა ამაღლება (ქედი), რომელიც ასო S-ის მსგავსად გაჭიმულია ისლანდიიდან სამხრეთ განედის 58°-მდე. ამ ამაღლებას ატლანტის ქედს უწოდებენ, რომელიც, თავის მხრივ, სამი ქედისაგან შედგება: რეიჰკიანესი, ჩრდილო ატლანტისა და სამხრეთ ატლანტის. რეიჰკიანესის ქედი გამოირჩევა უმცირესი სიღრმით (893 მ-მდე). ჩრდილო განედის 50°-დან სამხრეთით ამ ქედს ჩრდილო ატლანტის ქედი გამოეყოფა, რომელზედაც სიღრმეები სამხრეთისაკენ თანდათანობით მატულობს. ჩრდილო ატლანტის ქედს ეკვატორთან, რომანშის ღრმულიდან, სამხრეთ ატლანტის ქედი გამოეყოფა, რომელიც სამხრეთ განედის 58°-მდე ვრცელდება და შემდეგ აფრიკა-ანტარქტიდის ამაღლებაში გადადის.

ატლანტის ქედზე სიღრმეები სხვადასხვაგვარია. ჩრდილო ნაწილში ატლანტის ოკეანის სიღრმე (ქედზე) 3000—3500 მ-ს არ აღემატება, სამხრეთ ნახევარსფეროში წყლის სიღრმე 2000-დან 3000 მ-დე მერყეობს, ხოლო უკიდურეს სამხრეთ ნაწილში 3500 მ-ს აღწევს. წყალქვეშა ქედის ორთავე მხარეზე ოკეანის სიღრმეები 4000—5000 მ-მდე მატულობს. ოკეანის დასავლეთი (ამერიკის) ნაწილი უფრო ღრმაა და მას უფრო მეტი და ღრმა ღრმულები აქვს, ვიდრე აღმოსავლეთ ევროპისა და აფრიკის ნაწილს. ატლანტის ოკეანის აღმოსავლეთ ნაწილში გამოიყოფა ოთხი ღრმული: ჩრდილო აფრიკის ღრმული, რომელიც აზორის კუნძულების სამხრეთით მდებარეობს, მისი მაქსიმალური სიღრმე 6300 მ-ს უდრის; ოკეანის ამავე მხარეზე გვინეის, ანგოლისა და კაპის ღრმაწყლიანი ღრმულები.

ეკვატორზე ატლანტის ქედის მახლობლად მდებარეობს რომანშის ღრმული, რომლის სიღრმე 7369 მ-ია.

ატლანტის ოკეანის დასავლეთ ნაწილში არსებული ღრმულებიდან აღსანიშნავია: პუერტო-რიკოს ღრმული, მაქსიმალური სიღრმით 9218 მ, ბრაზილიისა (6028 მ) და არგენტინის (6202 მ) ღრმულები.

სამხრეთ სანდვიჩის კუნძულების აღმოსავლეთით არის სამხრეთ სანდვიჩის ღრმული 8252 მ-ის სიღრმით.

ატლანტის ოკეანის სამხრეთით მდებარეობს აფრიკა-ანტარქტიდის ღრმული 5900—5500 მ-ის სიღრმით. ეს ღრმული ნაწილობრივ ინდოეთის ოკეანეშიც ვრცელდება.

ატლანტის ოკეანის ჩრდილოეთით გადის წყალქვეშა ამაღლება 600 მეტრის სიღრმით, რომელიც აერთებს შეტლანდიის კუნძულებს ფარერის კუნძულებთან. ისლანდიასა და გრენლანდიასთან.

ჩ რ დ ი ლ ო კ ი ნ უ ლ ო ვ ა ნ ი ო კ ე ა ნ ი ს ფსკერის რელიეფისათვის დამახასიათებელია ცენტრალური ვრცელი ღრმულის არსებობა, რომლის სიღრმე 4000 მეტრს აღემატება. ღრმაწყლიანი პოლარული აუზი ყოველი მხრიდან კონტინენტური ნალამით არის შემოსაზღვრული, რომლის სიგანეც ევრაზიის ჩრდილო სანაპიროებთან 600—800 კმ-ს აღწევს. ამერიკის ჩრდილო სანაპიროებთან, განსაკუთრებით ალასკის ჩრდილოეთით, კონტინენტური ნალამის სიგანე 100 კმ-მდე ვიწროვდება. კანადის სანაპიროების კონტინენტურ ნალამზე გაფანტულია დიდი და პატარა კუნძულები, რომლებიც მრავალრიცხოვანი სრუტეებით არის დაყოფილი.

ინდოეთის ოკეანე ჩრდილოეთიდან სამხრეთის მიმართულებით წყალქვეშა ცენტრალური ინდოეთის ქედით არის გაკვეთილი. ეს ქედი ინდოეთის სანაპიროს მახლობლად იწყება და სამხრეთისაკენ მიემართება. სამხრეთით მის გაგრძელებად შეიძლება კერგელენ-ჰაუსბერგის ქედი ჩავთვალოთ, რომელიც თითქმის ანტარქტიდის კონტინენტამდეა გაკიშული. ამგვარად, როგორც ატლანტის ოკეანე, ისე ინდოეთის ოკეანეც წყალქვეშა ქედით აღმოსავლეთ და დასავლეთ ნაწილებად იყოფა. ინდოეთის ოკეანის დასავლეთ ნაწილში მრავალი ღრმულია. კუნძულ მადაგასკარის ჩრდილოეთით სომალის ღრმულია. მადაგასკარის სამხრეთით კი კროზეს პლატო ყოველი მხრიდან ღრმულებით არის გარშემორტყმული. მის ჩრდილო-აღმოსავლეთით მდებარეობს ვრცელი ცენტრალური ინდოეთის ღრმული. მადაგასკარისა და კროზეს პლატოს ჩრდილოეთით მდებარეობს მადაგასკარის ღრმული, დასავლეთით — იგოლნის კონცხის ღრმული, სამხრეთით კი — აფრიკა-ანტარქტიდის ღრმული.

ინდოეთის ოკეანის აღმოსავლეთ ნაწილში მდებარეობს ინდოეთ-ავსტრალიის ღრმული, რომელიც კუნძულ იავის სანაპიროსთან იავის ღრმულში გადადის. მისი მაქსიმალური სიღრმე 7450 მეტრია, რაც მთელი ინდოეთის ოკეანის მაქსიმალურ სიღრმედ ითვლება.

ავსტრალიის სამხრეთით მდებარეობს სამხრეთ ავსტრალიის ღრმული, რომელიც მობრტყელებული ამაღლებით გამოყოფილია ავსტრალია-ანტარქტიდის ღრმულისაგან.

ავსტრალიის სამხრეთ-დასავლეთით აღმოჩენილია ყველაზე დიდი დასერილობის კონტინენტური ფერდობი. ერთ ადგილზე ფერდობის დახრილობა 2000 მეტრის სიღრმემდე 27°-ს უდრის.

ინდოეთის ოკეანის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში ჰარბობს თავთხელები, კუნძულები და მარჯნის რიფები.

წყნარი ოკეანე. შედარებით სხვა ოკეანეებთან, ხასიათდება ფსკერის უფრო რთული რელიეფით. მაგრამ ჭერჭერობით სუსტად არის შესწავლილი.

წყნარი ოკეანის ფსკერის რელიეფისათვის უფრო მეტად დამახასიათებელია მრავალრიცხოვანი ღრმაწყლიანი ღრმულების არსებობა, რომლებიც უმთავრესად ოკეანის დასავლეთ ნაწილში კუნძულთა რკალების გასწვრივ არის განლაგებული. უღრმეს უბნებს ცვლის ფსკერიდან ამოზიდული წყალქვეშა ამაღლებები, რომლებიც ხშირად კუნძულთა ჭრუხებში გადადის. წყნარი ოკეანე კუნძულების რაოდენობითა და ღრმაწყლიანი ღრმულებით ყველა დანარჩენ ოკეანეს აღემატება.

წყნარი ოკეანის ტროპიკულ განედებში კუნძულებისა და ღრმულების მორიგეობა ძალზე ართულებს ფსკერის რელიეფს, ხოლო ოკეანის სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში სიღრმეები კლებულობს და ფსკერის რელიეფი უფრო მარტივი ხდება. ოკეანის ეს ნაწილი რკალისებური წყალქვეშა ამაღლებით არის გადაკვეთილი, რომელიც ანტარქტიდიდან ცენტრალური ამერიკის სანაპიროებისაკენ ვრცელდება. ამ ამაღლების სამხრეთ ნაწილს სამხრეთ წყნარ ოკეანურ ქედს უწოდებენ, ხოლო ჩრდილო ნაწილი აღმოსავლეთით წყნარი ოკეანის ამაღლებით არის ცნობილი.

წყნარი ოკეანის ღრმაწყლიან ღრმულებს წაგრძელებული ფორმა აქვს. ისინი ძირითადად კონტინენტების ან კუნძულების გასწვრივ არის განლაგებული. წყნარი ოკეანის ღრმაწყლიანი ღრმულებიდან აღსანიშნავია: ალეუტის (7678 მ). კურილის (10377 მ), მარიანის (11043 მ), ფილიპინის (მინდანაო) (10540 მ). ზუპენვილის (9140 მ), ტონგას (9148 მ). კერმადეკის (9420 მ) და სხვ.

მიუხედავად იმისა, რომ ცალკეული ოკეანის ფსკერის რელიეფი მრავალფეროვნებით ხასიათდება, ყველა ოკეანეს აქვს საერთო თვისებებიც. ასე, მაგალითად: 1. ყველა ოკეანე, გარდა ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანისა, ცენტრალურ ნაწილში ამაღლებულია: ატლანტის ოკეანეში — წყალქვეშა ატლანტის ქედით. წყნარ ოკეანეში — სამხრეთ და ჩრდილოეთ წყალქვეშა ქედებით, ინდოეთის ოკეანეში — ცენტრალური ინდოეთის ქედით; 2. ყველა ოკეანეში ღრმაწყლიანი ღრმულები ძირითადად განლაგებულია ოკეანეების განაპირა ადგილებში, კონტინენტებისა და კუნძულების მახლობლად.

ზღვების ფსკერის რელიეფი განსხვავდება ოკეანეების ფსკერის რელიეფისაგან. ატლანტის ოკეანის ყველა ზღვა, გარდა უედელის ზღვისა, ჩრდილო ნანევარსფეროშია.

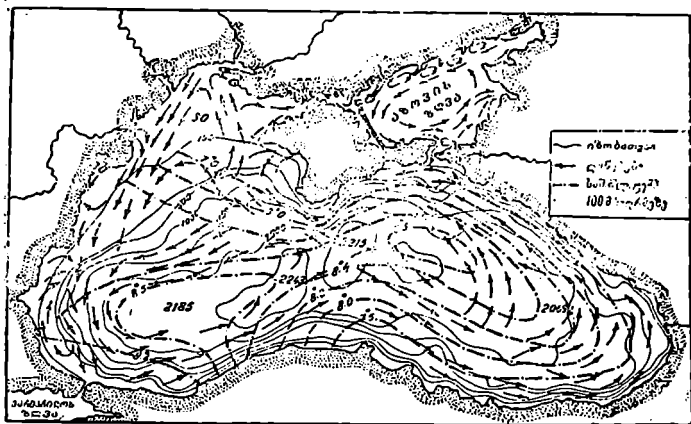
ჩრდილოეთის ზღვა კონტინენტურ ნალამზე მდებარეობს. იგი საერთოდ მცირე სიღრმეებით ხასიათდება, რაც სამხრეთ ნაწილში 20—60 მ-ს არ აღემატება, ჩრდილოეთისაკენ კი თანდათანობით ღრმავდება. მაგალითად, ნორვეგიის სანაპიროსთან გრენლანდიის ზღვიდან შემოდის 300 მეტრი სიღრმის ვიწრო ღარი. რომელიც აღმოსავლეთ ნაწილში, სკაგერაკის სრუტეში, 809 მ-ს აღწევს.

ბალტიის ზღვა აგრეთვე თხელწყლიანია, აქ სიღრმე 60—150 მ-დეა. უდიდესი სიღრმე (459 მ) ქ. სტოკჰოლმის სამხრეთით არის აღნიშნული. ბალტიის ზღვაში ყველაზე თხელწყლიანი ადგილებია რიგისა და ფინეთის ყურეებში. ფინეთის ყურეში სიღრმე 120 მ-მდე აღწევს, ხოლო რიგის ყურეში 60 მ-ს არ აღემატება.

ბალტიის ზღვა მდიდარია კუნძულებით. მათ შორის თავისი სიდიდით მნიშვნელოვანია: დატსკის, გიუგენის, ბრონხოლმის, გოტლანდის, ელანდის, სარკჰას, ზიუმას, ალანდის კუნძულების ჯგუფი და სხვ.

ზღვის ჩრდილო ნაწილის ფსკერი დროთა განმავლობაში თანდათანობით აზევებას განიცდის. მაგალითად, ბოტნიის ყურის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ანაპიროს მაღლა აწევა 100 წლის მანძილზე 1 მეტრს უდრის.

ს მ ე ლ თ ა შ უ ა ზ ღ ვ ა ატლანტის ოკეანისაგან გიბრალტარის სრუტით არის გამოყოფილი, რომლის ქვეშ მოთავსებულია გიბრალტარის ზღურბლი. სა-



ნ.ხ. 90. შავი ზღვის რუკა ნ. უკლებას მიხედვით.

ღაც სიღრმეები 360 მ-ს არ აღემატება. წყალქვეშა ამაღლება, რომელიც აფრიკის სანაპიროდან მოდის სიცილიისაკენ, ხმელთაშუა ზღვას აღმოსავლეთ და დასავლეთ ნაწილებად ყოფს. ეს ამაღლება წყალქვეშ 400 მეტრის სიღრმეზეა. ხმელთაშუა ზღვის დასავლეთ ნაწილში სიღრმეები 2000 მ-ს აღემატება, ფსკერის ზოგიერთი ადგილის ჩაღრმავება კი 3330 მ-ს აღწევს. ზღვის აღმოსავლეთი ნაწილი დასავლეთ ნაწილთან შედარებით უფრო ღრმაა. კუნძულ სიცილიასა და კუნძულ კრიტს შორის არის ხმელთაშუა ზღვის უდიდესი სიღრმე (4594 მ). ხმელთაშუა ზღვა მდიდარია კუნძულებითა და ნახევარკუნძულებით.

შავი ზღვა ატლანტის ოკეანის ზღვების სისტემაში შედის, რომელთანაც იგი ხმელთაშუა ზღვით არის დაკავშირებული.

შავი ზღვის ფართობი 413488 კვ. კმ-ს უდრის, წყლის მოცულობა კი — 529950 კუბურ კილომეტრს. მისი საშუალო სიღრმე 1282 მ-ის ტოლია, ხოლო მაქსიმალური სიღრმე 2245 მ-ია. როგორც მონაცემებიდან ჩანს, შავი ზღვა ღრმა ღრმულს ავსებს, რომლის ფსკერის ფერდობები 200 მეტრის იზობათიდან 1000 მეტრის იზობათამდე ციკაბო დაბრჩილობით ხასიათდება, ხოლო 2000 მეტრის ქვევით ფსკერი მოსწორებულია. შავ ზღვაში კუნძულების უმნიშვნელო რაოდენობაა.

აზოვის ზღვა შავ ზღვასთან დაკავშირებულია ქერჩის სრუტით.

ამით იგი ხვდება მსოფლიო ოკეანის ზღვების სისტემაში. მისი საერთო ფართობი 37,6 ათას კვ. კილომეტრს შეადგენს. აზოვის ზღვა მსოფლიო ოკეანის ყველა ზღვაზე თხელწყლიანია. მისი ფსკერის რელიეფი მოსწორებულია, აქ სიღრმეები 8—11 მეტრს უდრის. უდიდესი ზღვის ცენტრალურ ნაწილში 13,5 მეტრს არ აღემატება.

ამერიკის ზღვა ატლანტის ოკეანის ზღვების სისტემაში ყველაზე უფრო რთული ფსკერის რელიეფით ხასიათდება. იგი კონტინენტთა შორის მოთავსებულ ზღვას წარმოადგენს, შედგება კარიბის ზღვისა და მექსიკის უბისაგან, რომელნიც ერთმანეთთან იუკატანის სრუტით არიან დაკავშირებულნი. ამერიკის ზღვა ოკეანეს ორი სრუტით უერთდება, რომელთა სიღრმეები 1700 მ-ს არ აღემატება.

კარიბის ზღვის ფსკერზე მთელი რიგი ღრმაწყლიანი ღრმულებია, რომლებიც ერთიმეორისაგან ცოტად თუ ბევრად ამაღლებული ადგილებით არის გამოყოფილი. აქ იუკატანის სრუტეს ეკვრის იუკატანის ღრმული 4621 მეტრის სიღრმით. წყალქვეშა ამაღლება, რომელიც კუნძულ კუბიდან გამოდის, იუკატანის ღრმულს გამოყოფს კარიბის ზღვის ყველაზე ღრმაწყლიანი (7238) ბარტლეთის ღრმულიდან. ცენტრალური ამერიკის სანაპიროების კონტინენტური ნალამიდან კუნძულ იამაიკაზე გავლით, კუნძულ ჰაიტამდე წყალქვეშა ამაღლება ვრცელდება, რომელზედაც მდებარეობს მთელი რიგი თავთხელები ძალიან დაბალი სიღრმეებით. კარიბის ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში არის კოლუმბის ღრმაწყლიანი ღრმული (4352 მ), ამ ღრმულის აღმოსავლეთით მდებარეობს ვენესუელას ღრმული (5630 მ) და სხვ.

კარიბის ზღვის ფსკერთან შედარებით მექსიკის უბის ფსკერის რელიეფი უფრო მარტივია. უბის ცენტრალურ ნაწილში სიღრმეები უფრო თანაბრად არის განლაგებული და 3550—3800 მ-მდე მერყეობს. სანაპიროებისაკენ სიღრმეებთანდათანობით მცირდება.

ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანის ზღვების სისტემაში ძირითადად ევრაზიის სანაპირო ზღვები (ბარენცის, კარის, ლაპტევიების, აღმოსავლეთ-ციმბირის, ჩუკოტკის) შედის, ხოლო თეთრი ზღვა ტიპიურ ზმელთაშუა ზღვას წარმოადგენს. სკანდინავიის კუნძ. შპიცბერგენსა და გრენლანდიას შორის გრენლანდიის ზღვაა, გრენლანდიასა და ბაფინის მიწას შორის კი — ბაფინის ზღვა.

ბარენცის ზღვა მდებარეობს კონტინენტური ნალამის უფრო ღრმაწყლიან ნაწილში. მისი სიღრმეები 150—300 მეტრს უდრის, ზღვის სამხრეთ ნაწილში, გრენლანდიიდან შემოსულ ღარში, სიღრმეები 500 მ-ს აღემატება. ზღვა მდიდარია კუნძულებით.

თეთრი ზღვა ღრმად იჭრება აღმოსავლეთ ევროპის ჩრდილო სანაპიროში და ბარენცის ზღვასთან ვიწრო და მცირე სიღრმის ყელით (სრუტით) არის შეერთებული. მისი ჩრდილო ნაწილი ძაბრისმაგვარად არის გაგანიერებული. თეთრი ზღვა თხელწყლიანია. მისი ფსკერი უსწორმასწორო რელიეფით გამოირჩევა. მას შედარებით დიდი სიღრმე (270 მ-დე) აქვს დასავლეთ ნაწილში — კანდალაკის ყურეში. დანარჩენი ყურეები თხელწყლიანია. ონეგის ყურეში სიღრმე 56 მ-ს არ აღემატება, დვინის ყურეში — 120 მ-ს, მეზენის ყურეში კი — 31 მ-ს. ბარენცის ზღვასთან შემაერთებული ყელის დასავლეთ ნაწილში სიღრმე 130 მ-ს აღწევს, რომელიც ძაბრის ყელის მიმართულებით

სწრაფად მცირდება. ზღვაში მრავალრიცხოვანი მეჩჩებია გაბნეული, რომლებიც არამუდმივი მოხაზულობისაა. სიღრმეები ძალზე ცვალებადობს წყლის მიმოქცევისა და ქარული ლეღვის შედეგად.

კარის ზღვა უდიდესი ნაწილით კონტინენტურ ნალამზე მდებარეობს. აქ თხელწყლიანი განიერი ზოლი კონტინენტის სანაპიროს გაწვერივ გამოირჩევა მრავალრიცხოვანი მეჩჩებით, რომელთაც 25 მ-ზე ნაკლები სიღრმეები აქვთ. თხელწყლიან მეჩჩებს 100 მეტრის სიღრმის დადაბლებული ადგილები ცვლის. კუნძ. ახალი მიწის სანაპიროების გასწვრივ მდებარეობს 300 მეტრის სიღრმის ახალი მიწის ქვაბული. ზღვის ცენტრალურ ნაწილში, კუნძ. ჩრდილოეთ მიწასა და კუნძ. ახალ მიწას შორის, გაქიმულია კარის ცენტრალური წყალქვეშა მალღობი, რომელიც უედინენიას, უშაკოვისა და ვიხეს კუნძულებით მთავრდება. კარის ზღვის ამალღობის დასავლეთით შემოდის წმინდა ანაა სახელობის ღარტაფი 620 მ-ს სიღრმემდე, აღმოსავლეთით კი მიდის ეკონონიის სახელობის 450 მეტრის სიღრმის ღარტაფი.

ლაპტევის ზღვა კონტინენტურ ნალამზე მდებარეობს და ჰოსწორებული ფსკერის რელიეფით გამოირჩევა. ზღვის მთელი ფართობის თითქმის 54% 20—50 მეტრის სიღრმეებს უჭირავს. მდინარეთა შესართავებთა ფსკერის რელიეფი მოსწორებულია. ზღვის უკიდურეს ჩრდილო ნაწილში პოლარული აუზიდან იჭრება წყალქვეშა ღარტაფი, რომლის სიღრმეც 20 მ მეტრს აღემატება.

აღმოსავლეთ ციმბირის ზღვა ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანის ზღვების სისტემაში ყველაზე უფრო თხელწყლიანია. იგი მთლიანად კონტინენტურ ნალამზე მდებარეობს. მისი სიღრმე 50 მეტრს არ აღემატება. ფსკერის რელიეფი ძირითადად მოსწორებულია, ხოლო მდინარეების გასწვრივ მიმართულებით ზღვაში მცირე სიღრმის ღარტაფები იჭრება.

ჩუკოტკის ზღვა მთლიანად კონტინენტურ ნალამზე მდებარეობს. ზღვის მთავარი ნაწილი 50 მეტრის სიღრმეებს უჭირავს.

წყნარი ოკეანის ზღვების უმეტესობა დასავლეთ ნაწილშია. აქ უდიდეს ოკეანეში ხმელთაშუა ზღვები თითქმის არ გვხვდება. გარდა იაპონიის მცირე ზომის ზღვისა.

ბერინგის ზღვა უკიდურეს ჩრდილოეთით მდებარეობს. მისი ჩრდილო და აღმოსავლეთი ნაწილების ფსკერი განიერ კონტინენტურ ნალამზე მოთავსებული. ზღვის სიღრმე სანაპიროდან ნალამის დასასრულამდე თანდათანობით მატულობს 20 მეტრიდან 140 მეტრამდე. ზღვის სამხრეთ-დასავლეთ და დასავლეთ ნაწილში კონტინენტური ნალამი ღრმეწყლიან ღრმეულებში სწრაფად გადადის. ბერინგის ზღვის უდიდესი სიღრმე (4773 მ) სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილშია აღნიშნული.

ოხოტის ზღვის ფსკერის რელიეფი შედარებით მარტივია. კონტინენტური ნალამი კარგად არის განვითარებული აზიის სანაპიროების გასწვრივ, ხოლო სუსტად — კამჩატკისა და სახალინის სანაპიროებთან. კურილის კუნძულების გასწვრივ არის ღრმეწყლიანი ღრმული 3846 მეტრის სიღრმით, რომელიც ოკეანესთან სრუტეებით არის დაკავშირებული. აქ კრუზენშტერნის სრუტეს 1764 მეტრი სიღრმე აქვს, ხოლო ბუსოლის სრუტეს — 1428 მ. დანარჩენი ადგილები თხელწყლიანია.

იაპონიის ზღვა ღრმულში მდებარეობს, რომელიც ჩრდილოეთით

მიმართულებითაა გაქიმული. ზღვის დასავლეთი და აღმოსავლეთი ფერდობები ციკაბოა, ხოლო ჩრდილო და სამხრეთი კალთები შედარებით დამრეცია. უდიდესი სიღრმე (4226 მ) ზღვის ცენტრალურ ნაწილშია. აქვე მახლობლად მდებარეობს იმატოს ამალეა, სადაც ზღვის სიღრმე 278 მ-ს უდრის.

ყვეთელი ზღვა წყნარი ოკეანის ყველა ზღვაზე თხელწყვიანია. იგი მთლიანად კონტინენტურ ნალაშზე მდებარეობს. მისი ფსკერი საკმაოდ მისწორებულია და სამხრეთით აღმოსავლეთ-ჩინეთის ზღვის მიმართულებისკენა დახრილი. ყვეთელი ზღვის უდიდესი სიღრმე 106 მ-ს არ აღემატება.

აღმოსავლეთ ინდოეთის (ფილიპინის) არქიპელაგის ფარგლებში მდებარეობს წყნარი ოკეანის ოთხი ზღვა: ზულუს, ცელებესის, ბანდისა და იავის.

ზულუს ზღვას უჭირავს ღრმა ქვაბული, რომლის აღმოსავლეთ ნაწილს 5119 მ-დე სიღრმე აქვს. კუნძულებს შორის ზღვის ფსკერის რელიეფი ძალიან რთულია. ცალკეულ ადგილებში სიღრმე 1700 მ-ს აღწევს, ზოგან კი 10 მეტრამდეც მცირდება.

ბანდის ზღვა არქიპელაგის ზღვებს შორის ყველაზე დიდია და რთული ფსკერის რელიეფით ხასიათდება. აქ არსებული მრავალი კუნძული ფსკერის რელიეფს თავისებურ ხასიათს ანიჭებს. სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში უდიდესი სიღრმეებია (1360 მ-დე).

იავის ზღვა ყველაზე თხელწყვიანია, მისი სიღრმე 89 მ-ს არ აღემატება. წყნარი ოკეანის სამხრეთ ნაწილში ავსტრალიის სანაპიროებთან მარჯნისა და ტასმანიის ზღვებია.

მარჯნის ზღვის ფსკერის რელიეფი რთულია. აქ სამი ღრმაწყვიანი ღრმულია. რომლებიც ერთმანეთისაგან გამოყოფილია პლატოსმაგვარი ამალეებებით. ყველაზე უფრო ღრმა არის ბუჰენვილის ღრმაწყვიანი ღრმული (9140 მ). რომელიც მდებარეობს ზღვის ჩრდილო ნაწილში, კუნძ. ახალ კელდონიასა და პოლომონის კუნძულებს შორის. ზღვის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში სიღრმე 1000 მეტრზე ნაკლებია, იგი ზოგიერთ ადგილას 10 მეტრამდე მცირდება.

ინდოეთის ოკეანეში ზღვები მცირერიცხოვანია და ყველა ოკეანის ჩრდილო ნაწილშია. ამ ზღვებიდან აღსანიშნავია: წითელი ზღვა, არაბეთის ზღვა, ანდამანის ზღვა და სპარსეთის უბე.

წითელი ზღვა ღრმა წაგრძელებულ ღრმად ფარმოდგენს, რომელიც სამხრეთით არაბეთის ზღვასთან ვიწრო და თხელწყვიანი სრუტით არის შეერთებული. სანაპიროებთან ზღვის ფსკერის რელიეფს მრავალრიცხოვანი პეჩენები, კუნძულები და მარჯნების წარმონაქმნები აერთებს. ბაბ-ელ-მანდების სრუტის მისასვლელებთან სიღრმე 58 მეტრამდე მცირდება, ხოლო თვით სრუტეში 236 მეტრს აღწევს.

არაბეთის ზღვის ფსკერის რელიეფი შედარებით მარტივია. დასავლეთ მხარეზე კონტინენტური ნალაშია განვითარებული, რომელიც სწრაფად გადადის კონტინენტურ ფერდობში. ზღვის ცენტრალურ ნაწილში სიღრმეები 4425—4636 მეტრის ფარგლებში მერყეობს. უდიდესი (5021 მ) სიღრმეა არაბეთის სანაპიროს მახლობლად.

§ 105. მსოფლიო ოკეანისა და ზღვების წლის მარილიანობა

ზღვის წყალი ხმელეთის წყლებისაგან მთელი რიგი თვისებებით განსხვავდება. ზღვის წყალს აქვს მწარე-მარილიანი გემო, დიდი ხვედრითი წონა,

ევარგისია საორთქლე ქვაბებისათვის დიდი რაოდენობით მინადულის წარმოქმნის გამო და სხვ.

ზღვის წყლის აღნიშნული თვისებები დამოკიდებულია მასში გახსნილ მიწერალურ ნივთიერებათა თვისებებზე.

ზღვის ერთ ლიტრ წყალში გახსნილი მარილების რაოდენობას. გამოსახულს ვრამობით, ზღვის წყლის მარილიანობა ეწოდება.

მსოფლიო ოკეანის წყლის საშუალო მარილიანობა 35‰-ს უდრის, ე. ი. მსოფლიო ოკეანის ერთ ლიტრ წყალში საშუალოდ 35 გრამი მარილია გახსნილი.

მსოფლიო ოკეანის სხვადასხვა რაიონში მარილიანობა შეიძლება მეტი ან ნაკლები იყოს, რაც დამოკიდებულია ამა თუ იმ რაიონის ჰიდროლოგიურ რეჟიმსა და კლიმატურ პირობებზე.

ზღვის წყალში სხვადასხვა მარილები ერთნაირი რაოდენობით არ არის გახსნილი. ზოგიერთი ნივთიერების რაოდენობა ერთ ლიტრ წყალში გრამობით გამოიხატება, ხოლო ზოგიერთი კი ერთ ტონა წყალში მეათასედი გრამობით აღინიშნება. ამ უკანასკნელი ჯგუფის ნივთიერებები მრავალრიცხოვანია, მათ „მიკროელემენტებს“ უწოდებენ. ზღვის წყლის მარილიანობას ჩვეულებრივ პირველი ჯგუფის ნივთიერებათა რაოდენობით საზღვრვენ.

ზღვის წყლის შედგენილობა პირველად დიტმარმა განსაზღვრა მსოფლიო ოკეანის სხვადასხვა ადგილას აღებული 77 სინჯის საფუძველზე. ამ განსაზღვრის გასაშუალებელი შედეგები 31-ე ცხრილშია მოტანილი.

ცხრილი 31

ზღვის წყლის ქიმიური შედგენილობა
(დიტმარის მიხედვით)¹

მარილები	1000 გ წყალში	%%
ნატრიუმის ქლორიდი	27,2	77,8
მაგნიუმის ქლორიდი	3,8	10,9
გოგირდმჟავა მაგნიუმში	1,7	4,7
გოგირდმჟავა კალციუმში	1,2	3,6
გოგირდმჟავა კალიუმში	0,9	2,5
ნახშირმჟავა კალციუმში	0,1	0,3
ბრომიანი მაგნიუმში	0,1	0,2
		ყველა დანარჩენი
სულ	35,0	100%

ამჟამად დადგენილია, რომ ზღვის წყალში გახსნილი მარილების დისოციაცია ხდება. კატიონის იონები დადებითად არის დამუხტული, ხოლო ანიონის იონები — უარყოფითად, ამიტომ უკანასკნელ დროს ზღვის წყლის შედგენილობას გამოსახავენ არა მარილების რაოდენობის მიხედვით. არამედ იონების სახით.

ზღვის წყალი. გარდა პირველი ჯგუფის ელემენტებისა. როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, მიკროელემენტების დიდ ჯგუფს შეიცავს. ასე, მაგალითად. ერთი ტონა ზღვის წყალი 0,0002—0,0003 გრამ ვერცხლს შეიცავს. წყლის იგი-

¹ Ю. В. Истошин, Океанография, Ленинград, 1953, გვ. 40.

ვე რაოდენობა 0,000005 გ ოქროს შეიცავს, მაგრამ საერთოდ მსოფლიო ოკეანის წყალში რამდენიმე მილიარდ ტონა ოქროს ანგარიშობენ.

ზღვის წყალში მარილების წარმოშობის შესახებ მეცნიერებს შორის ორი შეხედულება არსებობს: პირველის თანახმად მსოფლიო ოკეანის წყლის გამარი-

ცხრილი 32

ზღვის წყალში უმთავრესი იონების რაოდენობა

იონები	გრამ-იონი 1 ლიტრი ზღვის წყლის 35 ⁰ / ₀₀ მარილიანობის დროს	%/0
ანიონები		
ქლორის იონი	19 378	55,04
იორის მჟავას იონი	0,067	0,19
გოგირდმჟავას იონი	2,704	7,68
ნახშირმჟავას იონი	0,166	0,48
კატიონები		
ნატრიუმის იონი	10,670	30,61
კალიუმის იონი	0,348	1,10
მაგნიუმის იონი	1,299	3,64
კალციუმის იონი	0,425	1,20
სულ	35,000	100%

ლიანება მოხდა თანდათანობით, მდინარეთა მიერ მოტანილი მარილებისა და ვულკანური მოქმედების შედეგად. სხვების აზრით კი მსოფლიო ოკეანის წყალში მარილიანი იყო თავიდანვე, როდესაც იგი წარმოიშვა.

მდინარეთა წყლები ყოველთვის შეიცავს მარილებს ამა თუ იმ რაოდენობით. საერთოდ მდინარეთა წყლებში მარილების საერთო რაოდენობა საშუალოდ 0,1—0,3% აღწევს. მდინარეთა წყლებში ყოველთვის ქარბონატები, ხოლო ქლორიდები ძალზე მცირეა, ზღვის წყალში კი, პირიქით, ქლორიდების რაოდენობა დიდია კარბონატების რაოდენობასთან შედარებით. ეს უკანასკნელი კარგად ჩანს ზღვისა და მდინარის წყალში გახსნილი მარილების პროცენტული შედარებით (ცხრ. 33).

ცხრილი 33

ზღვისა და მდინარის წყლებში გახსნილი მარილების %-ული შედარება (ლიტმარისა და როტას მიხედვით)

წყლის შედგენილობა	მდინარის წყალი %	ზღვის წყალი %
ქლორიდები	5,2	88,64
სულფატები	9,9	10,80
კარბონატები	60,1	0,34
აზოტის, ფოსფორის, სილიციუმისა და ორგანულ ნივთიერებათა ნაერთები	24,8	0,22
	100%	100%

ზღვის წყალში მდინარეთა მიერ ჩატანილი კარბონატების შემცირება გამოწვეულია ზღვის ცოცხალი ორგანიზმების მიერ მათი ინტენსიური გამოყენებით ნიჟარების, ჩონჩხის შესაქმნელად და უძრავ ნაგებობათა (მარჩნის რიფებისა და კუნძულების) ასაგებად. გარდა ამისა, კარბონატები ცუდი ხსნადობის გამო ფსკერზე აღვილად ილექება.

ამ უკანასკნელს ადასტურებს უძველესი პერიოდის ნალექ ქანებში ორგანიზმების ნაშთების აღმოჩენა. მაშასადამე, უნდა ვიგულისხმოთ, რომ ისინი არსებობდნენ უძველეს ზღვებში, სადაც მარილების რაოდენობა დიდი იყო. მაგრამ, თუ უძველესი ოკეანე შეიცავდა მარილიან წყალს, მაშინ მისი მარილიანობა უფრო სხვანაირი იქნებოდა, ვიდრე დღეს არის. მდინარეთა მიერ ჩატანილი მარილები, სხვადასხვაგვარი ქიმიური პროცესები და ცოცხალი ორგანიზმების მოქმედება მარილიანობას შეცვლიდა. მართალია, მსოფლიო ოკეანის მარილიანობა შეიძლება იცვლებოდეს, მაგრამ ძალზე მცირე ფარგლებში.

ზღვის წყლის მარილიანობის განსაზღვრისათვის ძირითადად ფიზიკურ და ქიმიურ მეთოდებს იყენებენ. ფიზიკურ ხერხებს შორის უფრო მეტად არეომეტრიულმა ხერხმა პოვა გავრცელება, ე. ი. განსაზღვრული ტემპერატურის დროს წყლის მარილიანობის განსაზღვრა წყლის სიმკვრივის საშუალებით ხდება. მარილიანობა შეიძლება განისაზღვროს აგრეთვე ელექტროგამტარობის საშუალებით და სპექტრის სხივების წყალში გარდატეხის ცვალებადობით, რომელიც დამოკიდებულია წყლის მარილიანობაზე. ფიზიკური მეთოდების ამ უკანასკნელმა ორმა ხერხმა ჭერ კიდევ ვერ პოვა პრაქტიკაში გამოყენება.

ქიმიური მეთოდით წყლის მარილიანობის განსაზღვრისათვის ორი ხერხია გამოყენებული: 1. წყლის სრული ქიმიური ანალიზი და 2. წყალში რომელიმე ქიმიური ელემენტის გამოანგარიშება სხვა ელემენტების განსაზღვრით. უკანასკნელ დროს უფრო მეტად გავრცელდა მეორე ხერხი, რომლითაც აღვილად ხერხდება ზღვის წყალში ქლორის რაოდენობის გამოანგარიშება ამ ხერხს აგრეთვე კატიტრით ხერხს უწოდებენ.

საერთაშორისო კომისიის მიერ დადგენილია მარილიანობასა და ქლორს შორის შეფარდების ემპირიული განტოლება:

$$S\%_0 = 0,030 + 1,805U \text{ Cl.}$$

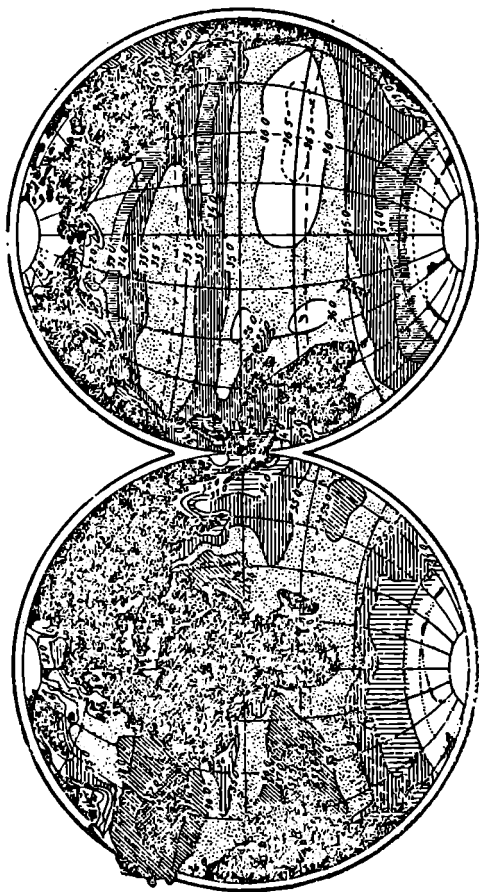
§ 100. მარილიანობის გამოსახვა რუპაჰ იზოჰალინიათით

ზღვის წყლის მარილიანობის გამოსახვისათვის გეოგრაფიულ რუკაზე აღნიშნავენ ზღვის იმ წერტილის მარილიანობის სიდიდეს, სადაც იგი ვაიზომა. თანაბარი რაოდენობის მარილიანობის მაჩვენებელ წერტილებს ხაზებით აერთებენ. თანაბარი მარილიანობის წერტილების შემაერთებელ ხაზებს „იზოჰალინებს“ უწოდებენ.

იზოჰალინების რუკები შეიძლება შედგენილ იქნეს როგორც ოკეანის ზედაპირის მარილიანობისათვის, ისე სხვადასხვა სიღრმის მარილიანობისთვისაც.

თუ გვსურს შევადაროთ ორი მეზობელი სადგურის წყლის მარილიანობა სხვადასხვა სიღრმეზე, შეიძლება ავაგოთ მათ შორის „ჰიდროლოგიური ჭრილი“; რომელიც სიღრმეთა მიხედვით მარილიანობის განაწილების ნათელ სურათს მოგვცემს აღნიშნულ სადგურებს შორის.

მარილიანობის დროში განაწილების თვალსაჩინოებისათვის გრაფიკებს



ნახ. 91. შსოფლოთ ოქეანის ზედაბრულო წელეების იზოქლინიები რუკა.

აგებენ, რისთვისაც ორდინატის ღერძზე გადაზომავენ მარილიანობის მახვეს-
ბელ სიდიდეებს, ხოლო აბსცისის ღერძზე — დროს.

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირული წყლის მარილიანობა განაწილებას შე-
დეგი ძირითადი ფაქტორები განაპირობებს: 1. მდინარეული და ატმოსფერულ-
ნალექების მტკნარი წყლების წლიური ჩამონადენის რაოდენობა, 2. ყინული-
წარმოქმნისა და დნობის პროცესები, 3. წყლის ზედაპირიდან აორთქლების ინ-
ტენსივობა და 4. ოკეანეებისა და ზღვების წყლების დინამიკური პროცესები.

მდინარეთა და წვიმის მტკნარი წყლების შერევით ოკეანეებშია და ზღვე-
ბის წყლების მარილიანობა მცირდება. ყინულების წარმოქმნის დროს მარილე-
ბის რაოდენობა ყინულის ქვევით წყლებში იზრდება. ყინულების დნობის პე-
რიოდში კი პირიქით, ყინულების მდნარი მტკნარი წყლები მარილიან წყლებს
ერევა და მათ კონცენტრაციას ამცირებს.

საერის ტემპერატურის გადიდებით და ქარებია მოქმედებით ზედაპირი-
დან წყლის აორთქლება ინტენსიურად იზრდება, წყლის მოკულობა ზღევსა და
ოკეანეებში მცირდება. ამის შედეგად წყლის მარილიანობა იზრდება. წყლი-
ზედაპირიდან ინტენსიურ აორთქლებას განსაკუთრებით ადგალი აქვს ტროპი-
კებისა და მუდმივმოქმედი ქარების (პასატების) ზონაში. სადაც ოკეანეებისა
და ზღვების მარილიანობა გაცილებით უფრო მეტია. ვიდრე მსოფლიო ოკეა-
ნის სხვა რაიონებში.

ზღვის წყლის მარილიანობა აგრეთვე იცვლება წყლის დინამიკური მოქმე-
დებით (ღელვა, დინებები და სხვ.), მაგალითად. თუ ზღვის ზედაპირული წყა-
ლი S მარილიანობას შეიცავს და იგი შეერია წყლის ქვედა ფენას, რომლის მა-
რილიანობა S_0 -ის ტოლია, მაშინ ზღვის წყლის საერთო მარილიანობა $S_{\text{საშ}} =$
 $= S_0 - S$.

მსოფლიო ოკეანის მთლიანი ზედაპირიდან აორთქლებული წყლის წლიუ-
რი რაოდენობა 280 მმ (დაახლოებით 307000 მილიარდ კუბ. მეტრს) უდრის.
ატმოსფერული ნალექების წლიური რაოდენობა კი 760 მმ (დაახლოებით
277000 კმ³). მდინარეებს ყოველწლიურად ზღევსა და ოკეანეებში დაახლოებით
30000 კმ³ მტკნარი წყალი ჩააქვს; ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანიდან ატლან-
ტის ოკეანის ჩრდილო ნაწილში წლიურად 20000 კმ³-ზე მეტი ყინული ჩადის,
რომელიც შემდეგ დნება და ოკეანის წყლის მარილიანობას ამცირებს.

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირზე მარილიანობის, აორთქლებისა და მოსული
ატმოსფერული ნალექების ილუსტრაციას იძლევა 34-ე ცხრილი.

როგორც ცხრილიდან ჩანს, მსოფლიო ოკეანის ზედაპირული წყლების მა-
რილიანობა ყველა განედში ერთნაირი არ არის. ყველაზე დიდი მარილიანო-
ბით ხასიათდება ტროპიკული ზონა, სადაც მთელი წლის განმავლობაში თბილი
ქარები ქრის, მცირე ატმოსფერული ნალექები მოდის; პარის მალალი ტემპე-
რატურა და ტენიანობის სიმცირე აორთქლების ინტენსივობას ზრდის. რის შე-
დეგადაც წყლის ზედაპირული მარილიანობა იზრდება.

ეკვატორის ზოლში, სადაც ნალექები დიდი რაოდენობით მოდის. ამინდი
უფრო წყნარია და დიდი ტენიანობის გამო აორთქლება მოსულ ატმოსფერულ
ნალექებზე მცირეა. რის გამოც მარილიანობა ტროპიკულ ზონასთან შედარებით
ნაკლებია.

ტროპიკული ზონიდან ჩრდილოეთისა და სამხრეთის მიმართულებით აორ-
თქლება მცირდება. ყინულების შემოქრა პოლარული მხარეებთან იზრდება.

წყლის ტემპერატურა მცირდება, ხოლო მდინარეული ჩამონადენი იზრდება, ამიტომ მარილიანობა შუა სიგანეებთან შედარებით შემცირებულია.

ზღვების ზედაპირული წყლის მარილიანობა ოკეანეების ზედაპირული წყლის მარილიანობისაგან განსხვავებულია. ზოგიერთი ზღვის წყლის მარილიანობის რაოდენობა აღემატება ოკეანეების წყლის მარილიანობას, მაგრამ ზოგიერთი მსოფლიო ოკეანის საშუალო მარილიანობას ჩამორჩება.

ცხრილი 34

მარილიანობის ხიდიდე. აორთქლება და ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა
სხვადასხვა განედის მიხედვით
(ი. ვ. ისტოშინის მიხედვით)

განუდები	ატლანტის ოკეანე				ინდოეთის ოკეანე				წყნარი ოკეანე				ყველა ოკეანე				
	მარილიანობის %	აორთქლება სმ/წლ.	ნალექი სმ/წლ.	სხვაობა აორთქლ. და ნალექ. შორის	მარილიანობის %	აორთქლება სმ/წლ.	ნალექი სმ/წლ.	სხვაობა აორთქლ. და ნალექ. შორის	მარილიანობის %	აორთქლება სმ/წლ.	ნალექი სმ/წლ.	სხვაობა აორთქლ. და ნალექ. შორის	მარილიანობის %	აორთქლება სმ/წლ.	ნალექი სმ/წლ.	სხვაობა აორთქლ. და ნალექ. შორის	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
5. ბ.	40	35.50	94	76	18	—	—	—	33.64	94	93	1	34.54	94	93	1	
	35	36.46	107	64	43	—	—	—	31.10	106	79	27	35.05	106	79	27	
	30	36.79	121	54	67	—	—	—	34.77	116	65	51	35.56	120	65	55	
	25	36.87	140	42	98	—	—	—	35.00	127	55	72	35.79	129	55	74	
	20	36.47	149	40	110	(35—(5))	(125)	(74)	34.88	130	62	68	35.44	133	65	68	
	15	35.93	145	62	83	(35.07)	(125)	(73)	34.67	129	82	46	35.09	130	82	48	
	10	35.62	132	101	31	(34.92)	(125)	(85)	34.29	124	127	4	34.72	124	127	2	
	5	34.93	105	144	—39	(34.82)	(125)	(107)	34.29	121	(177)	(76)	34.54	110	177	—67	
	0	35.97	116	96	20	(34.14)	125	131	—6	34.85	116	98	18	35.03	119	102	17
ა. ბ.	5	35.77	141	42	99	34.93	181	167	—46	35.11	131	91	40	35.20	124	91	33
	10	36.55	143	22	121	34.57	99	156	—37	35.38	131	96	35	35.34	130	96	34
	15	36.79	136	19	119	34.75	121	83	38	35.57	125	85	40	35.54	131	85	49
	20	36.51	132	30	102	35.16	143	59	84	35.70	121	70	51	35.61	131	70	64
	25	34.20	124	40	84	35.45	145	46	99	35.62	116	61	55	35.69	121	62	62
	30	35.72	116	45	71	35.89	134	58	76	35.40	110	64	46	35.62	111	64	47
	35	35.35	99	55	44	35.60	121	60	61	35.00	97	64	33	35.32	99	64	35
	40	34.65	81	72	9	35.10	83	73	10	34.61	81	84	—3	34.79	81	84	—3
	45	34.19	64	73	—9	34.25	64	79	—15	34.32	61	85	—21	34.14	64	85	—21
	50	33.94	43	72	—29	33.57	43	79	—36	34.16	43	84	—41	33.99	43	84	—41

ასე. მაგალითად: ბალტიის ზღვის ზედაპირული წყლის მარილიანობა კატეგორიის სრუტის შესასვლელთან (ზუნდთან) 20% ი უდრის, სრუტიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით იგი მცირდება და ცენტრალურ ნაწილში 6—8% ი არ აღემატება, ბოტნის ყურეში მარილიანობა 4—5% ი უდრის, რომლის ჩრდილოეთით 2% ი-მდე ეცემა. ფინეთის ყურეში მარილიანობა 3—6% ი არ აღემატება.

თეთრი ზღვის ცენტრალურ ნაწილში მარილიანობა 24—26% ი უდრის, ხოლო შემეარებელ ყელში 30% ი-მდე იზრდება.

შავი ზღვის ცენტრალური ნაწილის მარილიანობა დაახლოებით 16—18% ი-ია, ხოლო მდინარეების შესართავებთან ძალზე მცირდება.

¹ ფრჩხილებში აღნიშნული რიცხვები საუკეთესოა.

აზოვის ზღვის ცენტრალურ ნაწილში მარილიანობა 12% ან აღემატება, სივამის ყურეში კი იგი 150%-მდე იზრდება.

კასპიის ზღვის მარილიანობა ცენტრალურ ნაწილში 12%-ია, ვოლგის შესართავთან—3—5%, ხოლო ყარაბოღაზ-გოლში 200%-ზე მეტია. აქ ჰირაბილიტის თვითდალექვა ხდება.

ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანის ზღვებში მარილიანობა 30—31% აღწევს, ხოლო დიდი მდინარეების შესართავებთან ძალზე მცირდება.

მსოფლიო ოკეანეში ყველაზე დიდი მარილიანობით გამოირჩევა მკედარი ზღვა, რომლის ზედაპირული წყლის მარილიანობა 231%-ის აღემატება, 40 მეტრის სიღრმეზე კი მარილიანობა 230% უდრის.

§ 167. მსოფლიო ოკეანეში სითბოს შემოსავლისა და გასავლის ბალანსი

სითბოს რაოდენობა, რომელსაც ზღვის წყალი დროის განსაზღვრულ მონაკვეთში ღებულობს, არ არის ტოლი სითბოს იმ რაოდენობისა, რომელსაც ზღვის წყალი ხარჯავს დროის იმავე მონაკვეთში. ზღვის წყალში სითბოს შემოსავალი ტოლი რომ იყოს სითბოს გასავლისა, მაშინ წყალში სითბოს მარაგი უცვლელი იქნებოდა და წყლის ტემპერატურაც უცვლელი დარჩებოდა.

თუ სითბოს შემოსავალი მეტია მის გასავალზე, მაშინ ზედმეტი სითბო წყლის გათბობაზე დაიხარჯება და წყლის ტემპერატურა მოიმატებს. თუ სითბოს შემოსავალი ნაკლებია მის გასავალზე, მაშინ წყალი სითბოს კარგავს და წყლის ტემპერატურა მცირდება.

ამრიგად, დგება სითბოს შემოსავლისა და გასავლის შორის ტოლობა, რომელიც სითბური ბალანსის განტოლების სახელწოდებითაა ცნობილი. წყლის გათბობა და გაცივება სითბური ბალანსის შემოსავლისა და გასავლის ნაწილებს თანაფარდობის შედეგს წარმოადგენს. ეს თანაფარდობა მსოფლიო ოკეანის ცალკეულ ნაწილებში სხვადასხვა ხასიათისაა და წლის განმავლობაში მნიშვნელოვნად იცვლება. სითბური ბალანსის ელემენტების ანალიზი საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ მიზეზები, რომლებიც განსაზღვრავს მსოფლიო ოკეანის ცალკეული ნაწილების გათბობა-გაცივების რეჟიმს წლის განმავლობაში.

ცხრილი 35

შავი ზღვისა და კარის ზღვის წლიური სითბური ბალანსი (1 სმ²)

სითბოს შემოსავლის წყარო	სითბო		სითბოს გასავლის წყარო	წმ	% წლიური გასავლიდან
	1000 კალ-ში	წლიური შემოსავლიდან			
შავი ზღვა					
პირდაპირი და გაფანტული რადიაციით	82	88,2	წყლის აორთქლებით	71	76,3
სითბოცელა თბილ პაერსა და ცივ წყალს შორის	11	11,8	სითბოცელა თბილ წყალსა და ცივ პაერს შორის და გამოსხივებით	22	23,7
სულ	93	100	სულ	93	100

სითბოს შემოსავლის წყარო	სითბო		სითბოს გასავლის წყარო	1000 კვლ-ში	მ/ს წლიური შემოსავლიდან
	1000 კვლ-ში	მ/ს წლიური შემოსავლიდან			
ატლანტის ოკეანიდან თბილი დინების მიერ მოტანილი სითბო	38	43,7	სითბოცვლა უფრო თბილ წყალსა და უფრო ცივ ჰაერს შორის გამოსხივებით	48	55,1
რადიაციით	33,7	38,7			
მდინარეთა წყლით მოტანილი სითბო	4,1	4,7	წყლიდან აორთქლებით	27,8	32,0
ყინულწარმოქმნის თბო	11,2	12,9	ყინულების დნობაზე	11,2	12,9
სულ	87	100	სულ	87	100

35-ე ცხრილში მოტანილია შავი ზღვისა და კარის ზღვის საშუალო წლის სითბური ბალანსის ელემენტების მონაცემები ვ. ვ. შულეიკინის მიხედვით.

როგორც 35-ე ცხრილიდან ჩანს, ორთავე ზღვას წლის განმავლობაში სითბოს შემოსავლის თითქმის ერთნაირი რაოდენობა აქვს, განსხვავება მხოლოდ ექვსი ათას კალორიას ან 6,5% შეადგენს, ხოლო სითბოს ბალანსის ელემენტებს შორის საგრძნობლად დიდი სხვაობაა. შავი ზღვის სითბოს შემოსავლის წყარო მხოლოდ ორი ელემენტისაგან (პირდაპირი და გაფანტული რადიაცია და სითბოცვლა წყალსა და ჰაერს შორის) შედგება. კარის ზღვაში კი სითბოს შემოსავლის ოთხი ელემენტია, სადაც მთავარი როლი ატლანტის ოკეანიდან თბილი დინებით მოტანილ სითბოს (43,7%) ეკუთვნის. რადიაციით მიღებული სითბო შედარებით ნაკლებია (38,7%). კარის ზღვაში სითბოს საგრძნობი რაოდენობა შემოაქვს მდინარეებს (4,7%), ხოლო ყინულწარმოქმნით წარმოშობილი ფარული სითბოს რაოდენობა 12,9%-ს შეადგენს.

აღნიშნულ ზღვებში სითბოს გასავლის ნაწილიც სხვადასხვა შეფარდებითაა წარმოდგენილი. შავ ზღვაში სითბოს დიდი ნაწილი აორთქლებაზე (76%) იხარჯება, კარის ზღვაში კი აორთქლებაზე მხოლოდ 32% იხარჯება. სითბოს დიდი ნაწილი აქ ცივი ჰაერისათვის მიცემულ სითბოზე მოდის (55,2%), ხოლო დაახლოებით 13% ყინულის დნობაზე იხარჯება.

უნდა შევნიშნოთ, რომ ყველა მონაცემი მხოლოდ წყლის რომელიმე ზედა ფენას მიეკუთვნება, სადაც ძირითადად წყლის სითბოს მარაგისა და წყლის ტემპერატურის ცვალებადობას აქვს ადგილი. წყლის ამ ზედაპირს მოქმედ ფენას უწოდებენ. მისი სისქე დაახლოებით 75—100 მ აღწევს.

§ 108. ზღვის წყლის ბათოზონისა და ბატიმეზის პროცესები

მხოლოდ ოკეანის წყლის გათბობის ძირითად წყაროს მზის პირდაპირი და გაფანტული რადიაცია წარმოადგენს. მზის სითბური ენერჯიის ნაწილი წყლის ზედაპირიდან აირეკლება, ნაწილი კი ატმოსფეროსა და პლანეტაშორის სივრცეში გამოსხივდება. წყლის ზედაპირის მოქმედ ფენაში სითბურ რეჟიმზე გავლენას ახდენს აგრეთვე ატმოსფეროში მოქმედი პროცესები და გეოგრაფიუ-

ლი გარემო, რის შედეგად მსოფლიო ოკეანის სხვადასხვა რაიონებში ტემპერატურული ცვალებადობა რამდენიმე ათეულ გრადუსს აღწევს. წყლის ზედაპირული ფენის გათბობის მიზეზები შემდეგია:

1. წყლის ზედაპირის მიერ მზის პირდაპირი და გაფანტული რადიაციის შთანთქმა;

2. ოკეანეებისა და ზღვების წყლის ცივ უბნებში შედარებით გამთბარი ატმოსფეროს ფენიდან მოსული რადიაციის გრძელტალღიანი სხივების შთანთქმა;

3. ზღვის შედარებით უფრო ცივ უბნებში თბილი და ტენიანი ატმოსფეროდან ტენის კონდენსაცია;

4. მოსული ატმოსფერული ნალექები, რომლებიც უფრო მაღალ ტემპერატურას შეიცავს, ვიდრე ზღვის წყლის ზედაპირული ფენა;

5. თბილი ჰაერის ფენიდან სითბოს გადაცემა შედარებით უფრო ცივი წყლის ზედაპირულ ფენაზე;

6. მსოფლიო ოკეანის წყლის დინამიკური (დინებებით, დელეით და სხვ.) მოქმედება და სხვ.

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირული წყლების გაცივებას იწვევს:

1. წყლის ზედაპირული ფენიდან სითბური ენერგიის გამოსხივება;

2. აორთქლების დროს სითბოს გამოყოფა. ცნობილია, რომ ერთი გრამი ზღვის წყლის აორთქლებისათვის 580 კალორია სითბო იხარჯება. აქედან აღვი-
ლი გასაგებია, სითბოს რა რაოდენობა დაიხარჯება პასატების მხარეში, სადაც წყლის აორთქლება მთელი წლის განმავლობაში ინტენსიურად მიმდინარეობს:

3. მაღალ სიგანედებში ყინულის წარმოშობა იწვევს წყლის ზედაპირული ფენის გაცივებას;

4. ცივი დინებები, რომლებიც იჭრება თბილი წყლის ზონაში, მათ ტემპერატურას ამცირებს და სხვ.

§ 100. ზამთარაზრობის სტრატოფიკაცია და მარილიანობის როლი

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირულ წყლის ფენებში დაგროვილი სითბოს ნაწილი სიღრმეში გადაეცემა, რაც ძირითადად კონვექციური დენებით და წყლის დინამიკური პროცესებით წარმოებს. მზის სხივური ენერგია წყალში დიდ სიღრმეზე არ იჭრება, რადგან სხივური ენერგიის მნიშვნელოვან ნაწილს წყლის ზედაპირული ფენები შთანთქავენ. წყლის თბოგამტარობა ძალზე მცირეა. ამიტომ სითბოს გადაცემა სიღრმეში ნელა მიმდინარეობს.

წყლის სიმკვრივის სხვადასხვაობის შედეგად წყლის ნაწილაკების გადასაცვლებას სიღრმეში კონვექციური დენები უწოდებენ. ცნობილია, რომ ზღვის წყლის სიმკვრივე დამოკიდებულია წყლის მარილიანობასა და ტემპერატურაზე. რადგან წყლის მარილიანობა სიღრმეში ძალზე მცირედ იცვლება, ამიტომ სიღრმეში სიმკვრივის ცვალებადობა დამოკიდებულია ზღვის წყლის ტემპერატურაზე.

ოკეანეების წყალი წარმოადგენს გარემოს, რომელიც სიმკვრივის, ტემპერატურისა და მარილიანობის მიხედვით სხვადასხვა ფენისაგან (სტრატოფიკაცია) შედგება. თუ ცივი, მკვრივი წყლის ფენა უფრო მაღალი სიმკვრივის მქონე წყლის ფენის ზევით არის, მაშინ წყალი მდგრად მდგომარეობაში იქნება მაგრამ, თუ წყლის ზედა ფენა უფრო მკვრივია ქვედა ფენასთან შედარებით, მაშინ მაღალი სიმკვრივის წყლის ზედა ფენა ქვევით ჩაეშვება და მის ადგილზე

ქვევიდან ზევით ამოვა უფრო ნაკლებად მკერძი წყალი. ამგვარად წარმოიშობა ოკეანეებსა და ზღვებში კონვექციური დენები და წყლის კონვექციური აღრევები. მაგრამ კონვექციური დენები ზღვის წყლის დიდ სიღრმეში არ ვრცელდება, რადგან მარილიანობის შედეგად გამკვრევებული წყლის ნაწილაკები, რომლებიც სიღრმეში ეშვება, მალე იმავე მარილიანობისა და სიმკვრივის წყლის ფენებს შეხვდება, ამიტომ კონვექციური მოძრაობა ქვევით აღარ გავრცელდება.

კონვექციური მოძრაობა წყალში უფრო ღრმად ვრცელდება, როცა ზედაპირული წყლის სიმკვრივე გაიყვებით არის გამოწვეული, რაც უფრო მაღალ განედებში ხდება. ამ შემთხვევაში კონვექციურ დენებს წყლის ცივი ნაწილაკები (რომლებიც უფრო მკვრივი და მძიმეა) უფრო დიდ სიღრმეში ჩააქვს.

დღე-ღამის განმავლობაში კონვექციური დენები წყლის ზედაპირული ფენის თხელ ფენაში ვრცელდება. სიღრმის სიღიდე, სადაც შემჩნეულია დღელაღმურის ტემპერატურის ცვლა, დამოკიდებულია წყლის სტრატეფიკაციაზე. წყლის ზედაპირის მახლობელ ფენებში წყლის სიმკვრივის მკვეთრი გადიდება ხელს უშლის ზღვის წყლის ქვედა ფენებში სითბოს გავრცელებას.

წყლის ტემპერატურის რყევადობა დღე-ღამის განმავლობაში, როგორც წესი, 25—30 მეტრის ქვევით არ ვრცელდება. მაგრამ იმ შემთხვევაში, თუ არსებობს საკმაოდ დიდი სისქის წყლის ჰომოგენური ფენა, ე. ი. წყლის ისეთი ფენა, სადაც წყლის ტემპერატურა და მარილიანობა სრულებით არ იცვლება, ტემპერატურის დღელაღმური რყევადობა უფრო დიდ სიღრმეში ვრცელდება.

წლიური ტემპერატურის რყევადობა ზღვის წყლის 300—400 მეტრის სიღრმეშიც აღწევს. ამ სიღრმის ქვევით არც დღელაღმური და არც წლიური ტემპერატურის რყევადობას ადგილი არა აქვს.

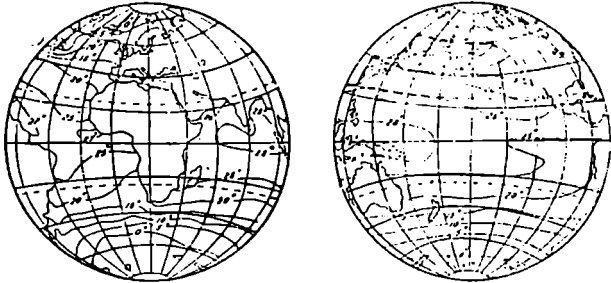
ოკეანეებში, გარდა პოლარული აუზებისა, წყლის ტემპერატურა ზედაპირიდან ფსკერამდე განუწყვეტლივ მცირდება, მაგრამ—არა ერთნაირად. წყლის ზედაპირიდან 300—400 მეტრის სიღრმემდე წყლის ტემპერატურა სწრაფად მცირდება, შემდეგ 1500 მეტრამდე ტემპერატურის შემცირება ძალიან ნელა მიმდინარეობს, ხოლო 1500 მეტრის ქვევით თითქმის არ იცვლება. 2000—3000 მეტრის სიღრმეზე ტემპერატურა თითქმის უცვლელია და $+3^{\circ}$ -სა და -1° -ს შორის მერყეობს.

170. წყლის ტემპერატურების განაწილება მსოფლიო ოკეანის ზედაპირსა და სიღრმეში

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირული წყლის ტემპერატურის გეოგრაფიული განაწილების სურათის მისაღებად საჭირო გახდა მრავალრიცხოვანი და მრავალწლიური დაკვირვების ჩატარება როგორც ოკეანეებისა და ზღვების სანაპირო სადგურებზე, ასევე მცურავ გემებზედაც. შეკრებილი მასალები დამუშავდა სტატისტიკური მეთოდით საშუალო წლიური, თვიური და მრავალწლიური პერიოდისათვის.

დაკვირვების პუნქტების წყლის ტემპერატურის თანაბარ სიდიდეთა შემაერთებელ ხაზებს იზოთერმები ეწოდება. იზოთერმების საშუალებით შედგენილ იქნა მსოფლიო ოკეანის ზედაპირული წყლის ტემპერატურის გეოგრაფიული განაწილების რუკა, სადაც კარგად ჩანს, რომ მსოფლიო ოკეანის ზედაპირული წყლის ტემპერატურას განაწილება მკიდრო კავშირშია ადგილის გე-

ოგრაფიულ განედებთან, რადგანაც მის მიხედვით იცვლება სითბოს შემოსავლის ძირითადი წყარო — მზის რადიაცია და სითბოს გასავალი აორთქლებზე. მსოფლიო ოკეანის ზედაპირული წყლის ტემპერატურა უმთავრესად ზონალურ ხასიათს ატარებს. მაგრამ ამ ზონალობას ხშირად არღვევს ისეთი ფაქტორები, როგორც არის კონტინენტების განაწილება, ოკეანური დინებები, ქაჩები და მათი მიმართულება და სხვ. აღნიშნული ფაქტორების გავლენა კარგად ჩანს საშუალო წლიური ტემპერატურების იზოთერმების რუკიდან (ნახ. 92).



ნახ. 92. ოკეანეების ზედაპირული წყლის საშუალო წლიური ტემპერატურის განაწილების რუკა.

ოკეანეების ზედაპირული წყლების ტემპერატურის განაწილება მრავალი თავისებურებით ხასიათდება.

უდიდესი საშუალო წლიური ტემპერატურა არის ეკვატორის ზონის მახლობლად (წყნარ და ინდოეთის ოკეანეში $+28^{\circ}$ -ს უდრის, ხოლო ატლანტიკ ოკეანეში $+27^{\circ}$ -ს).

სამხრეთ ნახევარსფეროში იზოთერმები თითქმის ერთიმეორისადმი პარალელურად მიემართება. ეს აიხსნება იმით, რომ სამხრეთ ნახევარსფეროში ქარბობს ერთიანი წყლის ზედაპირი და ოკეანური დინებები თითქმის ერთიმეორისადმი პარალელურად მიემართება. იზოთერმები განსაკუთრებით პარალელურებს მიჰყვება სამხრ. განედის 40° -ის გასწვრივ. სადაც ოკეანით მთელი დედამიწის სფეროა გარშემორტყმული.

იზოთერმების მოძრაობაზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ოკეანეთა თბილი და ცივი დინებები, ატმოსფეროს დინებები. ასევე ხმელეთისა და ზღვების განაწილება.

ატლანტის ოკეანის გოლფსტრიმის თბილი დინების შედეგად იზოთერმები ეკვატორის ზოლიდან ჩრდილოეთისაკენ იხრება და თითქმის მერიდიანულ მიმართულებას ღებულობს. ანალოგიურ მოვლენას აქვს ადგილი წყნარ ოკეანეში იაპონიის კუნძულებთან კურო-სიოს თბილი დინების შედეგად.

წყნარ, ატლანტისა და ინდოეთის ოკეანის ჩრდილო ნახევარში, ჩრდ. გახ. 40° და სამხრ. განედის 40° შორის, იზოთერმები ოკეანეების აღმოსავლეთ ნაწილში ეკვატორის მახლობლად არის, ხოლო დასავლეთ ნაწილში ეკვატორული ზოლიდან იხრება. იზოთერმების ასეთი განლაგება ეკვატორულ ზოლში აიხსნება თბილი და ცივი დინებების მოქმედებით. ცივი დინებები იზოთერმებს ეკვა-

ტორისაკენ ავიწროებს. ხოლო თბილი დინებები, პირიქით, იზოთერმებს ეკვატორს აშორებს.

იმ რაიონებში, სადაც თბილი და ცივი დინებები ერთმეორეს ესაზღვრება, იზოთერმები ერთმანეთს უახლოვდება. მაგალითად, ლაბრადორის ცივი დინებისა და გოლფსტრიმის თბილი დინების საზღვარზე იზოთერმები ერთმანეთთან ძალიან ახლოს არის. ამ რაიონებში დროის ცალკეულ მომენტებში დინების „ღერძის“ რყევადობის შედეგად შეიძლება შეგვეხედეს ძალიან დიდი ტემპერატურების ჰორიზონტული გრადიენტი. ცნობილია ძალიან დიდი ტემპერატურის ჰორიზონტული გრადიენტის შემთხვევა გემ „ტამპას“ რეისის დროს. ამ გემით გოლფსტრიმის დინებისა და მის გვერდით კაბოტის ცივი დინების საზღვრის გადაკვეთისას წყლის ტემპერატურის გაზომვის დროს აღმოჩნდა გემის ცხვირთან 31°, ხოლო გემის ბოლოში—19°. ამგვარად, გემის სიგრძის მანძილზე ზედაპირული წყლის ტემპერატურის სხვაობა 12°-ს უდრიდა.

ერთსა და იგივე განედებზე ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში საშუალო წლიური ტემპერატურა უფრო მაღალია. ვიდრე სამხრეთ ნახევარსფეროში. ეს კარგად ჩანს 36-ე ცხრილიდან.

ცხრილი 36

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირული წყლის საშუალო წლიური ტემპერატურათა განაწილება განედებს შორის

(გ. რ. ეუკოესკის მიხედვით)

	განედების სარტყლები (გრადუსებში)									
	90-60	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20	20-10	10-0	90-0
ჩრდ. ნახ. სფერო	-1,7	1,0	9,1	6,1	11,0	18,9	23,9	26,5	27,3	19,3
სამხრ. ნახ. სფერო	—	—	1,4	3,0	9,8	17,0	21,7	25,1	26,4	16,0

ჩრდილო ნახევარსფეროში წყლის ტემპერატურათა მაღალი მაჩვენებლები გამოწვეულია ჩრდილო ნახევარსფეროში კონტინენტების სიმრავლით სამხრეთ

ცხრილი 37
ოკეანეთა ზედაპირული წყლის საშუალო წლიური ტემპერატურები

ოკეანეები	საშ. წლიური ტემპერატურა გრადუსებში
ატლანტის	16,9
ინდოეთის	17,0
წყნარო	18,1
მსოფლიო ოკეანე	17,4

ნახევარსფეროსთან შედარებით. ზედაპირული წყლის ტემპერატურაზე აქვე გავლენას ახდენს ღრუბლიანობა, რომელიც ჩრდილო ნახევარსფეროში უფრო ნაკლებია, ვიდრე სამხრეთ ნახევარსფეროში.

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირული წყლის იზოთერმების რუკიდან გამოანგარიშებულია ოკეანეთა ზედაპირული წყლის საშუალო წლიური ტემპერატურები (იხ. ცხრ. 37).

როგორც ჩანს, ყველაზე უფრო თბილი წყნარი ოკეანეა (19,1°), ეს იმით აიხსნება, რომ წყნარი ოკეანე ეკვატორულ ნაწილში, სხვა ოკეანეებთან შედარებით, განიერია და ვიწროვდება მაღალი სიგანედებისაკენ.

მსოფლიო ოკეანის ზედაპირული წყლის საშუალო წლიური ტემპერატურა

17, 40-ს უდრის. ოკეანის ზედაპირთან მიმდებარე ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა კი 14,3°-ია. მსოფლიო ოკეანის ზედაპირის ტემპერატურა უფრო ჰალალია, ვიდრე მიმდებარე ჰაერის ტემპერატურა. რაც უდიდეს გავლენას ახდენს ატმოსფეროს სითბურ პროცესებზე.

მსოფლიო ოკეანის ზოგიერთ რაიონში მთელი წლის განმავლობაში წყლის ზედაპირული ტემპერატურა უფრო დაბალია მასთან მიმდებარე ჰაერის ტემპერატურაზე, ზოგიერთ რაიონში კი, პირიქით, წყლის ტემპერატურა უფრო მაღალია, ვიდრე ჰაერის ტემპერატურა. მაგალითად, აფრიკის ჩრდილო-დასავლეთ სანაპიროებთან მთელი წლის განმავლობაში წყლის ტემპერატურა უფრო დაბალია მასთან მიმდებარე ჰაერის ტემპერატურაზე.

§ 171. წყლის ტემპერატურის განაწილება სიღრმის მიხედვით

ოკეანეებში წყლის ტემპერატურა სიღრმეში კლებულობს, მაგრამ მისი კლებადობა სხვადასხვა განედებში სხვადასხვაგვარად მიმდინარეობს. ტემპერატურის ცვალებადობას ძირითადად 1000 მეტრის სიღრმემდე (ზოგიერთ განედებში 200—2000 მ სიღრმემდე) აქვს ადგილი. 38-ე ცხრილში მოცემულია ატლანტის ოკეანის სიღრმეებში ტემპერატურათა განაწილება ეკვატორზე, ჩრდ. გან. 30°-ისა და სამხრ. გან. 20°-ის პარალელების მიხედვით.

ცხრილი 38

ატლანტის ოკეანის სიღრმეებში ტემპერატურათა განაწილება ეკვატორზე, ჩრდ. გან. 30°-ისა და სამხრ. განედის 20°-ის პარალელების მიხედვით

სიღრმე-ები მ-ბით	ტემპერატურა		
	ჩრდ. გან. 30° მიხედვით	ეკვატორის მიხედვით	სამხრ. განედის 20°-ის მიხედვით
0	24,4	26,1	23,9
100	21,6	15,9	21,9
200	19,9	12,5	16,7
400	16,2	7,9	12,0
600	13,6	5,3	7,9
800	10,5	4,4	5,2
1000	8,0	4,1	4,0
1500	5,1	3,9	3,1
2000	3,9	3,3	2,8
3000	3,0	2,7	2,4
4000	2,5	2,2	1,5
უსკარი	2,3	2,1	1,2

როგორც ცხრილიდან ჩანს, წყლის ტემპერატურა 1000 მეტრის სიღრმემდე სწრაფად უცვება, ხოლო შემდეგ — თანდათანობით. 2000 მეტრის სიღრმის ქვევით წყლის ტემპერატურა ყველგან 4°-ზე ნაკლებია. ეს აიხსნება აღნიშნულ ფენაში პოლარული წყლების მერიდიანული ცირკულაციით. მერიდიანულ ცირკულაციას თან ახლავს სიღრმის წყლების ამოწვევა ეკვატორთან, რის შედეგადაც ეკვატორულ ზონაში ერთნაირ სიღრმეებზე უფრო ცივი წყლებია, ვიდრე იმავე სიღრმეებზე ტროპიკების მიხედვით (იხ. ცხრილი 38). სხვაობა 400 მეტრის სიღრმის ტემპერატურებს შორის 4—8°-ს აღწევს. ერთი და იგივე სიღრმეში წყლის ტემპერატურა ჩრდილო ნახევარსფეროში უფრო მეტია, ვიდრე სამხრეთ ნახევარსფეროში.

პოლარულ მხარეებში წყლის ტემპერატურის განაწილება სიღრმეებში უფრო სხვა ხასიათს ატარებს. აქ წყლის ზედაპირზე უფრო ცივი და მტკნარი წყლის ზედაპირის ფენის არსებობა გამოწვეულია მატერიკული ყინულების მდნარი წყლების შერევით, ხოლო არქტიკაში — მდინარეთა ჩამონადენით. ჩრდილო პოლარულ მხარეში ზედაპირული წყლის ტემპერატურა 0°-ს უდრის. სამხრეთ განედებში ანტარქტიდის მახლობლად — 1,8°. 200 მეტრის სიღრმეში წყლის ტემპერატურა სამხრეთ პოლარულ მხარეში 0,5°-მდე მატულობს, ჩრდილოეთში კი 2°-ს უდრის. შემდეგ სიღრმეში ტემპერატურა ისევ კლებულობს და 800 მეტრის სიღრმეზე 0°-მდე ეცემა.

ოკეანეების ფსკერთან წყლის ტემპერატურა ცხელი სარტყლის საზღვრებში 3°-ს უდრის, ზომიერ სარტყლებში 0°-ის ტოლია, ხოლო პოლარულ აუზებში ფსკერთან წყლის ტემპერატურა უარყოფითია და —1°-სა და —2°-ს შორის მერყეობს.

შემჩნეულია, რომ მსოფლიო ოკეანის ფსკერისპირა წყლის ტემპერატურები ბევრ რაიონში 2°-ზე მეტია ამას ადასტურებს ფილიპინის ღრმეწყლიან ღრმულში გემ „ვილბროდ სნელლუსის“ ექსპედიციის მიერ 1930 წ. გაზომილი წყლის ტემპერატურისა და მარილიანობის მასალები.

ცხრილი 39

ფილიპინის ღრმეწყლიან ღრმულის ვერტიკალზე წყლის ტემპერატურებისა და მარილიანობის განაწილება¹

სიღრმეები მ-ით	ტემპერატურა	მარილიანობა ‰	სიღრმეები მ-ით	ტემპერატურა	მარილიანობა ‰
0	28,80	34,44	2000	2,25	34,61
25	28,50	34,35	3000	1,64	34,66
50	28,20	34,31	3500	1,58	34,67
100	25,90	34,71	4000	1,60	34,67
150	20,58	34,88	5000	1,72	34,67
200	15,15	34,60	6000	1,86	34,67
400	8,50	34,47	7000	2,01	34,68
600	6,48	35,52	8000	2,15	34,69
800	5,35	34,52	9000	2,31	34,68
1000	4,45	34,55	10500	2,48	34,67
1500	3,18	34,58	—	—	—

ცხრილიდან ჩანს, რომ წყლის ტემპერატურა ზედაპირიდან სიღრმისაკენ კლებულობს, ხოლო 3500 მეტრის ქვევით ღრმეწყლიან ღრმულში იწყებს მატებას და ფსკერის მახლობლად 2°, 48-ს აღწევს. დიდ სიღრმეებში ტემპერატურის მომატება შეიძლება ორი მიზეზით აიხსნას: ადიაბატურად შეკუმშული და გამთბარი წყლის მასის ჩაშვებით და დედამიწის შიდა ფენებიდან გამოსული სითბოთი.

§ 172. ზღვაების წყლის ტემპერატურა

ზღვებში წყლის ზედაპირულ ტემპერატურათა განაწილება დამოკიდებულია მათ გეოგრაფიულ მდებარეობაზე, სანაპირო ხაზის კლაკნილობაზე, მდინარეთა ჩამონადენზე და სხვ. ზღვებში წლიურ ტემპერატურათა ამპლიტუდა ხმელეთის გავლენით ყოველთვის მეტია, ვიდრე ოკეანეებში. მაგალითად, ბალ-

¹ Г. Р. Жуковский, Океанография, М.-Л., 1953, გვ. 140.

ტიის ზღვის ცენტრალურ ნაწილში ტემპერატურის წლიური აპლიტედა 17°-ს უდრის, შავი ზღვის ჩრდილო ნაწილში 24°-ს აღწევს, თეთრ ზღვაში კი 14°-ია.

ზღვების სიღრმეებში ტემპერატურის განაწილება ანალოგიურია ოკეანეებში წყლის ტემპერატურის განაწილებისა იმ შემთხვევაში. თუ ზღვა ოკეანისაგან მთელ სიღრმეზე რაიმეთი არ არის გამოყოფილი. მაგრამ თუ ზღვა ოკეანისაგან წყალქვეშა ზღურბლით (წყალქვეშა ამაღლებით) არის გამოყოფილი. მაშინ, ზღვის სიღრმეში ტემპერატურათა განაწილება სხვანაირ ხასიათს ღებულობს. ოკეანიდან ზღურბლით ზღვის გამოყოფის შემთხვევაში ტემპერატურის განაწილება სიღრმეში დამოკიდებულია გამომყოფი ზღურბლის სიმაღლეზე, წყლის ტემპერატურასა და მარილიანობაზე. ზემოაღნიშნული ფაქტორების მიხედვით ზღვები შეიძლება დავყოთ რამდენიმე ტიპად.

პირველი ტიპი. ზღვის წყლის ზედაპირული ტემპერატურა ზამთარში უფრო მაღალია, ვიდრე ოკეანის წყლის ტემპერატურა ზღურბლის სიმაღლემდე, ხოლო წყლის მარილიანობა ზღვაში ზედაპირიდან ფსკერამდე ერთნაირია.

ასეთი ტიპის ზღვების ქვაბულები ზღურბლის სიმაღლის ქვევით ოკეანის წყლით იქნება ამოვსებული. ამ ტიპის ზღვებს მიეკუთვნება: კარიბის. ზულუს. ცელებესის, ბანდის და სხვა ზღვები.

კარიბის ზღვა ოკეანისაგან ანტილიის კუნძულებს შორის წყალქვეშა ზღურბლით არის გამოყოფილი, რომლის სიღრმე 1700 მეტრს არ აღემატება. ხოლო თვით კარიბის ზღვის სიღრმე 6000 მ-ზე მეტია.

კარიბის ზღვის ზედაპირული წყლის ტემპერატურა მთელი წლის განმავლობაში დაახლოებით 27—28°-ს უდრის. მოსაზღვრე ოკეანეში კი ზღურბლი სიღრმეზე ტემპერატურა 4,2°-ია, მარილიანობა 35‰-ს უდრის. ამის შედეგად ოკეანის ცივი და მარილიანი წყალი კარიბის ზღვის ზღურბლის ქვევით სიღრმეში გადადის და გამუდმებით ინარჩუნებს ოკეანის ტემპერატურას (4,2°) და მარილიანობას (35‰).

მეორე ტიპის ზღვების ზედაპირული წყლის ტემპერატურა ზამთარში უფრო დაბალია, ვიდრე ზღურბლის სიღრმეზე, ხოლო მარილიანობა ზღვის მთელ სიღრმეში დაახლოებით ერთნაირია ან შეიძლება სიღრმეში ცოტა მეტიც იყოს. ამ ტიპის ზღვებში ზღურბლის ქვევით მთელ ქვაბულში წყლის ტემპერატურა ისეთივე იქნება, როგორც იყო ზამთარში გაცივების დროს. ასეთი ტიპის ზღვებს მიეკუთვნება წითელი ზღვა. ხმელთაშუა ზღვა და სხვ.

წითელი ზღვის სიღრმე 2000 მეტრამდე აღწევს. იგი ოკეანიდან 200 მეტრის სიღრმის ზღურბლით არის გამოყოფილი. ზღვის წყალი როგორც ზედაპირზე. ისე სიღრმეში უფრო მარილიანია, ვიდრე მის მოსაზღვრე ადენის ყურეში.

წითელი ზღვის ჩრდილო ნაწილში ზედაპირული წყლის ტემპერატურა ზამთარში 21,5°-ს უდრის, მარილიანობა კი — 40,5‰-ს. ამის შედეგად ზღვის წყლის ტემპერატურა 200 მეტრის ქვევით 21,5°-ს უდრია. დაახლოებით ამავე ტიპს მიეკუთვნება იაპონიის ზღვა და თეთრი ზღვა.

თეთრი ზღვის სიღრმე 200 მეტრს აღწევს. იგი ბარენციის გაშლილი ზღვისაგან ვიწრო, 20—40 მეტრის სიღრმის სრუტით არის გამოყოფილი. ზღვაო წყლის ზედაპირის ტემპერატურა ზამთარში—1,5°-მდე ცივდება. ასეთივე ტემპერატურით ხასიათდება წყლის ქვედა ფენებიც.

მესამე ტიპს მიეკუთვნება ისეთი ზღვები, რომელთა მარილიანობა

სიღრმეში დიდი ცვალებადობით ხასიათდება. მათი ტემპერატურათა განაწილება სიღრმეში ძირითადად მარილიანობის ცვალებადობაზეა დამოკიდებული. ასეთი ტიპის ზღვებია: შავი ზღვა, მარმარილოს ზღვა, ბალტიის ზღვა და მთელი რიგი სხვა ზღვები.

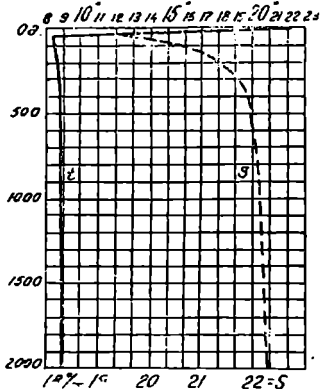
ბალტიის ზღვა კატეგორიდან პატარ-პატარა სრუტეებით არის გამოყოფილი. რომელთა ფსკერზე მარილიანი და მკვრივი წყალი შემოდის და ბალტიის

ზღვის ქვაბულს ავსებს. ბალტიის ზღვის წყლის ზედაპირული ფენა მდინარეთა ჩამონადენით ძალზე გამტკნარებულია.

ბალტიის ზღვის წლიური ტემპერატურის რყევადობა და კონვექცია მხოლოდ ზედაპირული გამტკნარებული წყლის 50—60 მეტრი სიღრმის ფენას მოიცავს. უფრო მეტ სიღრმეებში ტემპერატურასა და მარილიანობას კატეგორიდან შემოსული წყლები განაპირობებს.

შავი ზღვის ზედაპირული წყლები მდინარეული ჩამონადენით 18%-მდეა გამტკნარებული. სიღრმეში მარილები პატულობს და ფსკერთან 22% ალწევს. ზოლო ზღვის ზედაპირული წყალი ზამთარში ცენტრალურ ნაწილში 7°-მდე კედება, ჩრდილოეთ ნაწილში თითქმის გაყინვის ტემპერატურამდე ეცემა. მარილიანობის ასეთი განაწილების შედეგად კონვექციური დენები 150 მ-ის ქვევით ვეღარ ალწევს. ამის გამო შავ ზღვაში 200 მეტრის სიღრმის ქვევით ტემპერატურა მთელი წლის განმავლობაში მუდმივია და დაახლოებით 9°-ს უდრის.

ნახ. 92. შავი ზღვის სიღრმეში ტემპერატურისა და მარილიანობის განაწილების გრაფიკი (გ. რ. ეუკოვსკის მიხედვით).



ზღვებში სანაპირო ზოლში, მდინარეთა შესართავეების რაიონში, მტკნარი და ცივი მდინარეების წყლების შეერთებით ზღვის წყლის ტემპერატურა მცირდება და იზოთერმები გაშლილი ზღვის შუაგულისაკენ იხრება.

სრუტეებში, ყურეებსა და მცირეწყლიან ადგილებში მიმოქცევისა და დელტის შედეგად წყლის ტემპერატურა მთელ სიღრმეზე თითქმის ერთნაირად ნაწილდება და ზნირად ჰომოთერმის აქვს ადგილი.

§ 178. წყლის ბინარატურის გავრცელება სიღრმეში

ოკეანეთა დიდ სიღრმეებში წყლის ტემპერატურას უკანასკნელ დროს საერთო თერმობეტრის საშუალებით ზომავენ. მას ზღვის სიღრმეში უშვებენ თოკზე მობმული სპეციალურად მოწყობილი ჩარჩოთი ან სინჯის ასაღებ ბათონ-

მეტრზე ამაგრებენ. ერთსა და იმავე დროს შეიძლება ერთ თოჯზე სხვადასხვა სიღრმეზე რამდენიმე თერმომეტრის ჩაშვება.

ჩარჩოზე ორი სინდიციანი თერმომეტრია (ძირითადი და დამხმარე) დამაგრებული. ორივე თერმომეტრი მოთავსებულია სქელკედლიან მუშის მილში, რომელიც თერმომეტრებს სიღრმეში წყლის წნევისაგან იცავს.

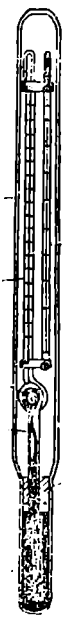
ძირითად თერმომეტრს აქვს ცილინდრისმაგვარი რეზერვუარი, მისი კაპილარული მილი რეზერვუარიდან გარკვეულ მანძილზე ძალიან შევიწროებულია; იქვე ყრუ მინაზარდი გამოდის. შემდეგ კაპილარული მილი მარჯუეის მსგავსად არის ნოხრილი და გაგანიერებული.

ძირითადი თერმომეტრის სინდიცის სვეტის გადაყირავების შემდეგ სინდიცი მოწყდება ყრუ მინაზარდთან კაპილარული მილის შევიწროებულ ნაწილს და გადაისხმება კაპილარული მილის მეორე მხარეზე — გაფართოებულ ნაწილში. ამ გაფართოებული ნაწილიდან კაპილარულ მილს აქვს დანაყოფები, რომელზედაც ტემპერატურის ათვლა წარმოებს.

დამხმარე თერმომეტრი მოწყობილია ჩვეულებრივი თერმომეტრის მსგავსად, რომლის სინდიციანი რეზერვუარი მიმაგრებულია ზევით, ძირითადი თერმომეტრის კაპილარული მილის გაფართოებული ნაწილის სიმაღლეზე.

წყლის ტემპერატურის ათვლა ორთავე თერმომეტრზე ერთდროულად წარმოებს. დამხმარე თერმომეტრით ამოწმებენ ძირითადი თერმომეტრის ჩვენებას რეზერვუარში სინდიცის მოწყვეტის მომენტისათვის. ეს შემოწმება აუცილებელია, რადგან ძირითად თერმომეტრზე ტემპერატურა ყოველთვის განსხვავებულია იმ ტემპერატურისაგან, რომელიც წყალს ჰქონდა თერმომეტრის გადაყირავების დროს სინდიცის მოწყვეტის მომენტში.

დამხმარე თერმომეტრის სკალა $0,5^{\circ}$ -ით არის დაყოფილი და ადვილად აითვლება ტემპერატურა მეთოდ გრადუსებში, ხოლო ძირითადი თერმომეტრის სკალა დაყოფილია $0,1-0,2$ გრადუსებით, ამიტომ ათვლა შეიძლება მეთოდ გრადუსებში.



ნახ. 94. საყირაო თერმომეტრი.

§ 174. წნევა, კუზვადოვა. აღიზაბური პროცესები

ოკეანის ზედაპირზე ატმოსფეროს ჰაერის წნევა 1 სმ^2 -ზე 760 მმ -ის სიმაღლის ვერცხლისწყლის სვეტის წნევას უდრის, რაც შესატყვისება $10,36$ მეტრი სიმაღლის გამოხდილი წყლის ან $10,06$ მეტრი ზღვის წყლის სიმაღლის სვეტის წნევას. წყლის ზედაპირიდან სიღრმეში ჩაძირვისას ჰაერის წნევას უნდა დაემატოს წყლის სვეტის სიმაღლის წნევა. წყალში დაახლოებით ყოველ ათ მეტრ სიღრმეზე წნევა ერთი ატმოსფეროთი იზრდება. სინამდვილეში წყლის სიღრმეში წნევა უფრო მეტია, რადგან იქ წყალი უფრო შეკუმშულია და მკვრივი. მაგალითად, 9000 მეტრის სიღრმეზე წყლის წნევა 916 ატმოსფეროს ტოლია, ხოლო 10000 მეტრის სიღრმეზე 1119 ატმოსფეროს უდრის.

წყალი სხვა დანარჩენი სითხეების მსგავსად წნევის შედეგად იკუმშება. თუმცა ძალიან მცირე მასშტაბით. გამოხდილი წყლის კუმშვადობის კოეფიციენტი 0,0000490 უდრის. ზღვის წყლის კუმშვადობის კოეფიციენტი შედარებით მცირეა. წყლის მარილიანობისა და ტემპერატურის გადიდებისას კუმშვადობა მცირდება. 35%-ის მარილიანობისა და 0°-ის ტემპერატურის პირობებში ზღვის წყლის კუმშვადობის კოეფიციენტი 0,0000442-ს უდრის.

ზღვის წყლის სისქე წყლის ქვედა ფენების წნევაზე დიდ გავლენას ახდენს. უკანასკნელ დროს ზღვის წყლის წნევას ბარებში გამოსახვენ. ერთი ბარი დაახლოებით ერთ ატმოსფეროს, ანუ 10⁶ დინს 1 სმ²-ზე უდრის. მიუხედავად იმისა, რომ ზღვის წყლის კუმშვადობა დიდი არ არის, წყლის თვისება დიდ გავლენას ახდენს წყლის მოცულობის სიდიდეზე. წყალს რომ არ ახასიათებდეს აბსოლუტური კუმშვადობა, მაშინ მსოფლიო ოკეანის დონე 30 მეტრით მაღლა იქნებოდა, ვიდრე ამჟამად არის.

თუ წყლის ნაწილაკს ზღვის ზედაპირიდან რაიმე სიღრმეზე ჩაეძირავთ, მაშინ ნაწილაკი შეიკუმშება, ხოლო ზევით ამოწევისას, წნევის შემცირებასთან დაკავშირებით, იგი გაფართოვდება. შეკუმშვის პირობებში ტემპერატურა მოიძატებს, ხოლო გაფართოებისას მცირდება. სითბოს ასეთ ცვალებადობას გარეგანი სითბოს დაუხარჯავად აღიბატურს უწოდებენ. ზღვის წყლის აღიბატური სითბოს ცვალებადობა შეიძლება საკმაოდ დიდი იყოს. ასე, მაგალითად. თუ ზღვის წყლის მარილიანობა 34.85%-ის უდრის, ტემპერატურა კი 2,5°-ს. მისი ამოწევისას 3000 მეტრის სიღრმიდან წყლის ტემპერატურა 2,25°-მდე შემცირდება. თუ იმავე მარილიანობისა და ტემპერატურის წყალს 10000 მეტრის სიღრმიდან ამოწევეთ, იგი 1,13°-მდე გაცივდება.

თუ ზღვის წყლის ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება ისეთია, რომ ნაწილაკების ამოწევისას ან ჩაწევისას მათი აღიბატური ტემპერატურის ცვალებადობა უდრის მათ გარშემო მყოფი წყლის მასის ტემპერატურას, მაშინ ტემპერატურის ასეთ განაწილებას და მის გრადიენტებს აღიბატურს უწოდებენ. აღიბატური გრადიენტის ცოდნა აუცილებელია ზღვის ჰიდროლოგიური პროცესების მთელი რიგი საკითხების გადასაწყვეტად წყლის მასების მდგომარეობის განსაზღვრისათვის.

ტემპერატურის აღიბატური ცვლილებები მკაფიოდ არის გამოხატული სიღრმეში ზღვის დინებებით წყალქვეშა ქედებიდან ჩადაბლებებში წყლის გადასვლის დროს.

§ 176. ოკეანეებისა და ზღვების უინული

მსოფლიო ოკეანეში ყინულების გავრცელება ძირითადად კლიმატურ პირობებზე და წყლის დინებებზეა დამოკიდებული. ყინულების წარმოშობა და მდგრადობა რომელიმე პერიოდისათვის კლიმატური პირობებით განისაზღვრება. დინებებს სხვადასხვა ადგილებში სითბოს სხვადასხვა მარაგი გადააქვს. რაც ყინულწარმოქმნის პროცესებს აძლიერებს ან ასუსტებს. გარდა ამისა, დინებებს ყინული თავისი წარმოშობის ადგილიდან შორს გადააქვს.

მსოფლიო ოკეანის ზოგიერთ რაიონში ყინულები მთელი წლის განმავლობაში რჩება, მაგრამ მათი სიდიდე წლის სეზონების მიხედვით იცვლება. ზოგიერთ რაიონში ყინულები მხოლოდ ზამთრის სეზონში ჩნდება და ზაფხულში ქრება. სხვა რაიონებში ყინული ან სულ არ წარმოიქმნება, ანდა თუ წარმოიქმ-

ებმა, მოკლე დროის შემდეგ დნება. ცინულიანობის მიხედვით ოკეანეები და ზღვები იყოფა ცინულიან ოკეანეებად და ზღვებად, დროებით ცინულიან ოკეანეებად და ზღვებად, გაუყინავ ოკეანეებად და ზღვებად.

ცინულიან ოკეანეებსა და ზღვებს პოლარული და სუბპოლარული ოკეანეები და ზღვები მიეკუთვნება, სადაც ცინულები მთელი წლის განმავლობაში რჩება და ზღვას ცინულოვანი ლანდშაფტის თავისებურ იერს აძლევს. პოლარულ მხარეებში ზღვებისა და ოკეანეების ზედაპირის ნახევარზე მეტი ყოველთვის ცინულით არის დაფარული, სუბპოლარულ მხარეებში კი ცინულსაფარი ზაფხულში მნიშვნელოვნად მცირდება ან მთლიანად დნება.

დროებით ცინულიან ზღვებსა და ოკეანეებში ცინული ზაფხულის სეზონში მთლიანად დნება. მაგალითად, თეთრ ზღვაში ცინულები თითქმის ნახევარი წლის განმავლობაშია. კასპიის ზღვაში ცინულიანობა საერთოდ უმნიშვნელოა. გაუყინავ ზღვებში ცინულების წარმოქმნას შეიძლება ადგილი ჰქონდეს სანაპირო ზოლში. ისიც მხოლოდ განსაკუთრებულ ცივ ზამთრიან წლებში.

§ 170. ზღვის ცინულის წარმოქმნის პროცესები

ზღვის წყალი უფრო ნელა იყინება, ვიდრე მტკნარი წყალი. მტკნარი წყალი 0°-ზე იყინება, ზღვის წყლის გაყინვა კი დამოკიდებულია მის მარილიანობაზე. გადიდებული მარილიანობისას ზღვის წყლის გაყინვის ტემპერატურა უფრო დაბალია, ვიდრე მცირე მარილიანობის დროს. ეს უკანასკნელი კარგად ჩანს მე-40 ცხრილიდან.

ცხრილი 40

წყლის გაყინვის ტემპერატურისა და უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურის დამოკიდებულება მარილიანობასთან

მარილიანობა ‰-ში	0	5	10	15	20	24,695	30	35	40
გაყინვის ტემპერატურა	0	-0,3	-0,3	-0,5	-0,6	-1,332	-1,6	-1,9	-2,2
უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურა	3,95	2,9	1,9	0,8	-0,3	-1,332	-2,5	-3,5	-4,5

ცხრილიდან ჩანს, რომ წყლის მარილიანობის გადიდებით გაყინვის ტემპერატურა და წყლის უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურა მცირდება. 24,695‰ მარილიანობის დროს ზღვის წყლის უდიდესი სიმკვრივის ტემპერატურა და გაყინვის ტემპერატურა თანაბარია. ზღვის წყალი სინამდვილეში 24,695‰-ზე მეტ მარილს შეიცავს. გაცივების დროს იგი უფრო მძიმე ხდება და სიღრმეში ეშვება, რაც წყლის კონვექციურ პროცესებს იწვევს. წყლის კონვექციური არეები გაყინვის მომენტამდე მიმდინარეობს. ზღვის გაყინვის დროს წყალში არსებული მარილების მცირე რაოდენობა ცინულში გადადის, რის გამოც ცინულის ქვეშ ძლიერ მარილიანი წყალი ექცევა, რაც შემდეგში ცინულის წარმოქმნის პროცესებს ამცირებს. ცინულის წარმოქმნის პროცესებს ზღვის წყალში აგრეთვე ანელებს ქარები და მით გამოწვეული დელვა, ასევე წყლის მასების ერთმანეთში არევა სხვადასხვა დინამიკური პროცესებით.

ცინულწარმოქმნის პროცესებს ხელს უწყობს შემდეგი ფაქტორები:

1. ატმოსფერული ნალექების მოსვლა თოვლია სახით, რაც იწვევს ზღვის წყლის ზედაპირული ფენის გაცივებას;

2. ატმოსფერული ნალექებითა და მდინარეთა ჩამონადენით ზღვის წყლის ზედაპირული ფენების გამტკნარება აჩქარებს ყინულის წარმოქმნის პროცესებს;

3. პოლარულ მხარეებში ძველი ყინულების არსებობა ამცირებს წყლის ტემპერატურას და აჩქარებს ყინულწარმოქმნის პროცესებს.

ყინულების სახეები. შემოდგომაზე ჰაერის გაცივებისას ზღვის წყლის ზედა ფენიდან სითბო ჰაერს გადაეცემა. ზღვის წყალი იწყებს გაცივებას უარყოფით ტემპერატურამდე დაცემის შემდეგ. წყალში ყინულის კრისტალები წარმოიქმნება. მათი შეკავშირების შედეგად პირველად ყინულის ნემსები გაჩნდება. მათი შეერთებით წყლის ზედაპირზე, უფრო ხშირად წყნარ ამინდში. წარმოიშობა ყინულის ქონი, რომელიც წყლის ზედაპირზე რუხიტყვიისფერი ლაქების სახით დატურავს.

ზღვის ზედაპირზე მოსული თოვლი წყლით იყინდება, გამკვრივდება და ფაფისმაგვარ მასად იქცევა. ასეთ ფაფისებურ მასას თოვლწყალს (სნეჟურებს) უწოდებენ. ყინულის კრისტალებისა და თოვლწყალის შეერთებით თოში წარმოიშობა.

ზღვის წყლის ზედაპირზე ყინულის ნემსების, თოვლწყალისა და თოშის წარმოქმნასთან ერთად სანაპირო ზოლში ყინულის წანაპირები ჩნდება, რომელიც მიყინულია ხმელეთის ნაპირზე, ხოლო ზღვის მხრისაკენ წყლის ზედაპირზეა. შემდეგ თანდათანობით აცივება წანაპირებს ზრდის და მეჩეჩებსა და თხელწყლიან ადგილებთან ყინულის მრჩილებს წარმოქმნის, რაც წყლის ზედაპირის სივრცეს ფარავს ორ მახლობელ ნაპირს ან მეჩეჩს შორის.

წყნარ ამინდში ყინულის ქონი უფრო მკვრივდება და ძალიან თხელ შუშისმაგვარ გამჭვირვალე ყინულის ფირფიტებს ქმნის. ეს უკანასკნელი ძლიერი გაცივებით სქელდება და წარმოშობს ყინულის ქერქს (ნილასებს), რომელთა სისქე 5—7 სმ-ს აღწევს. დღეობის დროს მათი შეერთებით წარმოიქმნება ეგერე: წოდებული ბლინისებური ყინულები. ძლიერი ქარის დროს ყინულის წანაპირები, ბლინისებური ყინულები და ყინულის ქერქი იმსხვრევა. წყლის მასაში აირევა და ყინულის ნარევი ფაფას წარმოქმნის.

ყინულის ქერქის გასქელებით, ბლინისებური ყინულებითა და ყინვარული ფაფის ერთმანეთთან მიყინვით ზღვის ზედაპირზე გაჩნდება ახალგაზრდა ყინულის საფარი, რომლის სისქეც 20 სმ აღწევს; მას ღია ნაცრისფერი და მქისე ზედაპირი აქვს.

შემდეგში ჰაერის ტემპერატურის შემცირებით ყინულის საფარი ზევითა და ქვევით იწყებს გასქელებას, წარმოიქმნება უფრო სქელი ყინულის მასა მოსწორებული ზედაპირით. ქარის მოქმედებით ყინულის ამ ზედაპირზე გაჩნდება ნაპრალები და ყინულებისაგან თავისუფალი ადგილები, რომელთაც პოლენებს ან მაინებს („ყინულჭრილი“) უწოდებენ. ყინულჭრილში წყლის ზედაპირი ყინულებისაგან თავისუფალია და ზოგჯერ ყინულის კედლებიან ღარს მოგვაგონებს. ქარის გაძლიერებით ყინულსაფარი იმსხვრევა და ნამსხვრევი ყინულების სახით წყალში ცურავს იწყებს. ყინულის ნამსხვრევები მცირეწყლიან ადგილებში მეჩეჩის ფსკერს ეკვრება და ყინულის უძრავ ფორმას — სტამუხებს წარმოშობს. სანაპიროებთან მიკრულ მრჩილ ყინულებზე მცურავი

ყინულების დაგროვებით ტოროსები და სანაპირო ნაზვინი ყინულები წარმოიშობა.

ზღვებსა და ოკეანეებში გაყინვა ჩვეულებრივად ნაპირებიდან იწყება. ნაპირო ზოლში პირველად მდინარეების მიერ მოტანილი ყინულის ნაჰსტრევეები ჩნდება.

ზღვის ყინულის ზრდა ზღვის წყლის მარილიანობის შედეგად ძალიან ხელა მიმდინარეობს. ყინულის სისქის ზრდის სიჩქარე დამოკიდებულია ჰაერის ტემპერატურაზე, ქარების სიჩქარეზე, ყინულის სიმკვრივესა და ყინულის ზედაპირზე თოვლის საფრის სისქეზე. ერთწლიანი ყინულის სისქე არქტიკაში 2--2.5 მეტრ. არ აღემატება, ხოლო ანტარქტიკაში 1--1,5 მეტრს აღწევს.

ზღვის ყინულის მარილიანობა. ზღვის წყლიდან წარმოქმნილ ყინულის სუფთა კრისტალებს შორის არის მაღალი კონცენტრაციის მარილიანი წყალი. რომელიც ყინულის კრისტალებს შორის თანდათან იყონება და ყინულის ქვევით მოთავსებულ წყალს უერთდება. საშუალოდ ზღვის წყლის ყინული ოთხჯერ უფრო ნაკლებ მარილს შეიცავს, ვიდრე ის წყალი. რომლიდანაც ყინული წარმოიქმნა. ზღვის ყინულის მარილიანობა დამოკიდებულია ყინულწარმოქმნის პირობებზე. ყინულის მარილიანობის მთავარი ფაქტორებია:

1. წყლის მარილიანობა, რომლიდანაც ყინული წარმოიქმნა. წყლის მაღალი კონცენტრაციის დროს ყინულებში მარილიანობა დიდი იქნება. ყინულში მაქსიმალური მარილიანობა განსაზღვრული იყო გეძ „მოდ“-ის ექსპედიციის ცურვის დროს ციმბირის სანაპიროებთან, რაც 14,59‰-ს უდრიდა. ანტარქტიდის წყლებში ყინულების მარილიანობა 22--23‰ აღწევს.

2. ყინულწარმოქმნის სიჩქარე. ყინულწარმოქმნის დროს რამდენადაც მცირეა ტემპერატურა, ყინული იმდენად უფრო სწრაფად იზრდება და ყინულის კრისტალებს შორის მეტი მარილიანი წყალი რჩება. რადგან ყინულის სწრაფად წარმოქმნის დროს მარილიანი წყალი ვერ ასწრებს ყინულიდან გაყოფას, ამიტომ ყინულში მარილი მეტი იქნება. ყინულების წარმოქმნისას 0° ტემპერატ. დროს მარილიანობა მეტია, ვიდრე უარყოფითი ტემპერატურის დროს. ეს უკანასკნელი კარგად ჩანს 41-ე ცხრილიდან. სადაც მოცემულია ჩრდილო ყინულოვან ოკეანეში დაკვირვებით მ აღებული შედეგები.

ცხრილი 41

ყინულის მარილიანობისა და ტემპერატურათა დამოკიდებულება

ჰაერის ტემპერატურა	-16	-28	-30	-40
ახალი ყინულის მარილიანობა	5,64	8,01	8,77	10,16

ცხრილი 42

ყინულის სისქეში მარილიანობის განაწილება

ყინულის სისქე მ-ობით	0	0,13	0,45	0,95
მარილიანობა	6,74	5,31	4,37	3,17

ერთზამთრიანი ყინულის საფრის ზედა ფენაში მარილიანობა უფრო მეტია. ვიდრე ყინულის ქვედა ფენაში (ცხრილი 42).

ყინულის ზედაპირი შეიცავს უფრო მეტ მარილიანობას, რადგან უწყესრიგო კრისტალებით არის აგებული და მარილიანი წყალი სწრაფად, ვერ იყონება.

ქვეა ფენაში კი ყინულის ნემსების კრისტალები ვერტიკალურად არის განლაგებული, საიდანაც მარილიანი წყალი სწრაფად იჟონება.

3. წყლის ბნტენსიური აღრევის დროს ყინულს აქვს მარილიანი წყლით გაღვნილი ღრუბლისებური ფორმა და მეტ მარილებს შეიცავს, ვიდრე ნემსის-მაგვარი ყინულები.

ყინულებიდან მარილიანი წყალი თანდათან იჟონება და ყინულის მარილიანობა მცირდება. მაგალითად, ერთწლიან ყინულებში მარილიანობა ზაფხულის სეზონის შემდეგ იმდენად მცირდება, რომ მისი მდნარი წყალი შეიძლება ააბმელად იქნეს გამოყენებული.

§ 177. ზღვის ყინულის ბიოური ფორმები და მათი კლასიფიკაცია

ზღვია ყინულების კლასიფიკაცია შეიძლება მოვახდინოთ მათი წარმოშობის, ასაკის, სიხშირისა და სხვ. მიხედვით.

I. წარმოშობის მიხედვით ყინულები არის¹ ზღვიური, მტკნარი წყლისა და კონტინენტური. ანუ გლეტჩერული. ზღვიური ყინულები წარმოიშობა ზღვებში, უშუალოდ ზღვის წყლის გაყინვის შედეგად; მტკნარი წყლის ყინულები მდინარეთა მიერაა ზღვაში ჩატანილი; კონტინენტური (გლეტჩერული) ყინულები ზღვებში ჩადის ხმელეთის ყინვარებიდან, რომლებიც ძირითად ყინვარებს მოტყედა და იწყებს ცურვას აისბერგების სახით.

II. ასაკთან დაკავშირებით არსებობს ზღვის ყინულების შემდეგი სახეები:

1. ერთწლიანი ყინულები მეორე წელს გაყინვამდეა. არქტიკაში ასე უწოდებენ იმ ყინულებს, რომლებმაც ზაფხულისა და შემოდგომის ზრდის მთელი წლის ციკლი გაიარეს;

2. ორწლიანმა ყინულებმა ორწლიანი ყინულზრდის ციკლი გაიარა. მათ ახასიათებთ უფრო მაღალი წყალზედა ნაწილი; ვიდრე ერთწლიან ყინულებს და უფრო მოსწორებული ზედაპირი აქვთ.

3. მრავალწლიანი ყინულები (არქტიკაში პაკს უწოდებენ) ორ წელზე მეტ ხანს არსებობს. მათი სისქე 2,5 მ-ზე მეტია, ტოროსები ძალიან მოსწორებულია რამდენჯერმე გაღობის შედეგად, ხოლო ზედაპირი უსწორმასწოროა.

III. მოძრაობის მიხედვით გამოირჩევა: უძრავი და მოძრავი ყინულები. უძრავი ყინულების ფორმა მრჩილი ყინულებია, რომლებიც ხმელეთზე ან მეჩჩხზეა მიკრული. მათი სიგანე ხშირად რამდენიმე კილომეტრს აღწევს. გარდა მრჩილი ყინულებისა, უძრავ ყინულებს მიეკუთვნება სტამუხები და სანაპირო ნაზვინი ყინულები. მოძრავი ყინულები მოძრაობს ზღვაში ქარისა და დინებების მოქმედების შედეგად.

მოძრავი ყინულების სიხშირეს განსაზღვრავენ ბალებით ზღვის წყლის ზედაპირის ყინულით დაფარულობის მიხედვით. ერთი ბალი უდრის ყინულით დაფარული წყლის მთელი ფართობის 1/10 ნაწილს. თუ წყლის მთელი ზედაპირი დაფარულია ყინულებით, მაშინ იღებენ 100%. ასე, მაგალითად, 6 ბალის დროს წყლის მთელი ფართობის 60% ყინულით არის დაფარული. ყინულის

¹ Л. К. Давыдов и Н. Г. Кошкина, Общая гидрология, Ленинград, 1958.

სისშირე ზღვაში შემდეგნაირია: ს უ ფ თ ა (ყინული ზღვაში არ არის), ი შ ე ი -
ა თ ი (1—3 ბალი), ხ შ ი რ ი (4—6 ბალი), მ კ ი დ რ ო დ და ფ ა რ უ ლ ი
(7—8 ბალი), ძ ა ლ ი ა ნ მ კ ი დ რ ო დ და ფ ა რ უ ლ ი (8—9 ბალი).

§ 178. ყინულების დნობა

ზღვის ყინულის დნობა მზის პირდაპირი და გაფანტული რადიაციის გავ-
ლენით წარმოებს. ყინულის საფარზე მოთავსებული თოვლის საბურველი ყი-
ნულს იცავს მზის სხივური ენერგიისაგან. თოვლი ყველაზე უფრო ადრე დნება
იქ, სადაც მტვერითა და მდინარეთა ჩამონატანი ლამით არის გაქუქყიანებუ-
ლი. ასეთი თოვლი ზღვის სანაპირო ზოლში ადრე დნება. შემდეგ დაბალი ტემ-
პერატურების დადგომისთანავე თოვლის მდნარი წყალი სწრაფად იყინება და
თოვლის ზედაპირზე ყინულის ქერქს წარმოქმნის, რომელიც მის ქვევით მოთავ-
სებულ თოვლის მიერ შთანთქმულ გრძელტალღიან სხივებს ატმოსფეროში
აღარ უშვებს. ამის შედეგად თოვლის საბურველში წარმოიქმნება სითბური
ეფექტი, რაც ხელს უწყობს თოვლის საბურველში სითბოს დაგროვებას.

თოვლი დნობას იწყებს 0°-ზე მაღალი ტემპერატურის დროს. ყინულის ზე-
დაპირზე თოვლის მდნარი წყალი პატარ-პატარა გუბურებს ქმნის, რომლებიც
შემდეგ ერთდება და დიდ გუბურებს წარმოშობს. ასეთი გუბურების წყლის ზე-
დაპირის ზევით ამოშვერილია ყინულის ტოროსები, სტამუხები და თოვლში
დარჩენილი ძველი ყინულები.

თოვლის წყლის გუბურები სითბოს აგროვებს, რაც მათ ფსკერზე ყინულის
დნობას იწვევს. შემდეგ გუბურების სიღრმე ყინულში თანდათან მატულობს.
წყლის მასები სიმძიმის ძალით მიისწრაფვის ქვევით, აკეთებს ყინულში ხვრე-
ლებს და ყინულის ზედაპირს უსწორმასწორო ფორმას აძლევს. ეს მოვლენები
ყველაზე მეტად გავრცელებულია ზღვების სანაპირო ზოლში. თოვლის დნობით
დაგროვილ წყლებს ხშირად ხველეთიდან ჩამოსული წყლები უერთდება, სანაპი-
რო წყლის ზოლი გადიდება იწყებს და 4—5 კმ-ის სიგანის წყლის არშიას
წარმოშობს.

თოვლის გუბურებიდან ჩასული მტკნარი წყალი ზღვის უფრო ცივ წყალთან
შეხებისას გაიყინება და გაზაფხულზე ყინულის ქვეშ ჩნდება უსწორმასწორო
ადგილები.

მტკნარი წყლების ჩაქონით სანაპირო ზოლში ყინულების დნობა ინტენ-
სიურად მიმდინარეობს, რის გამოც ყინულსაფრის სიმტკიცე მცირდება და შემ-
დეგ ქარებისა და ლელვის მოქმედებით იმსხვრევა. ყინულის ცალკეული ნამსხვ-
რევი სხვადასხვა სიჩქარითა და მიმართულებით იწყებს მოძრაობას. ლელვის
შედეგად ყინულის ნამსხვრეეები იფხვნება და ადვილად დნება.

მდინარეთა შესართავებთან ყინულოვანი საფრის დაშლას მდინარეების
მიერ ჩამოტანილი თბილი წყლები და წყლის მექანიკური მოქმედება აძლიერებს.

ყ ი ნ უ ლ ე ბ ი ს მ ო ძ რ ა ო ბ ა. ზღვის ზედაპირზე ნამსხვრევი ყინულე-
ბის მოძრაობას და ერთი ადგილიდან მეორეზე გადატანას წყლის ღინებები და
ქარები განაპირობებს. ზღვებში ყინულების მოძრაობის კანონების შესწავლას
ნაოსნობისათვის უდიდესი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. ყინულების მოძ-
რაობის კანონების შესწავლას ჩვენი ქვეყნისა და საზღვარგარეთელი მრავალი
მკვლევარი ეწეოდა. ფ. ნანსენმა გემ „ფრამით“ ცურვის დროს (რომელიც ყი-

ნულებით იყო შეპყრობილი, ამიტომ გემის სამოძრაო მექანიზმები გამოთიშული იყო და იგი მხოლოდ მოდრეიფე ყინულოთ მოძრაობდა) გამოიკვლია, რომ არქტიკის აუზში, ნაპირებიდან დაშორებულ ღრმა ზღვებში, ყინულების მოძრაობის მიმართულება ქარის მოძრაობის მიმართულებისაგან მარჯვნივ 28°-ით არის გადახრილი. იმავე მკვლევრის მიხედვით, ქარის მიერ გამოწვეული მოდრეიფე ყინულის სიჩქარე 50-ჯერ ნაკლებია იმავე ქარის სიჩქარეზე, რომელმაც ყინულის დრეიფი გამოიწვია.

1937 — 1940 წწ. ნ. ნ. ზუბოვმა არქტიკის აუზში გემ „სედოვზე“ მუშაობის დროს იგივე შედეგები მიიღო, რაც ადრე ფ. ნანსენმა.

ზუბოვი იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ ქარის გავლენით გამოწვეული ყინულების მოძრაობა იზობარების მიხედვით წარმოებს და მასთან ერთად ისე, რომ ატმოსფეროს წნევის მაღალი არე ყოველთვის მოდრეიფე ყინულის მარჯვნივ იმყოფება, დაბალი წნევის არე კი — მარცხნივ. მოდრეიფე ყინულის სიჩქარე ეკუპროპორციულია იზობარებს შორის მანძილისა.

ქარების მოქმედების შედეგად ყინულების გამეჩხერება ან გახშირება მაშინ ხდება, როდესაც ქარებს მუდმივი მიმართულება აქვს. მაგალითად, ციმბირის სანაპიროებთან გაბატონებული აღმოსავლეთის ქარები ნაზვინი ყინულების პულსივ დრეიფს ქმნის ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით.

ყინულების მოძრაობას აგრეთვე ზღვის წყლის დინებები იწვევს. ცნობილია, რომ დინების სიჩქარე სიღრმესთან ერთად მცირდება. ამიტომ ყინული რაც უფრო ღრმადაა ჩაძირული წყალში, მით უფრო ნაკლები იქნება მისი სიჩქარე. ზოგჯერ მოძრავი ყინულები სხვადასხვა სიჩქარისა და მიმართულებით დინებებში მოექცევა. ასეთ შემთხვევაში ყინულები წინსვლით მოძრაობასთან ერთად ბრუნვით მოძრაობას იძენს. ყინულების ასეთი ბრუნვითი მოძრაობა დამახასიათებელია ვიწრო სრუტეებისათვის.

ამგვარად, ყინულების მოძრაობა დინებებისა და ქარების სიჩქარეებთან და მიმართულებასთან დაკავშირებით სხვადასხვაგვარ ხასიათს ატარებს.

ჩრდილო ყინულოვან ოკეანეში ყინულები შემდეგნაირად მოძრაობს: ბერინგის სრუტიდან და ციმბირის სანაპიროებიდან გაივლის ჩრდილო პოლუსის ახლოს. შპიცბერგენსა და გრენლანდიას შორის განიერი სრუტის მიმართულებით, რის შედეგადაც არქტიკის ყინულები გრენლანდიის ზღვაში შედის. მოდრეიფე ყინულების სიჩქარე არქტიკულ ზღვებში 1-დან 4 მილამდე მერყეობს დღე-ღამის განმავლობაში, ანტარქტიკულ ზღვებში კი სიჩქარეები მეტია, მაგალითად, უედელიის ზღვაში მოძრავი ყინულების სიჩქარე 5 მილს უდრის დღე-ღამეში, როსის ზღვაში კი — 4 მილს და.ა. შ.

არქტიკის ყინულების მოძრაობის შესწავლაში დიდი ღვაწლი მიუძღვით საბჭოთა მკვლევრებს: ნ. ნ. ზუბოვს, ე. ტ. კრენკელს, ი. დ. პაპანიჩს, ე. კ. ფედოროვს, პ. პ. შირშოვსა და სხვებს. პოლარული ყინულების გამოკვლევებს უკანასკნელ დროს მოდრეიფე პოლარული სადგურები აწარმოებს.

მსოფლიო ოკეანის მთელი ფართობის ზედაპირის 15% ყინულებით იფარება. აქედან უდიდესი ნაწილი ზღვის წყლიდან წარმოქმნილ ყინულებს უჭირავს. მრავალწლიანი ყინულებისა და მათ შორის აისბერგების 50% ჩრდილო ნახევარსფეროშია, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში 10% არ აღემატება. მსოფლიო ოკეანის მთელი ყინულის საფრის 25% აისბერგებზე მოდის.

საბჭოთა კავშირის ზღვები ყინულოვანი რეჟიმის მიხედვით შეიძლება ოთხ ჯგუფად დაყვით: 1. სამხრეთის ზღვები, 2. ჩრდილოეთის ზღვები. 3. შორეული აღმოსავლეთის ზღვები და 4. არქტიკული ზღვები.

სამხრეთის ჯგუფს მიეკუთვნება: შავი, აზოვის, კასპიისა და არალის ზღვები. ამ ზღვებში ყინულოვანი რეჟიმი სუტად არის წარმოდგენილი და ყინულოვანი პერიოდი დაახლოებით ოთხ თვემდე გრძელდება.

ჩრდილოეთის ჯგუფს მიეკუთვნება თეთრი და ბალტიის ზღვები. აღნიშნული ზღვების ყინულოვანი რეჟიმი უფრო მტკიცეა და ყინულოვანი საფარი სეზონური ხანგრძლიობა 7---8 თვეს აღწევს. ამავე ჯგუფის ზღვებს შეიძლება მიეკუთვნოს იაპონიის ზღვაც. სადაც ყინულოვანი საფარი გვხვდება ამურის ლიმანში, თათართა ყურესა და პეტრე დიდის ყურეში.

შორეული აღმოსავლეთის ზღვები ოხოტისა და ბერინგის -- კიდევ უფრო მკაცრი ყინულოვანი რეჟიმით ხასიათდება. ოხოტის ზღვაში ყინულოვანი პერიოდის ხანგრძლიობა ცალკეულ რაიონებში 10 თვემდე აღწევს.

არქტიკის ზღვები უმკაცრესი ყინულოვანი რეჟიმით გამოირჩევა. ჩვეულებრივად ყინულები აქ მთელი წლის განმავლობაშია.

ზღვების ყინულოვანი რეჟიმი იყოფა: 1. შემოდგომის ყინულწარმოქმნის, 2. ზამთრის ყინულდგომისა და 3. გაზაფხულის ყინულდნობის პერიოდებად.

შემოდგომის ყინულწარმოქმნის პერიოდში ზღვის გამტკნარებულ თხელწყლიან ადგილებში, უბებესა და ყურეებში ჩნდება ყინულის ნემსები, ქოხი, თოში და სხვ. შემდეგ განვითარებას იწყებს ყინულის წანაპირები და მინაყინები. შემდეგში ტემპერატურების დაცემასთან ერთად იზრდება წანაპირები და მრჩილი ყინულები, ხშირდება მცურავი ყინულები და ზღვის ზედაპირის ზოგიერთი რაიონი ყინულას ნამსხერევეებით იფარება.

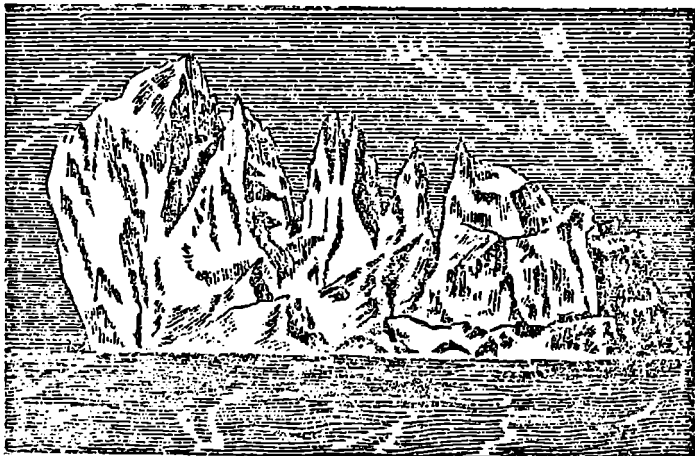
მთლიანი ყინულსაფრის რაიონებში ყინულსაფრის სისქე მთელი ზამთრის განმავლობაში იზრდება. მარტის თვიდან იწყება ყინულების დნობა და მათი სისქე თანდათან მცირდება. ყინულებიდან მთლიანი განთავისუფლება ზოგიერთ რაიონში მხოლოდ ივლისის ბოლოსა და აგვისტოს დასაწყისში მთავრდება.

§ 180. აისბერგები და მათი გავრცელება

კონტინენტური ყინულები პლასტიკურობით ხასიათდება. ისინი ავსებენ ხეობებს, მოძრაობენ ზღვისაყენ და სანაპიროდან ზღვაში შორს იჭრებიან. ზღვაში შექრილი ყინვარული ენა წყლის მექანიკურ და თერმულ გავლენას განიცდის, ქარისა და ტალღების მოქმედებით დაიწყებს რყევას, რის შედეგადაც ყინულის ძირითადი მასიდან მოტყდება და ცალკეული აისბერგების სახით ზღვაში იწყებს ცურვას. მათი სიგრძე ზოგჯერ რამდენიმე კილომეტრს აღწევს, სისქე კი რამდენიმე ასეულ მეტრს უდრის. ჩრდილო ნახევარსფეროში აისბერგები სიდიდითა და მოცულობით უფრო მცირე ზომისაა, ვიდრე სამხრეთ ნახევარსფეროში. ანტარქტიდულ ზღვებში ხშირად გვხვდება 200---300 მეტრის სიმაღლის აისბერგები. 1884 წელს სამხრეთ განედის 44°-ზე და დასავლეთ გრძედის 40°-ზე ნახული იყო აისბერგი, რომლის სიმაღლე 518 მეტრს უდრიდა. 1894 წელს ახალი ზელანდიის სამხრეთით ნახული აისბერგის სიგრძე 130 კმ-ს აღწევდა.

აისბერგები ფორმით სხვადასხვაგვარია: სამხრეთ ნახევარსფეროში უფრო მეტად გავრცელებულია მაგიდის მსგავსი, მოსწორებული ზედაპირის ფორმის აისბერგები. არის აგრეთვე მრგვალი, პირამიდისებური. ფრთისებური და სხვა ფორმის აისბერგები.

აისბერგების მოძრაობა გაზაფხულზე იწყება. ანტარქტიდული აისბერგები წყნარ ოკეანეში საშუალოდ სამხრ. გან. 50° პარალელამდე ვრცელდება, იხლო-



ნახ. 95. აისბერგი.

ეთის ოკეანეში — სამხრ. განედის 45° -მდე, ატლანტის ოკეანეში კი — სამხრ. გან. 40° -მდე.

საერთაშორისო ცნულების საპატრულო ორგანიზაციის მონაცემების მიხედვით აისბერგების წყალზე და წყალში ჩაძირული ნაწილების შეფარდება შემდეგნაირად არის წარმოდგენილი:

მაგიდისებური ფორმის აისბერგებისა 5 : 1 (ე. ი. აისბერგის მთელი სიმაღლის 5 ნაწილი წყალშია ჩაძირული, 1 ნაწილი კი წყალზევით იმყოფება)

მრგვალი ფორმის აისბერგებისა 4 : 1

პირამიდული ფორმის აისბერგებისა 3 : 1

სუეტისებური ფორმის აისბერგებისა 2 : 1

ფრთისებური ფორმის აისბერგებისა 1 : 1

აისბერგები ჩრდილო ნახევარსფეროში უფრო ხშირად წარმოიშობა გრენლანდიის დასავლეთ სანაპიროებთან. ბაფინის მიწასთან ნახული აისბერგის სიგრძე 13 კმ იყო, სიგანე — 6 კმ და სიმაღლე — 17,22 მ.

აისბერგის მოძრაობა ძალზე სახიფათოა მცურავი გემებისათვის. 1912 წ. აპრილში გემი „ტიტანიკი“ აისბერგის დაჯახებით ჩაიძირა, რის შედეგადაც დაიღუპა 1513 კაცი.

ზღვის წყალი შეუქდება მზის პირდაპირი და გაფანტული რადიაციით. წყლის ზედაპირის თითოეულ წერტილზე მზის სხივები ეცემა ყოველგვარი მიმართულებით. ზღვის წყლის ზედაპირზე დაცემული მზის სხივების ნაწილი ატმოსფეროში აირეკლება, ნაწილი კი გადატყდება და წყალში ჩადის.

ზღვის წყალი წარმოადგენს ნახევრად გამჭვირვალე გარემოს, რის გამოც სინათლე ოკეანის დიდ სიღრმეში ვერ აღწევს. იგი იფანტება, შთაინთქმება და აირეკლება წყლის ზედაპირული ფენებიდან.

ზღვის ზედაპირიდან არეკვლის უნარიანობა მისი ალბედოთი განისაზღვრება, რომელიც წარმოადგენს მოცემული წყლის ზედაპირიდან არეკვლილი ენერგიის რაოდენობის შეფარდებას მთელი ენერგიის იმ რაოდენობასთან, რომელიც მოცემულ ზედაპირს დაეცა. წყლის ზედაპირზე მოხვედრილი ენერგიიდან რამდენადაც მეტი აირეკლება ატმოსფეროში. იმდენად დიდი იქნება ალბედო.

არეკვლილი ენერგიის რაოდენობა დამოკიდებულია წყლის ზედაპირზე მზის სხივების დახრილობის კუთხის სიდიდეზე. 43-ე ცხრილში მოცემულია არეკვლილი სხივების %-ლი მაჩვენებლები წყლის ზედაპირზე სხვადასხვა კუთხით დაცემის მომენტისათვის.

ცხრილი 43

ზღვის წყლის ზედაპირიდან არეკვლილი სხივების (K) მაჩვენებლები სხვადასხვა

კუთხით (α) დაცემის დროს
(გ. რ. უეკოსკის მიხედვით)

სხივთა დაცემის კუთხე α	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
არეკვლილი სხივ. რაოდენობა K-%-ში	98,0	85,0	13,5	6,0	3,5	2,5	2,2	2,1	2,1	0

ცხრილში მოცემული არეკვლის კოეფიციენტი გამოანგარიშებულია ფორმულით: $K = \frac{i_n}{i_0}$, სადაც i_n წყლის ზედაპირიდან არეკვლილი ენერგიის რაოდენობაა, i_0 — წყლის ზედაპირზე მოხვედრილი მთელი ენერგიის რაოდენობა.

როდესაც სხივები წყლის ზედაპირს ვერტიკალურად ეცემა (90°), ე. ი. მზე ზენიტშია, წყლის ზედაპირიდან დაცემული სხივების მხოლოდ 0,02 ან 2% აირეკლება. დანარჩენი 98% წყლის სიღრმეში იჭრება. სხივების 30°-ის კუთხის დაცემისას წყლის ზედაპირიდან 97,2% აირეკლება, ხოლო წყალში მხოლოდ 2,8% იჭრება, ე. ი. სხივების 30° კუთხის დაცემის დროს არეკვლის კოეფიციენტი მცირეა და შეიძლება მუდმივ სიდიდედ მივიღოთ. 0° კუთხის დაცემისას არეკვლა 0-ის ტოლია. ამ დროს არეკვლის კოეფიციენტი, ანუ ალბედო, პრაქტიკულად ერთს უდრის. წყლის სიღრმეში ჩასული სხივები თავის გზაზე ხვდება წყალში არსებულ ორგანულ და არაორგანულ ნაწილაკებს, რის შედეგადაც სხივები წყალში სხვადასხვა მიმართულებით იფანტება და ადგილი აქვს წყლის განათებას.

წყალში არსებული ნაწილაკების გადიდებასთან ერთად სხივების გაფანტვის ინტენსივობაც იზრდება.

წყლის სიღრმეში სხივები არა მარტო იფანტება, არამედ შთაინთქმება კიდევ და სითბურ ენერგიად გარდაიქმნება. წყლის მიერ უფრო მეტად წითელი და ყვითელი სხივები შთაინთქმება, უფრო ნაკლებად — ლურჯი და იისფერი.

ამგვარად, ზღვის სიღრმეში განათება, ანუ გამჭვირვალობა, დამოკიდებულია მზის სხივური ენერგიისა და მისი არეკვლის ხასიათზე. ზღვის წყალში ატინვანარებული ნივთიერების რაოდენობასა და ხარისხზე. ამიტომ მსოფლიო ოკეანეში წყლის გამჭვირვალობა ყველგან ერთნაირი არ არის და იცვლება დროსა და სივრცეში. სანაპიროების მახლობლად, ასევე მცირეწყლიან ადგილებში, განსაკუთრებით ქარიშხლის შემდეგ, გამჭვირვალობა მცირეა. წყლის გამჭვირვალობა მცირდება აგრეთვე პლანქტონების განვითარების პერიოდში.

წყლის გამჭვირვალობას ზომავენ სეკის დისკოს საშუალებით, რომელიც წარმოადგენს თეთრი ფერით შეღებილი ლითონის 30 სმ დიამეტრიან მრგვალ დისკოს. მას მიბმული აქვს დანაყოფებიანი თოკი, რომლის საშუალებითაც დისკოს ჰორიზონტულ მდგომარეობაში უშვებენ წყალში, სანამ არ დაიმალება; შემდეგ ამოწევენ ზევით, უთვალთვალებენ მის გამოჩენას, მანძილს დაფარვასა და გამოჩენას შორის შუაზე ყოფენ და უმატებენ წყლის ზედაპირიდან ჩაშვებული თოკის სიგრძეს, რომელსაც თოკის დანაყოფებზე აითვლიან. ეს სიღრმე იქნება წყლის გამჭვირვალობა.

უდიდესი გამჭვირვალობა შეიმჩნეულია ატლანტის ოკეანეში სარგასის ზღვაში (66,5 მ). ი. მ. შოკალსკის სონაცემებით წყნარ ოკეანეში გამჭვირვალობა 59 მ-ს აღწევს, ინდოეთის ოკეანეში — 40—50 მეტრს. მსოფლიო ოკეანის ღია ნაწილში გამჭვირვალობა ეკვატორიდან პოლუსებისაკენ მცირდება, მაგრამ პოლარულ რაიონებში იგი შეიძლება საგრძნობლად დიდიც იყოს. მაგალითად, მურმანსკის სანაპიროებთან ადრე გაზაფხულზე დადგენილ იქნა გამჭვირვალობა 40—45 მეტრზე. ხმელთაშუა ზღვაში, სირიის სანაპიროებთან, გამჭვირვალობა 50—60 მ-ს აღწევს, შავ ზღვაში — 25 მ-ს, თეთრ ზღვაში კი 8 მ-ს არ აღემატება.

ზღვის წყალთა გამჭვირვალობის შესწავლას დიდი მნიშვნელობა აქვს ნაოსნობისათვის. ასევე ზღვებსა და ოკეანეებში თევზჭერისათვის.

§ 182. ზღვის ფერი

ზღვის ფერი შეიძლება ზღვის წყლის ფერისაგან განვასხვაოთ. ზღვის ფერი აწინდისა და სხვა ბუნებრივი ფაქტორების გავლენით ხშირად იცვლება, ხოლო წყლის ფერი მუდმივია. ვ. ვ. შულეიკინის მიხედვით ზღვის ფერი ადამიანის მიერ შემდეგნაირად შეიგრძნობა. როდესაც ადამიანი ზღვის ზედაპირს აკვირდება, მის თვალს ხვდება წყლის ზედაპირიდან არეკვლილი და სიღრმიდან ამოსული სხივები. არეკვლილ სხივთა სპექტრული შედგენილობა ისეთივეა, როგორც არის იგი წყლის ზედაპირზე, ხოლო ზღვის სიღრმიდან ამოსული სხივების სპექტრულ შედგენილობას წყალში გარდატეხის შემდეგ ადამიანის თვალი სხვანაირად შეიგრძნობს. როგორც ვიცით, წყალი ყველაზე უფრო ნთქავს წითელ და ყვითელ სხივებს, რომლებიც წყლიდან გამოსვლის შემდეგ ლურჯ-მწვანე ფერის შთაბეჭდილებას ქმნის. მაგრამ ზღვიდან გაფანტული სინათლე არა მარტო ლურჯ-მწვანე ფერს შეიცავს, არამედ წითელსაც.

ზღვის ფერზე დიდ გავლენას ახდენს მორღუმბლულობა, ქარები და ღელვა. როდესაც ცა ხშირი ღრუმბლებით არის დაფარული, ზღვის ზედა ფენა მუქი გვეჩ-

ენება, რადგან არეკვლილ და გაფანტულ სხივთა რაოდენობა მკვეთრად მცირდება. იგივე მოვლენას აქვს ადგილი ზღვის ღელვის დროსაც. ტალღებით დაფარული ზღვის ზედაპირი პირქვეში შეხედულებისაა.

ზღვის სანაპირო ნაწილი უფრო მუქად მოჩანს, ვიდრე ნაპირიდან დაშორებული ზღვის ნაწილი. ეს იმით აიხსნება, რომ ზღვიდან გამოსული სხივები უფრო მეტად ზევით იფანტება და შორიდან თვალს მცირე რაოდენობით ხვდება. ამგვარად, ზღვის ფერი დამოკიდებულია მთელ რიგ ფაქტორებზე, როგორცაა შორის მთავარია: ზღვის განათებულობა, ზღვის ზედაპირის მდგომარეობა, ზღვაში ატივინარებული მასალისა და ჰაერის ბუშტუკების რაოდენობა, მოღრუბლულობის სიდიდე და ღრუბლების სხვადასხვაობა.

ზღვის წყლის ფერი, როგორც საერთოდ სხვა წყლებსა. მტრედისფერია, მაგრამ იგი ძირითადად დამოკიდებულია წყალში არსებული ორგანული და არაორგანული მინარევების რაოდენობასა და ხასიათზე. ზღვის წყლის ფერს საზღვრავენ ფორელუელეს სკალით, რომელიც შედგება 21 სინჯარისაგან, სადაც მოთავსებულია სხვადასხვა ფერის წყალი, სუფთა ლურჯიდან (ოკეანური) ყავისფერამდე (ქაობის წყალი).

ყველა ოკეანის წყლების ფერი ტროპიკულ მხარეში მუქი მტრედისფერი და ლურჯია. ზომიერ სივანელებში წყალი მომწვანო ფერისაა, პოლარულ მხარეებში კი უფრო მწვანეა. ხმელთაშუა ზღვა ლურჯი ფერით გამოირჩევა. შავი ზღვის წყალიც ასეთივე ლურჯია. აზოვის ზღვა მწვანე ფერს ატარებს. უფრო მომწვანო ფერით გამოირჩევა ბალტიის ზღვის წყალი. თეთრი ზღვის წყალიც მომწვანო ფერისაა; თეთრს მას იმიტომ უწოდებენ, რომ წლის დიდ პერიოდში ყინულებით არის დაფარული.

§ 18a. ზღვის ნათება

ბნელ ღამეში მეზღვაურები ხშირად ზღვის ნათების მოვლენებს ხვდებიან. ზღვის ნათება წარმოადგენს არა თვით ზღვის წყლის ნათების თვისებას, არამედ ზღვის წყალში. მცხოვრები ორგანიზმების თვისებას. რომლებიც თავიანთი ორგანიზმებიდან „ცოცხალ სინათლეს“ უშვებენ. ასეთ ორგანიზმებს მიეკუთვნება მანათებელი ბაქტერიები. თუ ასეთ ბაქტერიებს სასურველ ადგილზე მოვათავსებთ და შესაფერის პირობებს შევუქმნით, მაშინ მათი კოლონიები წარმოგვიდგება ცოცხალ ნათურებად, რომელთა სინათლეზე ადვილად შეიძლება წერა, კითხვა და ფოტოგრაფირება.

მანათებელი ბაქტერიები ყველაზე უფრო მეტად დიდ მდინარეთა შესართავების ახლოს გვხვდება ზღვის სანაპიროებთან. ზოგიერთ რაიონებში ზღვის ნათება იმდენად ძლიერია, რომ ზღვის წყალი ვარდისფერ რძეს ემსგავსება.

ზღვის წყლის ნათებას, გარდა მანათებელი ბაქტერიებისა, წვრილი ორგანიზმებიც იწვევს, რომელთაგან ყველაზე უფრო ცნობილია ღამემნათა „ნოკტილუკა“.

ნათების თვისება, გარდა ბაქტერიებისა და წვრილი ორგანიზმებისა, აქვს უფრო დიდ ორგანიზმებსაც, როგორიც არის მეღუზები, მრგვალი ქიები, სხვადასხვა სახის თევზები და სხვ.

სანაოსნო გზებზე ჰისტემატური დაკვირვებით დადგენილია, რომ ზღვის ნათება უფრო მეტად ახასიათებს ტროპიკულ ზღვებს, ასევე მკაფიოდ შეიმჩნევა აფრიკის აღმოსავლეთ სანაპიროებთან. ინდოეთის სანაპიროების ზღვის ნა-

თება უფრო მეტად აგვისტოშია, ევროპის სანაპიროებთან მაქსიმუმს ივლის-აგვისტოში აღწევს, ხოლო ამერიკის სანაპიროებთან — მარტსა და აპრილში. ყველაზე უფრო ძლიერი ნათებით წითელი ზღვა გამოირჩევა. ზღვის ნათება გვხვდება აგრეთვე შავ ზღვაში, ბალტიის ზღვაში და სხვაგან.

§ 184. ზღვის წყალში ხმის გავრცელება

ხმა ზღვის წყალში უფრო დიდი სიჩქარით ვრცელდება, ვიდრე ჰაერში. ხმის გავრცელების გზაზე წყალში მოთავსებული ნაწილაკები დიდი სისწრაფით იწყებს რხევით მოძრაობას, რაც ხელს უწყობს ხმის გავრცელების სიჩქარის გადიდებას.

ზღვის წყალში ხმის გავრცელების სიჩქარე შეიძლება გამოანგარიშებულ იქნეს ფორმულით: $C = \frac{1}{\sqrt{k\rho}}$, სადაც C ხმის გავრცელების სიჩქარეა მ/წ, k — წყლის სიმტკიცის კოეფიციენტი, ρ — ზღვის წყლის სიმკვრივე.

ხმის სიჩქარე ზღვის წყლის 0°-ის ტემპერატურისა და 35‰ მარილიანობის დროს 1445 მ/წ უდრის. ტემპერატურისა და მარილიანობის გადიდებისას ხმის გავრცელების სიჩქარე მატულობს.

რადგანაც ზღვის წყლის სიღრმეში ტემპერატურა და მარილიანობა იცვლება, იცვლება ხმის გავრცელების სიჩქარეც. დიდ სიღრმეებზე ხმის სიჩქარე 10% -ით აღემატება სიჩქარეებს ზედაპირის მახლობელ ფენებში.

ცხრილი 44
ზღვის წყალში ხმის სიჩქარის გავრცელება მ/წ სხვადასხვა მარილიანობისა და ტემპერატურის დროს
(გ. რ. ეუკოესის მიხედვით)

მარილიანობა/‰	10	20	30	40	50
ტემპერატურა					
10	1456	1468	1481	1487	1493
20	1491	1502	1513	1519	1524
30	1517	1527	1535	1543	1548

ზღვის მთელი სიღრმისათვის ხმის გავრცელების საშუალო სიჩქარე რომ გამოვიანგარიშოთ, საჭიროა ზღვის მთელი წყლის სისქე დავყოთ ფენებად და განვსაზღვროთ თითოეული ფენისათვის მარილიანობა და ტემპერატურა. შემდეგ საშუალო სიჩქარეს გამოვიანგარიშებთ ფორმულით:

$$V_{\text{საშ.}} = \frac{\sum_0^n v_s h}{H}$$

სადაც v_s თითოეული ფენის სიჩქარეა, h — ფენის სისქე მეტრობით, H — ზომის ადგილზე სიღრმე ზედაპირიდან ფსკერამდე მ-ობით.

ხმის შთანთქმა ზღვის წყალში სამჯერ უფრო ნაკლებად ხდება, ვიდრე ჰაერში, ამიტომ ხმა ზღვის წყალში უფრო სწრაფად და დიდ მანძილზე ვრცელდება.

ზღვის წყლის აკუსტიკურ თვისებებს დიდი მნიშვნელობა აქვს ნისლიან ამინდში გემებს შორის ურთიერთკავშირისათვის. წყალში ხმის გავრცელების პრინციპზე მოწყობილი ექოლოტებით ადვილად საზღვრავენ უმოკლეს დროში უდიდეს სიღრმეებს და იყენებენ თევზის ქარაენების ადგილის განსაზღვრისათვის.

§ 185. ლელვა ზღვაზე და ოკეანეებში

ზღვებისა და ოკეანეების ლელვა წარმოადგენს წყლის ნაწილაკების ჰეროლულ რყევადობას. თუ რაიმე მიზეზით წყლის წონასწორობა დაირღვა, მაშინ სითხის ნაწილაკები ცდილობს თავის წონასწორობის აღდგენას, რის შედეგადაც ზღვაში წყლის ტალღური რყევადობა წარმოიშობა. ზღვებში ტალღები შეიძლება წარმოიქმნას ქარის მოქმედებით, მიწისძვრითა და ვულკანების მოქმედებით, წყლის ზედაპირზე ატმოსფერული წნევის სხვადასხვაობით, ზღვის მიმოქცევით. წყლის მოდენითა და მიდენით (ტალღების სხვადასხვა სახეები და ტალღის ელემენტები იხ. VII თავში).

მიწისძვრით გამოწვეული ტალღები. მიწისძვრით გამოწვეული ბიძგებ ზღვებსა და ოკეანეებში სეისმურ ტალღებს წარმოქმნის. ძლიერი მიწისძვრები წარმოიშობა ვულკანური მოქმედების შედეგად ან დედამიწის შრეების დასხლეტითა და გადაადგილებით. დედამიწის შრეების უეცარი გადაადგილება ან ვულკანური მოქმედებით გამოწვეული მიწისძვრა იწვევს მძლავრ ბიძგებს, რის შედეგადაც წარმოიშობა ე. წ. განმარტოებული ტალღები. რომლებიც მიწისძვრის ცენტრიდან დიდი სისწრაფით ვრცელდება.

ზოგჯერ მიწისძვრები იწვევს მთელ რიგ თანმიმდევრულ ტალღებს, რომლებსაც იაპონელი მკვლევრები „ცუნამებს“ უწოდებენ. ცუნამები წარმოიშობა ძლიერი მიწისძვრის ბიძგების შედეგად, რასაც თან მოჰყვება ოკეანის ფსკერზე დიდი სისწრაფით ჩამოქცევები, ნასხლეტები და სხვ. ნაპირებიდან მოშორებით ცუნამების ტალღებს აქვს გლუვი მოხაზულობა, ხოლო სანაპიროებთან ტალღების ციცაბობა სწრაფად იზრდება და ნაპირებს დიდი ძალით ეჯახება. სანაპიროს განიერ სწორ ზედაპირზე ცუნამების ტალღის სიმაღლე 6 მეტრს არ აღემატება, ხოლო ვიწრო სრუტეებში 15—20 მეტრსაც აღწევს.

მიწისძვრით გამოწვეული ტალღების მიერ ერთ-ერთ ნგრევით მოქმედება: ი. ბ. შპინდლერი შემდეგნაირად აღწერს: 1854 წელს იაპონიაში მიწისძვრის დროს სიმოდის რეიდზე რუსეთის ფრეგატი „დიანა“ იდგა. მის ეურნალში აღწერილია შემდეგი: მიწისძვრის პირველი ბიძგი 9 საათსა და 15 წუთზე ეივრძენით, ვეებერთელა ტალღა წამოვიდა ყურისაკენ. სადაც ფრეგატი ლუზაზე იდგა. რამდენიმე წუთის განმავლობაში ქალაქში სახლები და ტაძრები წყლით დაიფარა, გემებს ტალღები ერთმანეთზე ახეთქებდა და აზიანებდა. ტალღებს სხვადასხვა ნამსხვრევები მოჰქონდა. საშინელი ძალით მოსულმა წყალმა ქალაქი მთლიანად გაანადგურა. 11 საათსა და 15 წუთზე ფრეგატი წყალმა გაიტაცა და მან ერთი ლუზა დაკარგა, ამის გამო დაიწყო ბრუნვითი მოძრაობა. ტალღები ისეთი სისწრაფით მოძრაობდა იმ ვიწრო ყურეში, რომ იქ მორევისებური მოძრაობა წარმოიშვა, რომელშიაც ფრეგატი მოექცა და ავარია განიცადა; ტალღების მოქცევა ყურეში შუადღემდე არ შეწყვეტილა. ზღვის დონე 2—12 მეტრამდე მერყეობდა.

ი. ბ. შპინდლერი აღნიშნავს, რომ ამ მიწისძვრის დროს წარმოშობილი

ტალღები შექმნიულ იქნა სან-ფრანცისკოში 12 საათსა და 5 წუთზე, ხოლო სან-დიეგოში 13,8 საათის შემდეგ.

კულკანური ამონთხევების შედეგად წარმოშობილი ტალღები უფრო იშვიათად გვხვდება. როგორც ი. მ. შოკალსკი აღნიშნავს, ვულკანური მოქმედების შედეგად წარმოშობილი უდიდესი ტალღა შექმნიულ იქნა 1883 წელს, 26 აგვისტოს ვულკან კრაკატაუს ამონთხევის დროს. ამონთხევა მოხდა საღამოს 8 საათზე. დილის 5 საათზე და საღამოს 10 საათზე. უკანასკნელი ამონთხევა ეველაზე ძლიერი იყო. თითოეული ამონთხევა იწვევდა ძლიერ ღელვას, რომელიც კუნძ. იავასა და სუმატრის ნაპირებს წყლით ფარავდა.

უკანასკნელმა ამონთხევამ წარმოშვა ისეთი მძლავრი ტალღა, რომ სეზუსა და სეპეზიას კუნძულები წყალმა დაფარა და ნიადაგი მთლიანად გადაარეცხა. ზოგან ტალღის სიმაღლე 25—35 მეტრს აღწევდა. კუნძულ იავაზე, მერაყის ნავსადგურში. ტალღამ გემები ღუზიდან მოგლიჯა და ზღვის ნაპირიდან ხმელეთზე ერთი კილომეტრის მანძილზე. ხოლო ზღვის დონიდან 9 მეტრის სიმაღლეზე გადაისროლა. ტალღები ზონდის სრუტიდან ინდოეთის ოკეანეში გავრცელდა. კეილონთან ტალღის სიმაღლე 2,5 მეტრს უდრიდა, ავსტრალიის დასავლეთ სანაპიროებთან — 1,5 მეტრს. ტალღამ გადაიარა სამხრეთით ატლანტის ოკეანე და ჰორნოს კონცხს მიიღწია. უკანასკნელი ამონთხევის დროს ტალღებმა ინგლისის სანაპიროებს 32 საათისა და 35 წუთის შემდეგ მიაღწია. კრაკატაუს შესამე ამონთხევის დროს წარმოშობილმა ტალღებმა 20000 კმ გაიარა. ტალღის სიგრძე 524000 მეტრს უდრიდა, ხოლო მისი გავრცელების სიჩქარე 189 მ/წ-ს აღწევდა.

§ 118. მცურავი საგნებისა და ზეთის გავლენა ღელვაზე

ზღვია ღელვის შედეგად გემები განიცდის რყევას. გემების რყევადობა პირითადად დამოკიდებულია გემისა და ტალღების სიდიდეზე. დიდი ღელვის დროს გემი კარგავს წონასწორობას, ამიტომ საჭიროა გემის კურსისა და სიჩქარის შეცვლა. დიდი ტალღების თხემები ხშირად რეცხავს გემბანებიდან ხალხს, ტვირთს და სხვ. ამის საწინააღმდეგოდ მეზღვაურები ხშირად ზღვაში ზეთს ასხამენ. ზეთი სწრაფად იშლება წყლის ზედაპირზე და მას თხელ ფენად გადაეკვრება. ზეთი შედარებით უფრო ბლანტია და ხელს უშლის ქარის მიერ ტალღის თხემზე წარმოშობილ მეორადი ტალღების განვითარებას. ზეთის ზედაპირული დაჭიმულობა ორჯერ და მეტჯერ მცირეა წყლის ზედაპირულ დაჭიმულობაზე. დაკვირვებით დადგენილია, რომ რამდენადაც მეტია სითხის ზედაპირული დაჭიმულობა, იმდენად დიდია ტალღის ციკაბობა.

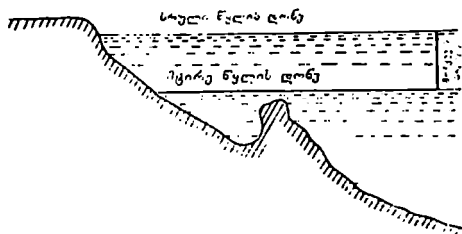
ზეთის ზემოაღნიშნული თვისება განაპირობებს მღელვარე ზღვის დაწყნარებას. სრულიად საკმარისია 3 ლიტრი ზეთი (უმჯობესია ცხოველებსგან, თევზისგან ან სელაბისგან მიღებული ზეთი), რომ გემის ცურვის გზაზე ჩაქრობილ იქნეს მეორადი ტალღები, გასწორდეს დიდი ტალღების თხემები და სხვ.

ანალოგიურად მოქმედებს ღელვის ჩასაქრობად ზღვაში მოცურავე საგნები. ღელვის დროს სეტყვითა და ძლიერი წვიმების შედეგად ტალღები ჩვეულებრივ მცირდება. რადგან სეტყვა და წვიმის წვეთები იჭრება ზღვის წყლის პირბემში და ხელს უშლის წყლის ნაწილაკების მოძრაობას თავის ორბიტაზე. ამის შედეგად ტალღები ჩაქრობას იწყებს.

5. ნ. ზუბოვის მონაცემების მიხედვით ზღვის დეღას ძალიან ასეს-
ტებს მცურავი ყინულები. მცურავი ყინულები 7 ბალის სიხშირის დროს, თუნ-
დაც ძლიერი ქარიშხალისას, ნამსხვრევი ყინულებიდან 1—2 მილის დაშორე-
ბით ზღვაში დეღას თითქმის სპობს.

§ 187. მოქცევა და უაუქცევა

მოვლენის აღწერა ზღვის წყლის დონეთა პერიოდულ რყევადობას მიმოქ-
ცევა ეწოდება, რომელიც მთვარისა და მზის მიზიდულობის შედეგად წარმოი-
შობა. მოქცევის დროს წყლის დონე თანდათან მატულობს და ბოლოს უდრ-



ნახ. 96. დონეთა მდგომარეობა მოქცევისა და უაუქცევის დროს.

დეს ზღვარს აღწევს, უაუქცევის დროს კი თანდათან კლებულობს და მინიმუ-
მამდე ეცემა. მოქცევის წყლის უმაღლეს დონეს ს რ უ ლ წ ყ ლ ი ა ნ ი ე წ ო დ ე-
ბა, წყლის უაუქცევის უდაბლეს დონეს კ ი — მ ც ი რ ე წ ყ ლ ი ა ნ ი. მცირეწყლი-
ან და სრულწყლიან დონეთა მომენტებს შორის დროის მონაკვეთს წ ყ ლ ი ს
ზ რ დ ი ს დ რ ო ე წ ო დ ე ბ ა, ხოლო სრულწყლიან და მცირეწყლიან დონეთა
შორის დროის მონაკვეთს — დ ო ნ ე თ ა და ც ე მ ი ს დ რ ო. სრულწყლი-
ანსა და მცირეწყლიან დონეს შორის ვერტიკალურ მანძილს მოქცევის
ს ი დ ი დ ე ე წ ო დ ე ბ ა.

ამჟამად საბჭოთა კავშირში მოქცევის სიდიდის ნახევარს ამპლიტუდას უწო-
დებენ.

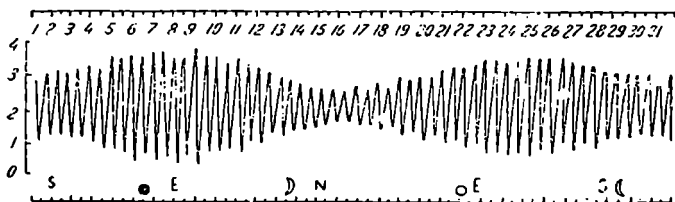
წყლის დონეთა მატებისა და დაკლების ხანგრძლიობა 6 საათსა და 12,5
წუთს უდრის, მოვლენის პერიოდი (მომატებასა და დაკლებასთან ერთად) კი
12 საათსა და 25 წუთს შეადგენს, ე. ი. დღე-ღამის განმავლობაში ორი სრულ-
წყლიანი და ორი მცირეწყლიანი პერიოდი იქნება. ასეთ მოვლენას ნ ა ხ ე ვ ა რ-
დ ლ ე დ ა მ უ რ ი მ ი მ ო ქ ც ე ვ ა ე წ ო დ ე ბ ა (ნახ. 97).

მსოფლიო ოკეანის ზოგიერთ ადგილას მიმოქცევის მოვლენის ხანგრძლიო-
ბა 24 საათსა და 50 წუთს უდრის, ე. ი. დონეთა აწევისა და დონეთა დაწევის
პერიოდები 12 საათსა და 25 წუთს შეადგენს. ასეთ მოვლენას ა რ ა წ ე ს ი ე-
რ ი დ ლ ე დ ა მ უ რ ი მ ი მ ო ქ ც ე ვ ა ე წ ო დ ე ბ ა (ნახ. 98).

ხშირად თვის განმავლობაში მიმოქცევის მოვლენები პერიოდულობას იკე-
ლის: ხან ნახევარდღეამურ ტიპს უახლოვდება, ხან კი — დღეამურს. ასეთ
მოვლენას შ ე რ ე უ ლ ი მ ი მ ო ქ ც ე ვ ა ე წ ო დ ე ბ ა.

დონეთა მომატებისა და დაკლების დროები, აგრეთვე ორ მეზობელ სრულ-
წყლიან და მცირეწყლიან დონეთა სიმაღლეები შეიძლება არ იყოს ერთნაირი ან

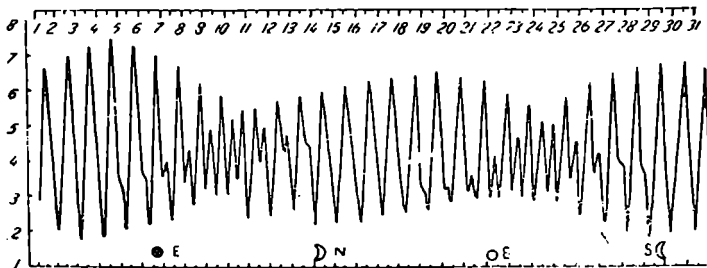
ზრულიად განსხვავდებოდეს ერთიმეორისაგან. დონეთა და მათი დგომის დროების ცვალებადობის მიხედვით ასწავებენ წესიერ და არაწესიერ მიმოქცევებს.



ნახ. 97. წესიერი ნახევარდღელამური მიმოქცევა.

● — ახალი მთვარე, D — პირველი მეოთხედი, O — საესე მთვარე, S — უკანასკნელი მეოთხედი, E — მთვარე ეკვატორზე, N — მთვარე ჩრდილოეთის მცირე გადახრით, S — მთვარე სამხრეთის მცირე გადახრით.

მოქცევის ცნებაში გულისხმობენ წყლის დონის მომატებას რომელიმე სხვა დონესთან შედარებით. პირობითად ასეთ შესაღარებელ დონედ ღებულობენ



ნახ. 98. არაწესიერი დღელამური მიმოქცევა.

გრაფიკის ნულს, ლარტყის ნულს ან მრავალწლიურ საშუალო დონეს. რომელიმე მათგანი მუდმივ დონედ უნდა მივიჩნიოთ, საიდანაც განისაზღვრება დონეთა შემდეგი რყევადობის სიდიდეები.

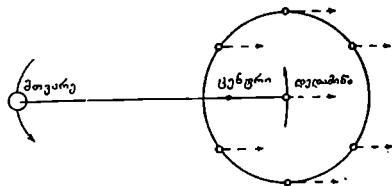
§ 188. მიმოქცევის წარმოშობის კალაბი

ზღვის წყლის მოქცევისა და უკუქცევის დონეთა რყევადობა წყლის, დედამიწის, მზისა და მთვარის ურთიერთმიზიდულობის ძალებით წარმოიქმნება. მიმოქცევის თეორია ძირითადად მსოფლიო მიზიდულობის ორ ძირითად კანონზეა დაფუძნებული, რომელიც ნიუტონის მიერ შემდეგნაირად არის ჩამოყალიბებული:

1. სხეულების ურთიერთმიზიდულობა მათი მასების პირდაპირპროპორციულია;
2. სხეულების ურთიერთმიზიდულობა ამ მასებს შორის მანძილის კვადრატის უკუპროპორციულია.

ამ კანონებს დედამიწის მასა და მისი თანამგზავრი მთვარეც ექორჩილება. მაშასადამე, არა მარტო მთვარე იზიდავს დედამიწას, არამედ დედამიწაც იზიდავს მთვარეს.

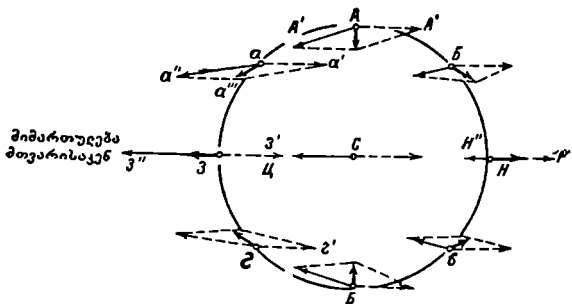
ორთავე პლანეტა რომელიმე ლერძის გარშემო ბრუნავს და ბრუნვის დროს ცენტრიდანული ძალები წარმოიქმნება. ეს ძალები ურთიერთმიზიდულობის ძალებს აწონასწორებს და ორივე პლანეტას ხელს უშლის ერთიმეორეს დაეჭახაძეს. დედამიწის მასა



ნახ. 99. დედამიწისა და მთვარის სისტემის საერთო ცენტრის გარშემო ბრუნვის სქემა.

81,5-ჯერ მეტია მთვარის მასაზე. ამიტომ ის ლერძი, რომლის გარშემოც დედამიწისა და მთვარის სისტემა ბრუნავს, უფრო დედამიწის ცენტრის მახლობლად იმყოფება, ვიდრე მთვარის ცენტრთან. ეს ლერძი კვეთს ორთავე პლანეტის ცენტრების შემაერთებელ ხაზს დედამიწის ცენტრიდან დედამიწის რადიუსის 0,73 სიგრძის მანძილზე (ნახ. 99).

ამ სისტემების ლერძის გარშემო ბრუნვის დროს ურთიერთმიზიდულობის ძალები და ცენტრიდანული ძალები ერთიმეორეს უწონასწორდება. ეს სა-



ნახ. 100. ცენტრიდანულ და მიზიდულობის ძალთა შეჯამების სქემა.

მართლიანი იქნება მთელი სისტემისათვის, ხოლო დედამიწის ზედაპირის ცალკეული ნაწილაკისათვის სულ სხვა მდგომარეობა იქნება. დედამიწის ზედაპირის თითოეულ ნაწილაკზე ერთსა და იმავე დროს ორი ძალა მოქმედებს. პირველი — ცენტრიდანული ძალა, რომელიც წარმოიქმნება დედამიწისა და მთვარის სისტემის საერთო ლერძის გარშემო ბრუნვის დროს, და მეორე — მთვარის მიზიდულობის ძალა. ცენტრიდანული ძალა დედამიწის ზედაპირის თითოეულ ნაწილაკზე ყოველთვის ერთი და იმავე მიმართულებითა და სიდიდის იქნება. მთვარის მიზიდულობის ძალა კი დედამიწის ზედაპირის სხვადასხვა წერტილში სხვადასხვა იქნება, რადგანაც მისი მიმართულება დამოკიდებულია მთვარის მდგომარეობასა და მიზიდულობის ძალაზე, რომელიც მთვარისა და დედამიწის რომელიმე ნაწილაკს შორის მანძილის კვადრატის უკუპროპორციულია.

ამ ორი ძალის მოქმედება დედამიწის ცალკეული ნაწილაკის მიმართ შეიძლება შეიცვალოს მათი ტოლქმედი ძალით, რომელიც წყლის მიმოქცევის ძალას წარმოადგენს (ნახ. 100).

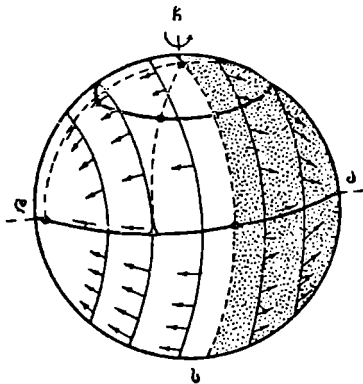
მე-100 ნახაზზე *AHEB*-თი გამოსახულია დედამიწის ეკვატორის სიბრტყე, სადაც დედამიწის ბრუნვის ღერძი *C* წერტილში გადის, ხოლო დედამიწის და მთვარის სისტემის ბრუნვის ღერძი—*U* წერტილში. დავუშვათ, რომ დროის რომელიმე მომენტში მთვარე დედამიწის ეკვატორის სიბრტყეშია, ე. ი. მისი გადახრა დედამიწიდან ნულის ტოლია. ამ დროს დედამიწის ზედაპირის ხაწილაკებზე მოქმედი ცენტრიდანული ძალები ერთიმეორისადმი პარალელურია და სიდიდით ერთიმეორის ტოლია. ნახაზზე ცენტრიდანული ძალები აღნიშნულია წვეტილი ხაზებით. გარდა ამ ძალებისა, თითოეულ ნაწილაკზე მოქმედებს მიზიდულობის ძალებიც, რომელთა სიდიდე უკუპროპორციულია ნაწილაკსა და მთვარეს შორის მანძილისა. ეს ძალები ნახაზზე ნაჩვენებია მუქი ხაზებით, რომლებიც მიმართულია მარცხნივ მთვარის ცენტრისაკენ და დახრილია სხვადასხვა კუთხით მთვარისა და დედამიწის ცენტრების შემაერთებელი ხაზისაკენ. მიზიდულობის ძალები დედამიწის ცენტრში ერთიმეორის ტოლია, ხოლო მიმართულია ერთიმეორის საწინააღმდეგოდ და ამიტომ გაწონასწორებულია. *M* წერტილში მიზიდულობის ძალა *33'* მეტია *3'* ცენტრიდანულ ძალაზე და მიმართულია მთვარისაკენ. ამ ძალების თანაბარმოქმედი ძალა უდრის მათ სხვაობას და მიმართულია დედამიწის ცენტრიდან მარცხნივ მთვარისაკენ (მიზიდულობის ძალისაკენ). *a* წერტილში ცენტრიდანული ძალა *aa'* და მიზიდულობის ძალა *aa''* ერთიმეორისადმი ქმნის რომელიმე კუთხეს. მათი ტოლქმედი ძალა *aa'''* მიმართულია ამ ძალების პარალელოგრამის დიაგონალით დედამიწისა და მთვარის ცენტრების შემაერთებელი ხაზისაკენ რომელიმე კუთხით. *a* წერტილის ანალოგიურად აიგება პარალელოგრამები *a, b* და *b* წერტილებშიც და განისაზღვრება მათი მიმართულება და სიდიდე. ამ წერტილების ტოლქმედი ძალები მიმართული იქნება დედამიწის ცენტრიდან მარჯვნივ. *H* წერტილში ცენტრიდანული ძალა *HH'* მეტია *HH''* მიზიდულობის ძალაზე; ეს ორივე ძალა ერთიმეორის საწინააღმდეგოდ არის მიმართული. ამ ძალების ტოლქმედი ძალა უდრის მათ სხვაობას და მიმართულია დედამიწის ცენტრიდან უდიდესი ძალისაკენ (მიზიდულობის). ზემოაღნიშნული დებულება სამართლიანია არა მარტო ეკვატორის მიმართ, არამედ სასურველი სხვა სიბრტყისთვისაც, რომელიც დედამიწისა და მთვარის ცენტრებს შორის გაივლის.

დედამიწისა და მთვარის სისტემის მიზიდულობისა და ცენტრიდანული ძალების ტოლქმედი ძალა, უფრო სწორად მათი ჰორიზონტული შემადგენელი, მსოფლიო ოკეანის წყლის ნაწილაკებზე მოქმედებს, მოჰყავს ისინი მოძრაობაში, რაც მოქცევისა და უქუქცევის იწვევს. ამიტომ ამ ძალებს მიმოქცევის წარმომქმნელ ძალებს უწოდებენ. უნდა აღვნიშნოთ, რომ დედამიწის ზედაპირის ნაწილაკებზე აგრეთვე მოქმედებს თავის ღერძის გარშემო დედამიწის ბრუნვით გამოწვეული ცენტრიდანული ძალები. მაგრამ ეს ძალები მხოლოდ ცვლის დედამიწის მიზიდულობის ძალებს და მიმოქცევაზე გავლენას არ ახდენს. ამიტომ მიმოქცევის ძალების განხილვის დროს ამ ძალებს ყურადღება არ ექცევა. ზემოთ აღნიშნული მიმოქცევის წარმომქმნელი ძალები შეიძლება ვერტიკალურ და ჰორიზონტულ შემადგენელ ძალებად დავშალოთ. პირველს არ-

შეუძლია გამოიწვიოს ვერტიკალურად წყლის ნაწილაკების ჰობრაობა. იგი მხოლოდ უმნიშვნელოდ ცვლის სიმძიმის ძალებს. პორიზონტული ძალების შემადგენელი ეხება წყლის ნაწილაკებს და მათ გადანაცვლებას იწვევს. ეს ძალები წარმოადგენს დედამიწის სფეროში მოქცევისა და უკუქცევის მიზეზებს.

101-ე ნახაზზე ნაჩვენებია მიმოქცევის წარმომქმნელი ძალების პორიზონტული შემადგენლების განაწილება ისეთი შემთხვევისათვის, როდესაც მთვარე ეკვატორის სიბრტყეზეა. ამ ნახაზზე დამკვირვებელი 3 წერტილში იმყოფება იმ მომენტში, როდესაც მთვარე ზენიტშია.

ა წერტილში, ისე როგორც პირდაპირ საწინააღმდეგო დ წერტილში, როცა მთვარე იმყოფება ნადირში, პორიზონტული შემადგენელი ძალები ნულის ტოლია. ზუსტად ამგვარადვე, იმ წრეზე, რომელიც უფს დედამიწის სფეროს ორ ნაწილად (მთვარის მიერ განათებულ და გაუნათებელ ნაწილებად), პორიზონტული შემადგენელი ნულის ტოლი იქნება.



მთვარის მიერ განათებული წრიდან მარჯვნივ და მარცხნივ ეყვლა წერტილში პორიზონტული შემადგენელი ძალები პირველად იწვევს ზრდას რომელიმე საზღვრამდე; ხოლო შემდეგ მცირდება განათებული წრიდან მარჯვნივ და მარცხნივ პორიზონტული შემადგენლები სხვადასხვა მხრისკენ არის მიმართული. დედამიწის ღერძის გარშემო ბრუნვის დროს (ბრუნვის მიმართულება ნაჩვენებია 101-ე ნახ. ისრით ზევით) დამკვირვებელი გადაინაცვლებს იმგვარად, რომ პორიზონტული შემადგენელი პირველად მომატებული იქნება და დაახლოებით 3 საათის შემდეგ დამკვირვებელი იმ მდგომარეობაში მოხვდება, როდესაც პორიზონტული შემადგენელი მაქსიმალურ სიდიდეს მიაღწევს. შემდეგ მომენტში, როდესაც დამკვირვებელი აღმოჩნდება განათებულ წრეზე (ამ დროს მთვარე პორიზონტზე იქნება) პორიზონტული შემადგენელი ნულის ტოლი იქნება. შემდეგ იგი თავის მიმართულებას იცვლის, 3 საათის შემდეგ ისევ მაქსიმუმს მიაღწევს, ხელახლა დაიწყებს შემცირებას და 3 საათის შემდეგ, როდესაც მთვარე დამკვირვებლიდან ნადირში იქნება, პორიზონტული შემადგენელი ისევ ნული იქნება. შემდეგი გოვლენა იმავე წესით განმეორდება.

რადგანაც დედამიწა ბრუნავს მზის გარშემო, ცხადია, დედამიწისა და მზის სისტემაში წარმოიქმნება ისეთივე ძალები, როგორც არის მთვარისა და მზის სისტემაში, ე. ი. ცენტრიდახული და ურთიერთმიზიდულობის ძალები. მაშასადამე, დედამიწის სფეროში არსებობს მიმოქცევის ორი სისტემა: ერთი მთვარის მოქმედებით, მეორე -- მზის მოქმედებით.

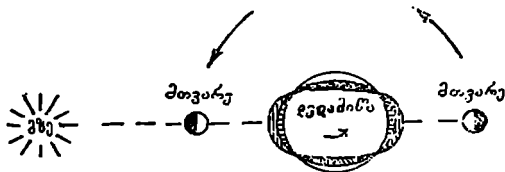
თეორიული გაანგარიშებები გვიჩვენებს, რომ მთვარის მიმოქცევის წარმომქმნელი ძალები 2,17-ჯერ აღემატება მზის მიმოქცევის წარმომქმნელ ძალებს.

ალიონულ ძალებს შორის ასეთი დიდი სხვაობა, მიუხედავად იმისა, რომ მზის მასა დიდად აღემატება მთვარის მასას, გამოწვეულია დედამიწიდან მზის უდიდესი დაშორებით. მანძილი დედამიწიდან მზემდე დაახლოებით 390-ჯერ მეტია, ვიდრე მთვარიდან დედამიწამდე. როგორც მიმოქცევის თეორია გვიჩვენებს, მიმოქცევის წარმომქმნელი ძალები პირდაპირპროპორციულია მათი მასების ნამრავლისა და უკუპროპორციულია მათ შორის მანძილის კუბისა.

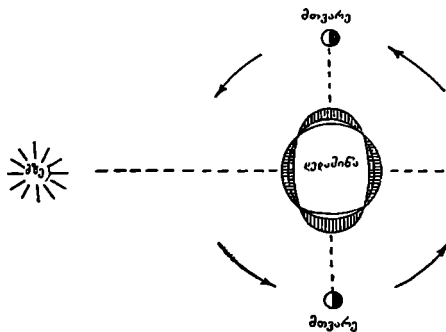
ამის გამო მთვარის მიმოქცევის წარმომქმნელი ძალა მზის მიმოქცევის წარმომქმნელ ძალას აღემატება.

§ 180. მიმოქცევის უბოლოობა

სტატისტიკური თეორიის მიხედვით, თუ მიმოქცევის გამომწვევი მნათობები — მზე და მთვარე — ყოველთვის ეკვატორის სიბრტყეზე იბრუნებდა და ამასთან ერთნაირი სიჩქარითა და მანძილით იქნებოდა დაშორებული დედამიწიდან.



ნახ. 102. მიმოქცევა სიზოგის მომენტში.



ნახ. 103. მიმოქცევა კვადრატურის მომენტში.

დან, მაშინ დედამიწის სფეროზე მიმოქცევა ერთნაირი სიდიდით იწარმოებდა და წესიერი იქნებოდა. დღე-ღამეში ორჯერ იქნებოდა მოქცევა და ორჯერ — უკუქცევა, ე. ი. სრულწულიან და მცირეწულიან დონეთა შორის დროის მონაკვეთი ერთნაირი იქნებოდა. ორ უკანასკნელ სრულწულიან და ორ უკანასკნელ მცირეწულიან დონეთა სიმაღლეები ტოლი იქნებოდა. მაგრამ ბუნებაში ასეთი პირობები არასდროს არ გვხვდება. მზე თავისი ხილული ორბიტით დედამიწის გარშემო 24 საათის განმავლობაში ანათებს, მთვარე კი — 24 საათსა და 50

წუთს. მზე თავის დახრილობას იცვლის წლის განმავლობაში ჩრდ. განედის $23^{\circ} 21'$ -დან $23^{\circ} 27'$ სამხრ. განედამდე. მთვარე კი ჩრდ. განედის $23^{\circ} 27' \pm 5^{\circ} 08'$ -დან სამხრ. განედის $23^{\circ} 27' \pm 5^{\circ} 08'$ -მდე. მანძილი დედამიწიდან მზემდე იცვლება დედამიწის რადიუსის სიგრძის 22949-დან (პერიგეა 2 იანვარი) 23732-მდე (აპოგეა 5 ივლისი), მთვარე კი მანძილს იცვლის დედამიწის რადიუსის სიგრძის 57,0-დან 63,7-მდე. ეს მდგომარეობა იწვევს მიმოქცევის უტოლობას: ნახევართვიურს (მთვარის ფაზების მიხედვით), დღედამურს და სხვ.

პრაქტიკულად ყველაზე დიდია ნახევართვიური უტოლობა. ეს იმით აიხსნება, რომ მზე თავისი ხილული ნაწილით დღე-ღამის განმავლობაში მთვარეს 50 წუთით ასწრებს. ამით იცვლება ურთიერთმდგომარეობა დედამიწას, მთვარესა და მზეს შორის.

სიზოგიაში, ახალი მთვარისა და ნახევარმთვარის დროს, მზისა და მთვარის მიზიდულობით გამოწვეული მიმოქცევის ელიპსოიდის დიდი ღერძი ერთმანეთს ემთხვევა (ნახ. 102).

კვადრატურაში კი მთვარის პირველ და მესამე მეოთხედში ელიპსოიდის დიდი ღერძები (დედამიწისა და მთვარის, დედამიწისა და მზის) ერთმანეთისადმი პერპენდიკულარულად იქნება მიმართული (ნახ. 103).

აქედან ცხადია, რომ სიზოგიაში, ე. ი. ორჯერ თვეში, მოქცევის სიდიდე მზისა და მთვარის მოქცევების ჯამის ტოლი იქნება და ამიტომ უდიდესი იქნება, ხოლო კვადრატებში იგი მზისა და მთვარის მოქცევების სხვაობის ტოლია, ამიტომ მოქცევაც უმცირესია. გაანგარიშებით დადგენილია, რომ სიზოგიური მიმოქცევის სიდიდე სამჯერ აღემატება კვადრატული მიმოქცევის სიდიდეს.

§ 100. მიმოქცევის სტატისტიკური და დინამიკური თეორიები

მიმოქცევის სტატისტიკურ თეორიას პირველად საფუძველი ჩაუყარეს ნიუტონმა და ბერნულმა. მათი თეორიის მიხედვით დედამიწის სფერო წარმოდგენილია მსოფლიო ოკეანის წყლის ერთნაირი სიდიდის ფენით, სადაც ყველა ფიზიკური მომენტი — სიმძიმის ძალა და მიმოქცევის წარმოქმნილი ძალები — წონასწორობაშია.

მაგრამ სტატისტიკური თეორიის დასკვნები ბუნებაში ყოველთვის არ ემთხვევა სინამდვილეს. ასე, მაგალითად, მოქცევის მაქსიმალური დონე სტატისტიკური თეორიით 0,8 მეტრს არ აღემატება, სინამდვილეში კი მოქცევის მაქსიმალური დონე მრავალ ადგილას 10 მეტრზე მეტია. ამ თეორიის მიხედვით სიზოგიური სრული წყლის მაქსიმალური დონე მთვარისა და მზის კულმინაციის მომენტს უნდა ემთხვეოდეს, სინამდვილეში კი სრული წყლის მაქსიმალური დონის დადგომა მზისა და მთვარის კულმინაციის მომენტიდან რამდენიმე საათს ან დღე-ღამეს იგვიანებს და სხვ.

მიმოქცევის სტატისტიკური თეორია სწორად ხსნის მიმოქცევის წარმოქმნის პროცესებს და მათ განსაკუთრებულ თვისებებს, მაგრამ იგი ვერ ხსნის მიზეზებს მთვარის შუალედურ მომენტებში მოქცევის ზრდისა მისი დაგვიანებით დადგომის შესახებ და სხვ.

მიმოქცევის სტატისტიკური თეორია არ ითვალისწინებს კონტინენტების, ფსკერის რელიეფის, ოკეანის სიღრმეთა და ფიზიკური გეოგრაფიის სხვადასხვა ელემენტის გავლენას მიმოქცევაზე, არამედ გულისხმობს, რომ დროის თითოეულ მომენტში მსოფლიო ოკეანის წყლის მასები წონასწორობაშია და

რომ წყლის შემტყეების, ხეხვისა და ინერციის ერთობლივი ძალები არ მოქმედებს მიმოქცევის წარმოქმნაზე. სინამდვილეში კი წონასწორობიდან გამოსული წყლის ნაწილაკები შემტყეებისა და ხახუნის ძალების შედეგად ცდილობს დაუბრუნდეს თავის პირველად მდგომარეობას, მაგრამ ინერციის ძალები მათ წინააღმდეგობაზე მეტია და წყლის ნაწილაკები რყევით მოძრაობას იწყებს. წყლის ნაწილაკებს შორის შემტყეებისა და ხახუნის ძალები ოკეანის ფსკერიდან ამუხრუქებს ნაწილაკების მოძრაობას და იქამდე მიდის, რომ მოქცევის სრული წყლის დონის მომენტი არ ემთხვევა მთვარისა და მზის კულმინაციის მომენტს. სტატისტიკური თეორიის ზემოთ ჩამოთვლილ ნაკლოვანებათა გამოსწორება მოითხოვდა მიმოქცევის ახალი თეორიის შექმნას.

1775 წელს ლაპლასმა დაამუშავა მიმოქცევის ახალი თეორია, ე. წ. დინამიკური თეორია. ლაპლასი თავის თეორიაში აგრეთვე გულისხმობდა, რომ მთელი დედამიწის სფერო ერთიანი წყლის ფენით არის დაფარული. წყლის სფეროში მთვარისა და მზის მიზიდულობის ძალთა მოქმედებით ყოველთვის წარმოიშობა ტალღისებური რყევითი მოძრაობა. ამ რყევის პერიოდი მათი გამომწვევი პერიოდის ტოლი იქნებოდა. ამ ტალღებს ლაპლასმა იძულებითი ტალღები უწოდა. იძულებითი ტალღები გადაადგილდება დედამიწის ზედაპირზე ისეთი სიჩქარით, რომელიც მთვარეს აქვს თავისი მოძრაობის დროს. თუ მთვარის მოძრაობა რაიმე მიზეზით უეცრად შეწყდება, მაშინ ტალღები ინერციის ძალით განაგრძობს მოძრაობას მანამდე, სანამ მათი ენერჯია მთლიანად ხახუნზე არ დაიხარჯება. ასეთ ტალღებს ლაპლასმა თავისუფალი ტალღები უწოდა. ასეთი ტალღების სიჩქარე იზრდება ზღვის სიღრმის გადიდებასთან ერთად. თავისუფალი და იძულებითი ტალღების შეჯამებით ხსნის დინამიკური თეორია მიმოქცევის წარმოშობას დედამიწის ზედაპირზე.

სინამდვილეში მიმოქცევის მოვლენა უფრო რთულ ხასიათს ატარებს, ვიდრე ეს წარმოდგენილია სტატისტიკური და დინამიკური თეორიებით. მსოფლიო ოკეანე არ ფარავს მთლიანად დედამიწის ზედაპირს, არამედ იგი კონტინენტებით ცალკეულ აუზებად არის დანაწევრებული. ოკეანეები ერთიმეორისაგან განსხვავდება ზედაპირის სიდიდით, სიღრმით, ფსკერის რელიეფითა და ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებით. ცალკეულ აუზებში წარმოიქმნება მიმოქცევის ტალღები, რომლებიც შედგება რიგი ტალღების ჯამური სიდიდისაგან. მათი სიგრძე ზოგიერთ ადგილას ზღვის სიღრმეებს დიდად აღემატება.

ლაპლასის თეორიის გაგრძელებას წარმოადგენს ერის თეორია.

ერიმ გამოიყენა ლაპლასისა და სხვათა გამოკვლევები და დაამუშავა მიმოქცევის ტალღების მოძრაობის საკითხი სხვადასხვა სივანისა და სიღრმის არხებისათვის. ამიტომ ერის თეორია ცნობილია არხების თეორიის სახელწოდებით. იგი კარგად ხსნის მიმოქცევის ადგილობრივ პირობებს, განსაკუთრებით მცირეწყლიანი ადგილებისა და ყურეებისათვის. მოქცევის ტალღა ნაპირებთან მოსვლის დროს დიდდება ან პატარავდება სიღრმესთან ერთად. სიღრმის შემცირებასთან ერთად ტალღის სიმაღლე რომელიმე სიღრმის პროპორციულად იზრდება. ოკეანური ტალღების სიდიდე მკვეთრად იცვლება კონტინენტურ ფერდობზე და განსაკუთრებით კონტინენტურ ნალამზე, ამიტომ ნაპირებთან მოქცევის ტალღის სიმაღლე ჩვეულებრივზე მეტია. ვიდრე შუა ზღვაში. კონტინენტური ნალამის დიდი სივანის ადგილებში მოქცევის ტალღის ენერჯიის

დიდი ნაწილი ხახუნის ძალების გადალახვაზე იხარჯება და მოქცევის ტალღის სიმაღლე თანდათან მცირდება. ამის შედეგად, მაგალითად, აღმოსავლეთ ციმბირის ზღვაში, კონტრენტის სანაპიროებთან, მოქცევის ტალღის სიმაღლე 30 სმ-ს არ აღემატება იმ დროს, როცა კუნძულ დე-ლონგის სანაპიროებთან მოქცევის ტალღის სიმაღლე 1,5–2,0 მ-ს აღწევს.

საინტერესოა მოქცევის ტალღის გავრცელებაც ცვალებადი სიგანისა და სიღრმის არხებში. თუ განვიხილავთ მოქცევის ტალღის მსვლელობას არხში, რომელსაც დასაწყისში აქვს ერთნაირი სიგანე და სიღრმე, რომელიც რომელიმე ადგილზე მცირდება, მაშინ არხში სიგანისა და სიღრმის ცვალებადობას დროს მოქცევის ტალღის ამპლიტუდა იცვლება სიგანის კვადრატული ფესვისა და სიღრმის მეოთხე ხარისხის ფესვის უკუპროპორციულად. ზღვის ყურას შევიწროებამ და სიღრმის შემცირებამ მოქცეული ტალღის გაზრდა უნდა გამოიწვიოს. ამის საილუსტრაციოდ შეიძლება მოვიტანოთ ფანდის ყურე, რომელიც ახალი შოტლანდიის ნახევარკუნძულთან მდებარეობს. ამ ყურეს შესაქალში აქვს მუდმივი სიგანე. ზემო ნაწილში ყურე იტოტება და თანდათანობით შევიწროებულ ყურეს ქმნის, სადაც გვხვდება მოქცევის უდიდესი ტალღები. მაგალითად, ნოელის ყურეში სიზიგიური ტალღის სიმაღლე 16,2 მეტრს აღწევს, საკვილთან — 13,7 მეტრს.

§ 101. მიმოცხადება ნაპირების კონფიგურაციისა და ფსაარის რელიეფის გავლენა

მიმოქცევის მოვლენებს ართულებს სანაპირო ზოლის კონფიგურაცია და ფსკერის რელიეფის ფორმები. ვიწრო ყურეში შესვლისას მოქცევის ტალღა ისე ვრცელდება, როგორც არხში. მოქცევის ტალღის ამპლიტუდა არხში მისი სიგანის კვადრატული ფესვისა და სიღრმის მეოთხე ხარისხის ფესვის უკუპროპორციულად იზრდება. ასე, მაგალითად, თუ არხის სიგანე მცირდება 10-ჯერ და სიღრმე უცვლელი რჩება, მაშინ მოქცევის ტალღის სიმაღლის ამპლიტუდა 3-ჯერ მეტად გაიზრდება. მაგრამ, თუ არხში სიღრმე 10-ჯერ შემცირდა და სიგანე უცვლელი დარჩა, მაშინ ტალღის სიმაღლის ამპლიტუდა თითქმის ორჯერ გაიზრდება. ყურეში მოქცევის ტალღის ნაპირებთან მისვლისას, ნაპირიდან წყალი აიჩეკება და წინსვლითი ტალღების ნაცვლად 2-ჯერ მეტი ამპლიტუდის ტალღებად იქცევა. თუ ამ დროს საკუთარი ტალღის პერიოდი ყურეში მოსულ მოქცეულ ტალღას დაემთხვა, მაშინ ჰიდრაულიკური რეზონანსი წარმოიშობა და ამ ტალღების შეერთებით შექმნილი ამპლიტუდა მნიშვნელოვნად გადიდდება. ასეთ მოქცევათა ტალღების დიდი ამპლიტუდების მაგალითს წარმოადგენს მიმოქცევა ინგლისში ბრისტოლის მახლობლად, ჩრდილო ამერიკის სანაპიროებთან—ფანდის ყურეში, ოხოტის ზღვაში — პენჯის ყურეში. თეთრ ზღვაში — მეზენის ყურეში და სხვ.

§ 102. გამოყენებითი საათი და მიმოცხადვის ხროვანება

ნაოსნობისათვის მეტად მნიშვნელოვანია იმ საათის ცოდნა, როდესაც დაიწყება მოქცევა ამა თუ იმ ნავსადგურთან, ამიტომ თითოეული ნავსადგურისათვის ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში დაკვირვების მასალებიდან გამოანგარიშებულია გამოყენებითი საათი.

სტატისტიკური თეორიის თანახმად სრულწელიანი მოქცევის ტალღის დგომის პროგნოზი უნდა დაემთხვეს მთვარის გავლას მერიდიანზე (სიზიგიაში), მაგ-

რამ მოქცევის სრულწყლიანი ტალღის დგომა არასდროს არ ემთხვევა მთვარის გავლის მომენტს ადგილის მერიდიანზე. დროის შუალედს მთვარის კულმინაციის მომენტსა და მაქსიმალური მოქცევის დგომის მომენტს შორის მთვარის შუალედს უწოდებენ.

მთვარის შუალედების საშუალოს, როდესაც მთვარე იმყოფება სიზიგიაში და მისი გადახრის კუთხე დედამიწისაკენ 0° -ის ტოლია. გამოყენებით საათს უწოდებენ.

პრაქტიკულად გამოყენებითი საათის გამოანგარიშება შემდეგნაირად წარმოებს. რაც შეიძლება მეტჯერ არაკვევენ მთვარის შუალედების ოდენობას სიზიგიაში. ამ რიცხვთა საშუალო გვაძლევს გამოყენებითი საათის რაოდენობას. როდესაც საჭიროა მოქცევის დროის გამოკრევეა რომელიმე შემდეგი დღისათვის, მაშინ მიღებულ გამოყენებით საათს შესაბამისად უმატებენ ნახევარი თვის ან დღელამურ უტოლობათა შესწორებას. დიდი ნავსადგურებისათვის წინასწარ შედგენილია ერთი ან ორი წლისათვის მოქცევის დონის დგომის ცხრილები. დროის შუალედს სიზიგიასა და უახლოეს უდიდეს მოქცევის დგომას შორის მოქცევის ხნოვანებას უწოდებენ. მისი სიდიდე უმეტეს შემთხვევაში 1,5 დღე-ღამეს უდრის. გამოყენებითი საათი მოცემული ადგილისათვის მუდმივ სიდიდეს წარმოადგენს. იგი შეიძლება 0-დან 12 საათს შორის იყოს.

მთვარის შუალედები 15 დღის განმავლობაში პერიოდულად იცვლება. საშუალო გადახრა მთვარის შუალედებიდან 1 საათს არ აღემატება. 15 დღის განმავლობაში მთვარის შუალედების საშუალო რიცხვს საშუალო გამოყენებით საათს უწოდებენ.

§ 193. მიმოცემვის ყოველწლიური ცხრილება

იქისათვის, რომ მეზღვაურებმა იცოდნენ ზღვებისა და ოკეანეების სანაპირო ზოლის სასურველ წერტილში მიმოქცევის ხასიათი, ადგენენ სპეციალურ სანავიგაციო „მიმოქცევის ცხრილებსა“ და „მიმოქცევის ატლასებს“. ყველა ქვეყანაში ყველაზე უფრო გავრცელებულია „მიმოქცევის ცხრილები“.

„მიმოქცევის ცხრილებში“ მოცემულია მოქცევისა და უკუქცევის დონეთა ცვალებადობა. ჩვენს ქვეყანაში „მიმოქცევის ცხრილებს“ ადგენს ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველო. იგი წარმოადგენს ოფიციალურ და სავალდებულო საბელმძღვანელოს ყველა სანაოსნო გემისათვის. ცხრილებში მოცემულია სრულწყლიანი და მცირეწყლიანი მიმოქცევის დონეთა ყველა ძირითადი ნავსადგურისათვის. ეს ცხრილები საშუალებას იძლევა განესაზღვროთ ანალოგიურ დონეთა სიდიდეები, მიმოქცევის მაქსიმალურ და მინიმალურ დონეთა დგომის მომენტები და მათ შორას შუალედური დონეები სასურველი პუნქტისათვის, რომელიც „მიმოქცევის ცხრილში“ არ არის შეტანილი. ანალოგიური ცხრილები შედგენილია სხვა ქვეყნებშიც.

„მიმოქცევის ცხრილებში“ შეტანილი მიმოქცევის დონეთა მომატება და დაკლება ნაჩვენებია სიღრმის ნულიდან. საბჭოთა კავშირში „მიმოქცევის ცხრილებში“ სიღრმის ნულად მიღებულია თეორიული უმცირესი დონე, ე. ი. ასტრონომიული მონაცემების მიხედვით თეორიულად გამოანგარიშებული „უმცირესი დონე“. სხვა ქვეყნებში სიღრმის ნულს სხვადასხვანაირად ღებულობენ. მაგალითად, ინგლისში, გერმანიაში, დანიაში და იტალიაში სიღრმის ნულად ღებულობენ სიზიგიურ მცირეწყლიანობის საშუალო დონეს, ამერიკაში (ატლანტის

ოკეანის სანაპიროზე) სიღრმის ნულად ყველა მინიმალური დონის საშუალო დონეს იღებენ.

§ 104. მიმოცემაში მდინარეთა შესართავებში

იქ, სადაც მდინარეები ერთვის ოკეანებსა და ზღვებს და მიმოქცევას მნიშვნელოვანი ადგილი აქვს, მოქცევის ტალღა შორს იჭრება მდინარის ზემოწველისაკენ. მაგალითად, მდ. ამაზონში მოქცევის ტალღა 1400 კმ-მდე ვრცელდება, მდ. ჩრ. ლავრენტიში—700 კმ-ზე, მდ. ხატანგაში—500 კმ-ზე, ჩრდ. დინაში — 200 კმ. მდინარეში მოქცევის ტალღის გავრცელების მანძილის სიდიდე დამოკიდებულია შესართავთან მოქცევის დონეთა რყევის სიდიდეზე, მდინარის კალაპოტის გასწვრივ დახრილობაზე, კლაკნილობასა და ფსკერის რელიეფზე.

თუ მოქცევის ტალღა მდინარეში შორს ვრცელდება, მაშინ შეიძლება ზემოწველისაკენ მოქცევის ტალღის გავრცელების დროს ქვემოწელში მოქცევის მეორე ტალღა წარმოიშვას. მაგალითად, მდინარე ამაზონში მოქცევის ტალღათა რვა თხემი გვხვდება.

მდინარის შესართავის ნაწილში მოქცევის ტალღის შეჭრა მდინარის წყლის საკუთარ დინებას აჩერებს და შეიძლება უკუდინებაც გამოიწვიოს: უკუქცევის დროს მდინარის დინება აღდგება. მოქცევის ტალღის დინება უფრო მცირე დროში ხდება, ვიდრე უკუქცევის დინება. ეს მდგომარეობა ძალიან ხელსაყრელია ნაოსნობისათვის, რადგანაც მოქცევის შემდეგ მდინარეში დიდი ხნით იქნება მაღალი წყლის დონეები, რაც საზღვაო გემებს მდინარეში შესვლის საშუალებას აძლევს.

მდინარეში მოქცევის ტალღის გავრცელების დროს მოქცევის ტალღის ფორმა იცვლება: ტალღის წინა კალთა უფრო ციცაბო ხდება. რის შედეგადაც ზოგიერთ მდინარეზე ზოგჯერ გვხვდება განსაკუთრებული მოვლენა. რომელსაც ინგლისში ბორას უწოდებენ, საფრანგეთში კი -- მასკარენა.

ბორა ჩვეულებრივად იქმნება მცირე წყლის შემდეგ, როდესაც მდინარეში შესული მოქცევის ტალღის წინა ნაწილი ძალიან ციცაბო ხდება. ციცაბო ტალღა ერთი-ორი მეტრის სიმაღლით ძალიან სწრაფად ვრცელდება ჰდინარის ზემოწველისაკენ; მისი სიჩქარე ზოგჯერ წამში 7 მეტრს აღწევს. თუ მდინარის კალაპოტში შეხვდა მეჩვი. ტალღა დაიშლება და აქედან. ამ მოვლენას ხშირად თან ახლავს ძლიერი ხმაური. ზოგჯერ მდინარის უფრო განიერ და ღრმა ადგილებში ბორა დაიკარგება, მაგრამ შემდეგ კალაპოტის შევიწროებულ და თხელწყლიან ადგილებში ხელახლა ჩნდება.

ბორა მდინარეში ჩვეულებრივად რამდენიმე კილომეტრზე ვრცელდება. მაგრამ არის ისეთი მდინარეები, სადაც ბორა 70—80 კილომეტრამდე შედის. მდინარეებში ბორა ყოველდღე არ იქმნება, არამედ წარმოიშობა სიზიგიური მოქცევის დროს. მის პირველ ტალღას მოსდევს შემდეგი, უფრო პატარა ტალღები. ბორებით ცნობილია ჩინეთის მდინარე იანცინძიანი. რომელიც ხანჩეოუვანის ყურეს ერთვის. აქ ბორას სიმაღლე 3,4 მ-ს აღწევს, სიჩქარე კი 4,6 მ/წ უდრის. ძალიან დიდი ბორები გვხვდება მდინარე ხუგლისა და მდ. მანის შესართავებთან, რომლებიც ინდოეთის ოკეანეს კამბეის ყურესთან, ერთვის. მდ. ამაზონში სიზიგიური ბორას სიმაღლე 3,5—4.5 მეტრს აღწევს და ზემოწველისაკენ 300 კმ-ის მანძილზე ვრცელდება.

საინტერესო. მოვლენას აქვს ადგილი მდ. სენტ-ჯონზე, რომელიც ფანდის ყურეს ერთვის. ამ მდინარის შესართავი ნაწილი კლდიან ვიწრო ხეობაში გადის, სადაც მდინარის კალაპოტი ძალზე შევიწროებულია. მოქცევის ტალღის



ნახ. 104. ბორა მდინარე ტრენტზე.

სიმაღლე აქ 6 მეტრს აღწევს. როდესაც მდინარეში მოქცევის ტალღა ვრცელდება, ყურიდან მოსული ტალღის წყალი მდინარის კალაპოტის შევიწროებულ ნაწილში ვერ ასწრებს გავლას, წყლის დონე ძალიან მაღლა იწევს და წყალი კალაპოტის შევიწროებული ნაწილის ზევიდან მეორე მხარეზე გადაედინება და ჩანჩქერს წარმოქმნის მდინარის დინების საწინააღმდეგოდ. უკუქცევის დროს პირიქით ხდება. ჩანჩქერი შევიწროებულ ნაწილთან მდინარის დინების მიმართულებით წარმოიქმნება.

§ 146. მოქცევის რუკები. კოტიდალური ხაზები

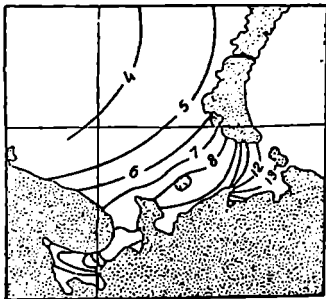
დინამიკური თეორიის თანახმად მოქცევა შეიძლება წარმოვიდგინოთ ტალღების მოძრაობის გავრცელებით. მოქცევის ტალღების თხემების მოძრაობა შეიძლება გამოვსახოთ რუკაზე კოტიდალური ხაზების საშუალებით. რუკაზე სხვადასხვა პუნქტში ერთდროული სრულწყლიანი ტალღების დადგომის შემაერთებელ ხაზებს კოტიდალური ხაზები ეწოდება. სრულწყლიანი ტალღების დადგომის მომენტები რუკაზე აღინიშნება მთვარის დროით, გრინვიჩის დროის მიხედვით. გრინვიჩის დროით სრულწყლიანი დონის დადგომის მომენტს კოტიდალურ საათს უწოდებენ.

პირველი კოტიდალური რუკა დიდი ბრიტანეთის სანაპირო ზღვებისათვის 1807 წელს თ. იუნგმა შეადგინა.

1830 წელს იუნგმა შეადგინა მსოფლიოს კოტიდალური რუკა. რუსეთში ბარენცის ზღვისა და თეთრი ზღვის პირველი კოტიდალური რუკა გამოქვეყნებულ იქნა გასული საუკუნის შუა წლებში ფ. პ. ლიტკეს მიერ.

უფრო დეტალური კოტიდალური რუკა თეთრი ზღვისათვის 1924 წელს შეადგინა ვ. ვ. შულეიკინმა, ხოლო 1930 წელს ბარენცის ზღვისა ვ. ა. ბერეჟკინმა.

მიმოქცევის მოვლენებზე თეორიების განვითარება და დაკვირვების მასალების დიდი რაოდენობა საშუალებას იძლევა ამჟამად შედგეს უფრო ზუსტი კოტიდალური რუკები ცალკეული ზღვებისათვის. ეს დიდ დახმარებას გაუწევს მეზღვაურებს ოკეანისა და ზღვების სანაპირო ზოლში ცურვისას.



ნახ. 105. ბარენცისა და თეთრი ზღვის კოტიდალური რუკა (ვ. ვ. შულეიკინის მიხედვით).

§ 106. მსოფლიოსა და უკუკავშირის დინებები

მსოფლიო ოკეანის რაიონებში, სადაც მოქცევები წარმოებს, მოქმედი ძალების გავლენით, პერიოდულად წარმოიქმნება მოქცევისა და უკუკავშირის დინებები, რომლებიც პერიოდულად იცვლის მიმართულებასა და სიჩქარეებს. ეს დინებები მთელი წყლის სისქეს ფსკერამდე მოიცავს. მათი სიჩქარე ფსკერთან უფრო შემცირებულია. მოქცევების დინებები გვხვდება საშუალოზე მეტი დონის დროს, ხოლო მაქსიმალურ სიჩქარეს უდიდესი დონის შემდეგ აღწევს. უკუკავშირითი დინება დაიწყება საშუალოზე მცირე დონის დროს და უდიდეს სიჩქარეს უმცირესი დონის დროს აღწევს.

მაშასადამე, მოქცევითა და უკუკავშირით წარმოშობილი დინება მაქსიმალურ სიჩქარეს სიზიგიაში აღწევს, ხოლო მინიმალური სიჩქარე კვადრატურაში აქვს. კვადრატურებში დინების სიჩქარე 2,5-ჯერ უფრო მცირეა, ვიდრე სიზიგიაში. მიმოქცევის დინების სიჩქარე აგრეთვე იზრდება მთვარის აპოგეადან პერიგეაში გადახრის დროს. მოქცევის ადგილებსა და ვიწრობებში მოქცევისა და უკუკავშირის დინებები ძალიან დიდ სიჩქარეებს ავიტარებს.

მოქცევის დინების შეცვლის მომენტში უკუკავშირითი დინებით მათი სიჩქარეები ნულის ტოლი იქნება.

ღია ზღვაში და ნაპირებთან დინებას ბრუნვითი ხასიათი აქვს. დინებათა სიჩქარეების ცვლასთან ერთად იცვლება მათი მიმართულებაც, ხოლო დინება არასდროს არ ჩერდება. ასეთ ადგილებში ადგილი ექნება ნახევარდღელამურ (12 საათი და 25 წუთი) ან დღელამურ (24 საათი 50 წ.) დინებას. მოქცევისა და უკუკავშირის დინების მიმართულება სხვადასხვა ადგილას დამოკიდებულია ასტრონომიულ მიზეზებზე და ადგილობრივი რელიეფისა და ნაპირების მოხაზულობის პირობებზე.

§ 197. მიმოცევის ენერჯის ტექნიკური გამოყენების პრობლემა

ხმელეთში შექრილ მოქცევის ტალღას უდიდესი ენერჯია აქვს. გაანგარიშებები გვიჩვენებს, რომ დედამიწის სფეროზე მოქცეების საერთო სიმძლავრე დაახლოებით 8.10¹² კილოვატს აღემატება, ე. ი. მას ასიათასჯერ მეტი სიმძლავრე აქვს, ვიდრე მსოფლიო ყველა ჰიდროელექტროსადგურს.

რა თქმა უნდა, მოქცევის ტალღის მთელი სიმძლავრის გამოყენება შეუძლებელია, რადგან მოქცევის ტალღათა სიმძლავრე მრავალ ადგილას ერთ-ორ მეტრს არ აღემატებოდა. იმ ადგილებში კი, სადაც ტალღათა სიმძლავრე მაქსიმუმს აღწევს, მათი გამოყენებისათვის აუცილებელია რელიეფის სათანადო პირობებიც (კაშხალების ასაგებად და საჭირო დანადგარების მოსაწყობად). XII საუკუნეში მოქცევისა და უკუქცევის ენერჯიას ბრეტანელები წისქვილებისათვის იყენებდნენ, მაგრამ ჩვენ დრომდე ასეთ ნაგებობებს არ მოუღწევია.

მეცხრამეტე საუკუნის შუა წლებიდან მეორე მსოფლიო ომის დაწყებამდე მსოფლიოში მიმოქცევის ენერჯიის გამოყენების 300-ზე მეტი პროექტი იქნა შედგენილი.

1939 წელს სსრ კავშირში ჰიდროენერგოპროექტის ტრესტის მიერ შედგენილ იქნა კოლის ნახევარკუნძულის კისლის უბეში მოქცევის ჰიდროელექტროსადგურის მოწყობის პროექტი. ეს იყო ასეთი ტიპის ჰიდროელექტროსადგურის აგების პირველი ცდა ჩვენს ქვეყანაში. კისლის უბე მდებარეობს კოლის ნახევარკუნძულის ჩრდილო სანაპიროს დასავლეთ მხარეზე, ურავუბას რაიონში. კისლის უბის წყლის სარკის ფართობი 1,1 მილიონ კვ. კმ-ს უდრის, წყლის სიღრმე კი 50 მეტრს აღწევს. კისლის უბე შეერთებულია ურა ფიორდთან 300 მეტრის სიგრძისა და 30—40 მეტრის სიგანის გასასვლელით. წყლის მოქცევის სიჩქარე წაშში 4 მეტრს აღწევს, სიზიგიური მოქცევის ტალღის სიმძლავრე 4 მეტრს უდრის, კვადრატურისა კი — 1,2 მეტრს. მოქცევის ჰიდროენერჯია 1200 კილოვატზე მეტი იქნება. მოქცევის ჰიდროელექტროსადგურის რეგულარული მუშაობისათვის მდ. გრემმბაზე უნდა მოეწყოს მცირე ძალის ჰიდროელექტროსადგური, მაშინ ორივე ელექტროსადგურის სიმძლავრე 3000 კილოვატს გადააჭარბებს და წლის განმავლობაში 8 მილიონ კილოვატსაათ ენერჯიას გამოიმუშავებს.

მსოფლიოში პირველად საფრანგეთში ამუშავდა ზღვის მოქცევისა და უკუქცევის ჰიდროელექტროსადგური. სადგურის მშენებლობა 1961 წ. დაიწყო და 1966 წ. ნოემბერში დამთავრდა. იგი აშენებულია ქალაქების — დინარასა და სენ-მალის შორის მდებარე ყურეში. აქ ზღვის მოქცევისა და უკუქცევის დროს წყლის დონის სხვაობა 18,5 მეტრს აღწევს. მიმოქცევის ჰიდროელექტროსადგურის 24 ტურბინი, რომლებიც ზღვის ნაპირის გაყოლებით 350 მეტრის სიგრძის კაშხალშია განლაგებული, სამრეწველო დენს აწვდის საფრანგეთის დასავლეთი ოლქების მრეწველობას¹.

ყოველთვის ზემოაღნიშნული მიგვიტოვებს იმაზე, რომ ამჟამად მსოფლიოში დიდ ინტერესს იწვევს მოქცევის ენერჯიის ტექნიკურად გამოყენება.

§ 198. ღონეები და მათი რაჰიის მიზანები

მსოფლიო ოკეანის წყლის ზედაპირი სხვადასხვა ძალის მოქმედებით ბუდ-მივ მოძრაობას განიცდის, რაც წყლის ზედაპირის ცვალებადობას იწვევს.

¹ გაზეთი «კომუნისტი», № 271 (13655), 1966 წ. 29 ნოემბერი.

წყლის დონეთა რყევის მიზეზები შემდეგია: ჰზონა და მთეარის მიზიდულობისა და კორიოლისის ძალები, ქარებისა და ატმოსფერული წნევის ძალები. მდინარეთა ჩამონადენისა და ატმოსფერული ნალექების წყლების ჩადინება ოკეანეებში, წყლის ზედაპირიდან აორთქლება, წყლის სიმკვრივის ცვალებადობა, კალაპოტის ფსკერზე მოქმედი ტექტონიკური და ვულკანური მოქმედება და სხვ. აღნიშნული ძალებისა და ფაქტორების მოქმედებით წყლის დონეთა რყევადობამ შეიძლება რამდენიმე მეტრს მიაღწიოს.

ოკეანეებისა და ზღვების დონეთა რყევადობაში გამოიყოფა პერიოდული, არაპერიოდული, დროებითი და საუკუნეობრივი რყევადობა.

პერიოდული რყევადობა მთელ წელს მოიცავს. მას ზღვებზე და ოკეანეებში წყლის ბალანსის ელემენტების ცვალებადობა იწვევს. ამის მაგალითია ხმელთაშუა ზღვის დონეთა რყევადობა. ხმელთაშუა ზღვა ატლანტის ოკეანესთან ვიბრალტარის ვიწრო სრუტით არის დაკავშირებული, რის გამოც ოკეანიდან შემოსული წყალი ხმელთაშუა ზღვის ზედაპირიდან ინტენსიურად აორთქლებულ წყლის რაოდენობას ვერ ფარავს. ვიწრო სრუტეში იმავე პერიოდში შემოსული წყლის რაოდენობა და ზღვის წყლის დონე ოკეანის დონესთან შედარებით მცირდება. ცალკეულ შემთხვევებში წყლის დონეთა რყევადობას აძლიერებს ქარების მოქმედება, რომლებიც მიმართულებას სეზონების მიხედვით იცვლის.

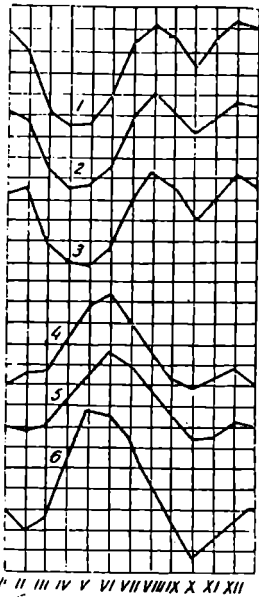
ამის მაგალითია ბალტიისა და შავი ზღვის დონეთა რყევადობა. ბალტიის ზღვაში დონეთა რყევადობა საკმაოდ ერთნაირია. შემოდგომაზე ბალტიის ზღვაზე დასავლეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის ქარები ქარბობს, რომლებიც წყალს აღმოსავლეთით და ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმართულებით ერეკება. ამიტომ აღმოსავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ სანაპიროებთან ზღვის დონეები მატულობს და მაქსიმუმს აღწევს წლის დასაწყისში. გაზაფხულის სეზონში ქარბობს აღმოსავლეთის ქარები, რომლებიც წყალს დასავლეთისაკენ ერეკება. ამავე დროს ბალტიის ზღვის აღმოსავლეთ მხარეზე მცირე ატმოსფერული ნალექებია. რის შედეგადაც ბალტიის ზღვაში გაზაფხულის სეზონში წყლის დონე დაბალია. მისში იწყება დასავლეთის ქარების მოქმედება, ამავე დროს მდინარეებს ზღვაში ჩააქვს წყლის დიდი რაოდენობა. მდინარეთა ჩამონადენის გადიდებით და დასავლეთის ქარების ერთობლივი მოქმედებით ზღვის დონე მატულობს და მაქსიმუმს აღწევს აგვისტოსა და სექტემბერში. ოქტომბრის თვის ჰინიშში აიხსნება მდინარეთა ჩამონადენის შემცირებით.

შავ ზღვაში დონეთა მატება მარტის თვიდან იწყება და მაქსიმუმს მაის-ივნისში აღწევს, რაც გამოწვეულია მდინარეთა ჩამონადენით და ამავე დროს მაქსიმალური ნალექების მოსვლით როგორც ზღვის ზედაპირზე, ისე მდინარეთა აუზებში, რომელნიც შავ ზღვაში ჩაედინებიან. ივნისიდან დონე მცირდება და მინიმუმს ოქტომბერში აღწევს. ეს გამოწვეულია ზღვის ზედაპირიდან წყლის ინტენსიური აორთქლებით.

დონეთა პერიოდულ რყევადობას აგრეთვე იწვევს ბრიზებისა და მუსონური ქარების პერიოდული მოქმედება. მაგალითად, აღენში (ინდოეთის ოკეანე) მაღალი დონეა ჩრდილო-აღმოსავლეთის ქარებისას, ხოლო დაბალი — სამხრეთ-დასავლეთის ქარების დროს.

არაპერიოდულ დონეთა რყევას იწვევს არაპერიოდული ქარები, ატმოსფერული წნევის სხვადასხვაობა (სეიშები იხ. § 121) ზღვის ზედაპირის

სხვადასხვა ადგილზე და სხვა მიზეზები. არაპერიოდულ დონეთა რყევა ზოგჯერ კატატროფულ მოვლენებს იწვევს. მაგალითად, ინტენსიურ ტროპიკულ ციკლონებს ზოგჯერ თან მოჰყვება გრიგალისებური ქარები. რომლებიც ზღვების სანაპიროების ზოგიერთ ადგილას ძალიან დიდ სიმაღლემდე იწვევს დონის აწევას. ასე. მაგალითად. 1903 წ. 15 იანვარს წყნარ ოკეანეში ამხანაგობის კუნძულები საფრთხეში ჩააგდო ტროპიკული გრიგალისებური ქარების მოქმედებამ. ამ ქარების მოქმედებით წყლის დონემ მაქსიმუმს მიაღწია, გადავიდა ნაპირებზე და რამდენიმე მილის მანძილზე კუნძულის მოსახლეობა წალეკა, რის შედეგადაც 1000-ზე მეტი ადამიანი დაიღუპა.



ნახ. 106. ბალტიისა და შავი ზღვის ღონეების რყევის გრაფიკი.

- 1 — კრონშტადტთან, 2 — ტალინთან,
3 — ლიუბიასთან, 4 — ოდესასთან,
5 — სევასტოპოლთან და 6 — ფოთთან.

ლეთითააქენ მოიწევს. ხოლო ბათუმთან და ფოთთან ხმელეთი ზღვისაკენ იზრდება.

ოკეანეებისა და ზღვების დონეთა რყევადობის შესწავლას ძალიან დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. ამით დაინტერესებული არიან მეზღვაურები, ნავსადგურების მშენებლები, გეოდეზისტები, გეოლოგები, თევზის მეურნეობის მუშაკები და სხვ. მეზღვაურებს აუცილებლად ესაჭიროებათ სხვადასხვა დროსა და ადგილას დონეთა ცოდნა, რათა შეძლონ სანაპიროებთან გემების მიდგომა და გადმოტვირთვა.

ნავსადგურის მშენებლებს დონეთა ცოდნა ესაჭიროებათ. იმისათვის, რომ სათანადო სიმაღლეზე ააგონ საწყობები, გემების მისადგომები და სხვა ნაგებობანი.

დონეთა რყევადობით არა ნაკლებად არიან დაინტერესებული გეოდეზისტები და კარტოგრაფები, რადგან ზღვის დონე წარმოადგენს გამოსავალს სმელეთის ზედაპირის სიმაღლეებისა და ოკეანის სიღრმეთა გამოსაანგარიშებლად. გეოლოგები ხმელეთის რყევადობის (აწევა და დაწევა) განსაზღვრისთვისაც იყენებენ დონეებზე მრავალწლიური პერიოდის დაკვირვების მასალებს.

საშუალო დონე. როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, ძალები, რომლებიც იწვევს დონეთა რყევადობას, შეიძლება ორ ჯგუფად დაევით. ესენია:

1. ძალები, გამოწვეული პიდრომეტეოროლოგიური ფაქტორებით (ატმოსფერული წნევა, ქარი, დინებები, წყლის სიმკვრივე და სხვ.);
2. გეოდინამიკური ძალები, რომლებიც მიწის ქერქში წარმოიშობა ტექტონიკური მოვლენებით.

ზღვებისა და ოკეანეთა დონეების რყევის შესააწავლად მრავალ იარაღს იყენებენ, დაწყებული მარტივი წყალსაზომი ლარტყით და დამთავრებული ტექნიკის უკანასკნელი სიტყვით მოწყობილი თვითმწერი მარეოგრაფებით. დაკვირვებათა ადგილებზე (როგორც სანაპირო ზოლში, ისე გაშლილ ზღვაში) დღეში რამდენჯერმე ხდება დაკვირვება. ანგარიშობენ საშუალო დღეღამურ დონეს, ხოლო შემდეგ — საშუალო თვიურ და საშუალო წლიურ დონეებს.

ხანგრძლივი დაკვირვებით დადგენილია, რომ დონეთა ცვალებადობა ხდება რომელიმე საშუალო დონის მდგომარეობიდან. საშუალო დონე წარმოადგენს ხანგრძლივი დაკვირვების პერიოდის საშუალო წლიურ დონეთა საშუალო არითმეტიკულ რიცხვს. თეორიული გაანგარიშებით დადგენილია, რომ ზღვებისათვის მრავალწლიური საშუალო დონის მისაღებად საჭიროა 19 წლის დაკვირვების პერიოდი, მასზე ნაკლები პერიოდით დადგენილი საშუალო დონე ითვლება შეფარდებით გამოანგარიშებულ დონედ.

ჩვეულებრივად საშუალო წლიური დონეები მერყეობს 3—10 სმ-ის ფარგლებში, საშუალო თვიური — რამდენიმე ათეული სანტიმეტრის ფარგლებში. დღეღამური საშუალო დონის რყევადობა ზოგიერთ ადგილას 100—300 სმ აღემატება. მაგალითად, მექსიკის უბეში გალვესტონთან ზღვის დონემ 1915 წელს ძლიერი ქარიშხლის შედეგად 300 სანტიმეტრამდე აიწია. 1911 წ. 25 აგვისტოს შავ ზღვაში, სევასტოპოლთან, ჭექა-ქუხილის დროს დონემ 58 სმ-ით დაიწია, ხოლო შემდეგ ისევე დაუბრუნდა პირვანდელ მდგომარეობას.

საშუალო მრავალწლიურ დონეთა შედარებისას აღმოჩნდა, რომ წყნარი ოკეანის დონე 50 სანტიმეტრით უფრო მაღლაა, ვიდრე იმავე პარალელზე ატლანტის ოკეანის დონე. საბჭოთა კავშირში ჩატარებულ იქნა ზუსტი ნიველირება კრონშტადტიდან ვლადივოსტოკამდე და აღმოჩნდა, რომ აქაც დონეები დასავლეთ სანაპიროებთან უფრო მაღლაა მდებარეობს, ვიდრე აღმოსავლეთ სანაპიროებთან. ასე, მაგალითად, საშუალო მრავალწლიური დონე კრონშტადტთან 180 სმ-ით უფრო მაღალი აღმოჩნდა, ვიდრე ვლადივოსტოკთან.

ახალმა ნიველირებამ გვიჩვენა, რომ კონტინენტის ერთსა და იმავე სანაპიროს გასწვრივ საშუალო მრავალწლიური დონე სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ მატულობს. მაგალითად, თეთრ ზღვაში არხანგელსკთან წყლის დონე 24 სმ-ით მაღლაა, ვიდრე კრონშტადტთან ბალტიის ზღვაში, ეს უკანასკნელი კი 89 სმ-ით უფრო მაღლაა, ვიდრე შავი ზღვის დონე ოდესსასთან. მაშასადამე, საშუალო მრავალწლიურ დონეთა სხვაობა არხანგელსკსა და ოდესსას შორის 112 სმ-ს

აღწევს. ანალოგიურ მოვლენას აქვს ადგილი ამერიკის შეერთებულ შტატებშიც წყნარი ოკეანეების სანაპიროებზე.

ს ი ლ რ მ ი ს ნ უ ლ ი რ უ ე ბ ზ ე. დონეთა გაზომვების შედეგები დაჟავთ ერთ განსაზღვრულ დონეზე, რომელსაც ს ი ლ რ მ ი ს ნ უ ლ ს უწოდებენ. იმ ზღვებში, სადაც მოქცევა და უკუქცევა არ არის და წყლის რყევადობა მცირეა, სიღრმის ნულად საშუალო მრავალწლიურ დონეს ღებულობენ. საბჭოთა კავშირში ასეთებია შავი და აზოვის ზღვები. ბალტიის ზღვაში სიღრმის ნულად მიღებულია წყლის დონე, რომელიც კრონშტადტის წყალსაზომ ლარტყის ნულზე გადის. კრონშტადტის ლარტყის ნული საშუალო მრავალწლიურ დონეზე რამდენიმე სანტიმეტრით დაბლაა. იმ ზღვებში, სადაც მიმოქცევის დონეთა ამპლიტუდა დიდია, სიღრმის ნულად ღებულობენ უკუქცევის მომენტის მინიშალურ დონეს.

§ 100. დინებაჲი

ოკეანის ან ზღვის წყლის ერთი ადგილიდან მეორე ადგილზე გადასაცვლებას დ ი ნ ე ბ ა ეწოდება.

ოკეანეში წყლის მუდმივად გადასაცვლება ერთი ადგილიდან მეორეზე ძალიან შორ მანძილზე ხდება — რამდენიმე ათასეულ მილზე. წყლის გადასაცვლების სიჩქარე და მიმართულება ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში თითქმის ერთი და იგივე რჩება.

წყლის ასეთი გადასაცვლება ოკეანური წყლის დიდ მასებს მოიცავს, რომელიც ვრცელდება ოკეანის ზედაპირზე და სიღრმეში განიერი ზოლის სახით. წყლის უდიდეს სიღრმეებსა და ფსკერთან წყლის მნიშვნელოვნად შემცირებული გადასაცვლება მცირე მანძილზე წარმოებს, ხშირად შებრუნებული მიმართულებითაც ზედაპირულ დინებებთან შედარებით.

წყლის მოძრაობას შეიძლება აგრეთვე პერიოდული ხასიათი ჰქონდეს (მოქცევისა და უკუქცევის დინებები). ამ შემთხვევაში წყალი შორ მანძილზე არ გადაინაცვლებს (5—10 მილამდე), რადგან მათი დინება დროის მოკლე მოხაკვეთში ხდება (12—24 საათი). ამიტომ ვიწრო სრუტეებში, ფიორდებსა და ყურეებში წყლის მასები გადაინაცვლებს წინ და უკან და რევერსიული მიმოქცევის დინებებს ქმნის. გაშლილ ზღვაში წყლის ასეთი მოძრაობა ყოველთვის იცვლება როგორც სიჩქარით, ისე მიმართულებით, რაც მიმოქცევის ბრუნვით დინებას ქმნის.

6. 5. ზუბოვის მიხედვით, უმეტეს შემთხვევაში ამ დინებების მიმართულება ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში საათის ისრის მოძრაობას ემთხვევა, სამხრეთ ნახევარსფეროში კი მისი საწინააღმდეგოა.

§ 200. დინებათა გამოწვევაჲი მიწაზეაჲი

ზღვის დინებას განაპირობებს როგორც სხვადასხვა ძალა. ისე ჰიდრომეტეოროლოგიური და ასტრონომიული ფაქტორები.

ჰიდრომეტეოროლოგიურ ფაქტორებს მიეკუთვნება დინების მამოძრავებელი ძალები, წარმოქმნილი:

1. წყლის სხვადასხვა სიმკვრივის შედეგად, ე. ი. ზღვის წყლის არათანაბარი მარილიანობისა და ტემპერატურის ცვალებადობის შედეგად;
2. ზღვის დონის (ზედაპირის) დახრილობით, ზღვის ამა თუ იმ რაიონში.

ზედმეტი ან ნაკლები წყლიანობის შედეგად. მაგალითად, სანაპირო ჩამონადენის ან ქარის მიერ წყლის მოდენისა და მიდენის შედეგად;

3. ზღვის დონის დახრილობით, ზღვის სხვადასხვა უბანში ატმოსფერული წნევის სხვადასხვაობის შედეგად. ასეთია წყლის დონის დაწვევა მაღალი ატმოსფერული წნევის ადგილზე და დონის აწევა დაბალი წნევის ადგილზე, ე. ი. სეისმური მოვლენები (§ 121);

4. ზღვის წყლის ზედაპირულ ნაწილზე ქარების მოქმედებით და ზღვის ზედაპირზე ქარის წნევის შედეგად.

ასტრონომიულ ფაქტორებს მიეკუთვნება: მთვარისა და მზის მოქცევის ძალები, მზის, დედამიწისა და მთვარის ერთმანეთისადმი მდგომარეობის მუდმივი ცვალებადობა, რაც იწვევს წყლის მასების ჰორიზონტულ გადასაცლებას, ანუ მოქცევისა და უკუქცევის დინებებს.

ზღვებში იშვიათად გვხვდება რომელიმე ცალკეული ძალის მიერ გამოწვეული დინება. მკაფიოდ გამოსახული დინებები მსოფლიო ოკეანეში უფრო მეტად მრავალი ფაქტორის ერთობლივი მოქმედების შედეგია. ასეთია, მაგალითად, გოლფსტრიმის დინება. იგი გამოწვეულია სიმკვრივით (გრადიენტული), ქარული და ჩამონადენის ერთობლივი მოქმედებით.

როგორც კი დინება წარმოიქმნება ერთი ან რამდენიმე ძალის შედეგად, მაშინვე იწყებს მასზე მოქმედებას მეორადი ძალები, ანუ ფაქტორები, რომლებიც სათანადო გავლენას ახდენს წარმოშობილ დინებაზე. მეორად ძალებს არ შეუძლია წარმოქმნას დინებები. ისინი მხოლოდ წარმოქმნილ დინებებზე მოქმედებენ. ასეთი მეორადი ძალებია:

1. კორიოლისის ძალა, რომელიც ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში სხეულების ყოველგვარ მოძრაობას გადახრის მარჯვნივ, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში — მარცხნივ;

2. ხახუნის ძალა, რომელიც ამცირებს ყოველგვარ მოძრაობას;

3. ცენტრიდანული ძალები, რომლებიც წარმოიქმნება მრუდხაზოვანი მოძრაობის დროს.

ზღვიური დინებები ძირითადად შემდეგ ტიპებად იყოფა:

1. წარმოშობის მიხედვით: ა) სიმკვრივის, ანუ გრადიენტული დინებები; ბ) დრეიფული და ქარული დინებები; გ) ჩამდინარის ან მდინარეთა ჩამონადენის პიერ წარმოშობილი დინებები; დ) ბაროგრადიენტული დინებები; ე) მოქცევისა და უკუქცევის დინებები; 3) კომპენსაციური დინებები. ესენი დამოუკიდებელ დინებებია, რომლებიც წარმოიქმნება დანაკლისი წყლების შევსების დროს, მაგალითად, ქარის მიერ წყლის მოდენისა და მიდენის დროს და სხვ.

2. ხანგრძლიობის ან მდგრადობის მიხედვით: ა) მუდმივი დინება, მას აქვს წლიდან წლამდე ერთი და იგივე მიმართულება და მოძრაობს რომელიმე საშუალო სიჩქარით; ბ) დროებითი დინება, იცვლის თავის მიმართულებას და საშუალო სიჩქარეს წარმოქმნილი ძალებისა და მოქმედების ფაქტორების მიხედვით; გ) პერიოდული დინება, იცვლის თავის მიმართულებასა და სიჩქარეს პერიოდების შესაბამისად, მოქცევისა და უკუქცევის წარმოქმნილი ძალების სიმძლავრის მიხედვით.

3. ფიზიკურ-ქიმიური დამახასიათებელი ნიშნების მიხედვით. მაგალითად, თბილი და ცივი დინება. დინების თბილი წყლის ტემპერატურა მეტია ან ნაკლებია იმ წყლის ტემპერატურებზე, სადაც მიედინება და სხვ.

ზღვის ზედაპირის ფენებში არაპერიოდულ ღინებებს ძირითადად ქარი იწვევს. ღინებას, წარმოქმნილ დროებითი ან ხანმოკლე ქარების მიერ, ქარულ ღინებას უწოდებენ. ღინებას, წარმოქმნილ ხანგრძლივი ან გაბატონებული ქარების მიერ, დრეიფულ ღინებას უწოდებენ. დრეიფული ღინების დროს შეიმჩნევა ზღვის ზედაპირის დახრილობა. რაც გამოწვეულია ქარის მოქმედებით და კორიოლისის ძალებით. შაშინ როდესაც ქარული ღინების დროს ზღვის დონე თითქმის პორიზონტულია. დრეიფული ღინების რიცხვს მიეკუთვნება ყველა ოკეანეში პასატური, ანუ ეკვატორული ღინებები.

ქარული და დრეიფული ღინებები წარმოიქმნება იმის შედეგად, რომ ქარი აწევა ტალღის უკანა მხარეს, რაც იწვევს წყლის გადაადგილებას ქარის მიმართულებიდან რომელიმე კუთხის გადახრით: დედამიწის ბრუნვის შედეგად ჩრდილო ნახევარსფეროში — მარჯვნივ, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში — მარცხნივ. მოძრაობის ფენერგია ხახუნის საშუალებით გადაეცემა წყლის ქვედა ფენებს, რომლებიც იწყებენ წინსვლით მოძრაობას.

ქარული ღინებების მათემატიკური თეორიის შექმნა პირველად ცეპრიცმა ცადა. მან განიხილა მხოლოდ ლამინალური მოძრაობა და არა ტურბულენტური მოძრაობა, ამასთან უგულებელყო კორიოლისის ძალები.

ცეპერიცის დასკვნები არ ემთხვევა დაკვირვების მონაცემებს. ცეპერიცის თეორიის ნაკლოვანი მხარეები შემდგომში გამოასწორა ეკმანმა, ხოლო შემდგომ იგი განავითარეს ვ. ვ. შულეიკინმა, ვ. ბ. შტოკმანმა, ა. ს. ლინეიკინმა და სხვა საბჭოთა მეცლევრებმა.

ეკმანმა ღინების მათემატიკური ანალიზის დასაზუსტებლად დასაწყისში მიიღო შემდეგი პირობები:

ა) ოკეანე — უსაზღვრო ან ნაპირიდან ძალიან დაშორებული; ბ) ოკეანის ფსკერი — უსასრულო ან, უკიდურეს შემთხვევაში, ძალიან ღრმა; გ) ქარის მიმართულება და სიჩქარე არ იცვლება, რაც იწვევს ერთნაირი სიჩქარისა და მიმართულების ღინებას.

აქედან ეკმანს გამოაქვს შემდეგი დასკვნები:

1. ზედაპირული ღინება ქარის მიმართულებიდან გადაიხრება ჩრდილო ნახევარსფეროში 45° -ით მარჯვნივ, ხოლო სამხრეთში — მარცხნივ. ეს გადახრა არ არის დამოკიდებული ქარისა და ღინების სიჩქარეზე, ასევე ადგილის გეოგრაფიულ განედზე.

2. ზედაპირული ღინების სიჩქარე განისაზღვრება შემდეგი ფორმულით:

$$U_0 = \frac{T}{\sqrt{2\mu\rho\omega \sin \varphi}},$$

სადაც U ზედაპირული ღინების სიჩქარეა, μ — შინაგანი ტურბულენტური ხახუნის კოეფიციენტი, ρ — წყლის სიმკვრივე (რაც დაახლოებით ერთის ტოლია), ω — დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარე. φ — ადგილის გეოგრაფიულ განედი, T — ქარის ტანგენციონალური წნევა.

ზოგიერთი ავტორი (ნანსენი, ტორადე, სტრუსიკი, დინკლაგე და სხვ.) იძლევა მარტივ დამოკიდებულებას ქარის სიჩქარესა და დრეიფულ ღინებას შორის:

$$C = \frac{0,0127}{\sqrt{\sin\varphi}} \cdot v,$$

სადაც C დინების სიჩქარე მ/წ-ში. v — ქარის სიჩქარე მ/წ. φ — ადგილის განედის, $0,0127$ — ემპირიული კოეფიციენტი, რომელმაც მიიღო ქარული კოეფიციენტის სახელწოდება.

3. ზღვის სიღრმის გადიდებასთან ერთად დინება იცვლება როგორც სიღრმის, ისე მიმართულების მიხედვით. დინების სიჩქარე ლოგარითმული კანონით მცირდება, ხოლო მისი გადახრა ქარის მიმართულებიდან უფრო და უფრო მატულობს და უკანასკნელად რომელიმე სიღრმეზე, ე. წ. ხახუნის სიღრმეზე, ზედაპირული დინების საწინააღმდეგო მხარეზე აღმოჩნდება. ეს სიღრმე აღინიშნება D -თი და შემდეგი თანათარლობით განისაზღვრება:

$$D) = \pi \sqrt{\frac{\mu}{\rho a \sin\varphi}},$$

სადაც $\pi = 3,14$, ხოლო დანარჩენი აღნიშვნები იგივეა.

ვინაიდან დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარე მუდმივ სიდიდეს წარმოადგენს, ხოლო წყლის სიმკვრივე კი ერთის ტოლია, სიღრმეში ხახუნი დამოკიდებულია ორ ცვლად სიდიდეზე — ტურბულენტური ხახუნის კოეფიციენტსა (μ) და ადგილის განედზე (φ).

ტურბულენტური ხახუნის კოეფიციენტი μ ძალიან ცვალებადია. უკანასკნელ დრომდე მისი სიდიდე სიზუსტით არ არის დადგენილი. იგი იცვლება ზღვის წყლის თენადობასთან, წყლის მოძრაობასა და ქარის სიჩქარესთან დაკავშირებით. ქარის დიდი სიჩქარის დროს დინების სიჩქარე იზრდება. რაც წყლის ნაკადში გრიგალისებურ მოძრაობას წარმოშობს. რომელიც ტურბულენტური ხახუნის კოეფიციენტში გათვალისწინებულია. ამგვარად, სიღრმის ხახუნი დამოკიდებულია ქარის სიჩქარესა და ადგილის განედზე. 45-ე ცხრილში მოტანილია სიღრმის ხახუნის ცვალებადობის დამოკიდებულება ქარის სიჩქარესა და ადგილის განედთან.

ცხრილი 45

სიღრმის ხახუნის ცვალებადობა (მ.ობით) ქარის სიჩქარესა და ადგილის განედთან

დაკავშირებით

(ი. ისტომინის მიხედვით)

განედები გრადუსებში	ქარის სიჩქარე მ/წ		განედები გრადუსებში	ქარის სიჩქარე მ/წ	
	10	20		10	20
45	90	180	60	82	165
50	87	175	70	90	180
55	85	170	80	75	150

როგორც ცხრილიდან ჩანს, სიღრმის ხახუნი ადგილის განედის გადიდებულას უმნიშვნელოდ მცირდება, ხოლო ქარის გადიდებასთან დაკავშირებით ძალიან იზრდება.

სიღრმეებზე, რომლებიც სიღრმის ხახუნის (D) ტოლია, დინების სიჩქარეები ზედაპირული დინების სიჩქარეების მხოლოდ 4%-ს შეადგენს.

კრიუმელმა ჩაატარა გაზომვები ატლანტის ოკეანის ჩრდილო დრეიფულ პასატურ დინებაში და აღნიშნა, რომ $D=150$ მეტრს. ს. ო. მაკაროვმა გაზომა წყნარი ოკეანის სამხრეთ პასატური დინების სიღრმეები და $D=200$ მ აღმოჩნდა. შეიძლება ვიგულისხმოთ, რომ დრეიფული დინების გავრცელების ქვედა საზღვარში $D=300$ მ-ს.

ეკმანის აზრით, იმისათვის, რომ ქარული დინება ამა თუ იმ სიღრმეში დაწყარდეს, საჭირო დრო დიდ ფარგლებში იცვლება (რამდენიმე საათიდან რამდენიმე თვემდეც კი). ასე, მაგალითად, ნაპირებიდან 500 კმ-ის დაშორებით 500 მეტრზე ნაკლებ სიღრმეში ქარული დინება რამდენიმე დღის შემდეგ დამყარდება, ხოლო ზედაპირული დინება — რამდენიმე საათის შემდეგ. ნაპირიდან იმავე მანძილზე და 500 მეტრის სიღრმეში ქარული დინების დამყარებას რამდენიმე თვე სჭირდება.

ეკმანმა გამოიკვლია დინებებზე ზღვის სიღრმეებისა და სანაპიროების გავლენა. მან დაადგინა, რომ თუ ზღვას H სიღრმე სიღრმის ხახუნზე ნაკლები აქვს, მაშინ ზედაპირული დინების მიმართულებასა და ქარის მიმართულებას შორის მდებარე α კუთხე შემდეგი ცხრილის მიხედვით მცირდება:

H/D მ-ით	0,10	0,25	0,50
α°	0°0	21°,5	45°

როგორც ცხრილიდან ჩანს, როცა ზღვის სიღრმე $H=0,1 D$, მაშინ დინების მიმართულება ზედაპირიდან ფსკერამდე ქარის მიმართულებას ემთხვევა. თუ ზღვის სიღრმე (H) ხახუნის სიღრმის (D) ტოლია, მაშინ ქარული დინება ქარის მიმართულებიდან 45° -ით გადაიხრება, ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში — მარჯვნივ, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში — მარცხნივ.

პრაქტიკულად, თუ ზღვის სიღრმე ტოლია ან მეტია ხახუნის სიღრმეზე, ზღვა შეიძლება ღრმად ჩაითვალოს, ხოლო თუ ზღვის სიღრმე ნაკლებია ხახუნის სიღრმეზე, ზღვა თხელწყლიანი იქნება.

§ 202. დედამიწის ბრუნვის, ნაპირების კონფიგურაციისა და ზღვის ფსკერის რელიეფის გავლენა დინებებზე

როგორც აღნიშნული იყო, ზღვის დინებათა წარმოქმნისას თავს იჩენს სხვადასხვა ძალა ან ფაქტორი, რომლებიც სათანადო გავლენას ახდენს მათზე. სხვა ძალთა შორის მნიშვნელოვანია დედამიწის ბრუნვით გამოწვეული ძალები, ანუ კორიოლისის ძალა. იგი გამოისახება ფორმულით: $F = 2w \cdot v \cdot \sin \varphi$, სადაც φ — დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარეა, v — წყლის მოძრაობის სიჩქარე, φ — ადგილის განედო.

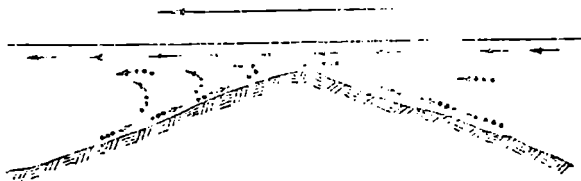
დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარე ყველგან ერთნაირია. მისი სიდიდე დამოკიდებულია მხოლოდ ადგილის სიგანედსა და სხეულის მოძრაობის სიჩქარეზე. ეკვატორზე სხეულის თანაბარი სიჩქარის დროს კუთხური სიჩქარე ნულის ტოლია, ეკვატორიდან მაღალი განედებისაკენ კუთხური სიჩქარე თანდათან მატულობს და მაქსიმუმს პოლუსებთან აღწევს.

ს. ო. მაკაროვი ზღვებში დინებათა ბრუნვის ერთ-ერთ მთავარ მიზეზად კორიოლისის ძალებს თვლიდა. მისი აზრით, კუნძულებიან ზღვებში დინებათა ბრუნვა კორიოლისის ძალებით იყო გამოწვეული. დედამიწის ბრუნვით გამოწვე-

ვეული ძალები ხელს უწყობს ევრაზიის პოლარული სანაპიროების გასწვრივ აღმოსავლურ დინებათა წარმოქმნას.

ანტარქტიდული კონტინენტის სანაპიროების გასწვრივ დინებათა მიმართულემა დასავლეთით აისხნება სამხრეთ ნახევარსფეროში კოჩილიის ძალების მარცხნივ გადახრით.

ზღვების სანაპიროები ძლიერ გავლენას ახდენს დინებათა ფორმებსა და ხასიათზე. ქარის მიერ გამოწვეული დინება თავის მოძრაობის გზაზე შეიძლება ზღვის სანაპიროს შეხედეს, რაც ხელს უშლის ზღვიური დინების წინსვლას და



ნახ. 107. დინების სქემა ფსკერის რელიეფის სხვადასხვა ფორმებიდან და ნაპირებთან.

გამოიწვევს დინების მიერ მოტანილი წყლების დაგროვებას. ამ დროს სანაპირო ზოლში წყლის მთელ სისქეში წარმოქმნილ დინებას გ რ ა დ ი ე ნ ტ უ ლ ი დ ი ნ ე ბ ა ე წ რ ო დ ბ ა.

ქარის მოქმედების შედეგად წყლის მოდენისა და მიდენისას სამი ფენა წარმოიქმნება. წყლის ზედა ფენაში, რომლის სისქე სიღრმის ხახუნის ტოლია. ადგილი აქვს ჯამურ დინებას, რომელიც შედგება სუფთა დრეიფული და გრადიენტული დინებებისაგან; გრადიენტული დინების შუალედური ფენა ყოველთვის მიედინება ნაპირის პარალელურად. მას მიმართულემა ექნება მარცხნივ მარჯვნივ იმ შემთხვევაში, თუ ნაპირთან წყლის დონე უფრო მაღალი იქნება. ვიდრე ნაპირიდან დაშორებული ზღვის დონე. მაგრამ, თუ ნაპირებთან ზღვის დონე უფრო დაბალია, ვიდრე ნაპირიდან რამდენადმე მოშორებით, სიღრმის დინების შუალედური ფენის მიმართულემა პირველი შემთხვევის საწინააღმდეგო იქნება, ე. ი. დინების მიმართულემა იქნება მარჯვნივ მარცხნივ. თუ ზედაპირული დინება მიდის ნაპირთან ან ნაპირის საწინააღმდეგოდ, მაშინ ქვედა ფსკერული დინების ხასიათი ზედაპირული დინების ანალოგიური იქნება, მაგრამ საწინააღმდეგო მიმართულეებით.

სანაპირო ზოლში ზემოაღნიშნული დინების სამი ფენა შეგვხვდება იმ შემთხვევაში, თუ ზღვის სიღრმე ორჯერ მეტია ხახუნის სიღრმეზე ($H > 2D$). მაგრამ, თუ ზღვის სიღრმე ტოლია ორი ხახუნის სიღრმისა ($H = 2D$). მაშინ დინების შუალედურ ფენას ადგილი არ ექნება.

ზღვის ფსკერის რელიეფის გავლენა ეკმანმა თეორიული თვალსაზრისით განიხილა. მან აღნიშნა, რომ ჩრდილო ნახევარსფეროში წყალქვეშა ამალეების თხემის ზევით დინება მარჯვნივ გადაიხრება, ხოლო ამალეების ქვევით სიღრმეში კი — მარცხნივ. თუ წყალი იზობათების მიხედვით მიედინება, მაშინ ზღვის ფსკერის რელიეფი დინების მიმართულემაზე გავლენას არ ახდენს. თუ წყალი ჩრდილო ნახევარსფეროში კონუსური ფორმის ჩაღრმავებულ ად-

გილში მიედინება. მაშინ დინება პარველდაწყებითი მიმართულებიდან გადა-
იხრება მარცხნივ, ხოლო შემდეგ, როდესაც სიღრმეები დაკლებას დაიწყებს,
დინება პარველდაწყებითი მიმართულებიდან მარჯვნივ გადაიხრება.

107-ე ნახაზზე ნაჩვენებია დინების ორი სისტემის სქემა: ერთი — ქარის
მიმართულების მიხედვით, მეორე კი — ქარის მიმართულების საწინააღმდეგოდ
წყალქვეშა ამაღლების თხემზე. მეორადი დინება ნაჩვენებია წყვეტილხაზიანი
ისრებით, ძირითადი დინება კი — მთლიანი ხაზებით.

§ 208. მსოფლიო ოკეანის დინებათა საერთო სქემა

თუ მსოფლიო რუკაზე ერთმანეთს შევადარებთ სეზონური და ნახევარ-
წლიური ქარების მოძრაობისა და მსოფლიო ოკეანის დინებათა მიმართულე-
ბას, დავინახავთ მათ შორის მკაფიო მსგავსებას. რუკაზე შედარებისას აღმოჩნ-
დება, რომ გაბატონებული ქარების მიმართულება ძირითად საფუძველს ქმნის
მსოფლიო ოკეანის მულმივი დინებისას, რომელშიაც ზოგიერთი დამატება
შეაქვს სხვადასხვა ფაქტორს, როგორც არის: წყლის სიმკვრივის არათანაბარი
განაწილება, კონტინენტების არსებობა, კორიოლისის ძალთა მოქმედება დინება-
თა გადახრაზე, ფსკერის რელიეფის გავლენა და სხვ.

როგორც ცნობილია, ატმოსფერული ცირკულაცია ძირითადად განსაზღვ-
რავს დედამიწის ზედაპირის არათანაბარ გათბობას, რომელიც გადაიხრება დე-
დამიწის ბრუნვითი ძალებით, მაგრამ ზღვიური დინებები (ოკეანური ცირკულა-
ცია), თავის მხრივ, სათანადო გავლენას ახდენს დედამიწის სფეროს კლიმატურ
პირობებზე, ე. ი. თვით ატმოსფერულ ცირკულაციაზე. ამგვარად, ატმოსფერულ
ცირკულაციასა და მსოფლიო ოკეანის დინებათა სისტემას შორის არსებობს არა
მარტივი კავშირი, არამედ რთული ურთიერთობა.

ი. შ. შოკალსკის სქემის მიხედვით ოკეანეების საერთო დინებები შეიძლება
დავანახაიათო შემდეგნაირად (ნახ. 108).

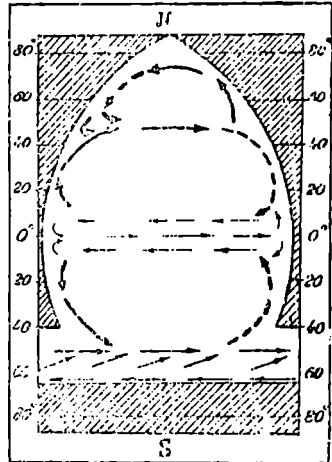
ეკვატორის ორივე მხარეზე პასატური ქარების გავლენით ოკეანეთა წყლები
აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ მოძრაობს ჩრდილო და სამხრეთ პასატური
დინებების სახელწოდებით. დასავლეთის კონტინენტის სანაპიროებთან მის-
ვლისას ისინი იტოტებიან. უფრო ძლიერი შიდა ტოტები კი ერთდება და კომპ-
ლექსურ ეკვატორულ უკუდინებას ქმნის. ეს უკანასკნელი დასავლეთიდან
აღმოსავლეთისაკენ მიემართება. პასატური დინების გარეთა ერთი ტოტი სამ-
ხრეთისაკენ გადაიხრება, ხოლო მეორე — ჩრდილოეთისაკენ. პირველად კონ-
ტინენტის სანაპიროების გასწვრივ მიდის, ხოლო შემდეგ კორიოლისის ძალების
გავლენით გადაიხრება და 30° პარალელის გადაკვეთის შემდეგ გაბატონებული
ქარების მხარეში მოხვდება. ისინი ჩრდილო ნახევარსფეროში სამხრეთ-დასა-
ვლეთს ქარების მოქმედების ზონაში აღმოჩნდებიან, ხოლო სამხრეთ ნახევარ-
სფეროში — ჩრდილო-დასავლეთის ქარების მოქმედების ზონაში. ამ ქარების
მოქმედების შედეგად დინებები სხვადასხვა სახელწოდებას ღებულობს და
აღმოსავლეთისაკენ მიემართება. აღმოსავლეთის კონტინენტების სანაპიროებ-
თან მიღწევისას იტოტება; ტოტების ერთი ნაწილი ეკვატორისაკენ შებრუნდე-
ბა და წარმოქმნის კომპენსაციურ დინებებს, რომლებიც ცდილობს ტროპიკულ
ზოლში პასატური დინებით გამოწვეული წყლის დანაკლისი შეავსოს. პასატურ
დინებასთან შეერთებისას 50° პარალელსა და ეკვატორს შორის ისინი ჩაკეტილ

წრეს წარმოქმნიან. 50°-ის პარალელიდან დინების მეორე ნაწილი პოლუსები-საკენ შებრუნდება და მცირე ზომის წრებრუნევებს წარმოქმნის. ოკეანეების სა-ერთო დინებებში ადგილობრივ პირობებს სათანადო ცვლილებები შეაქვს.

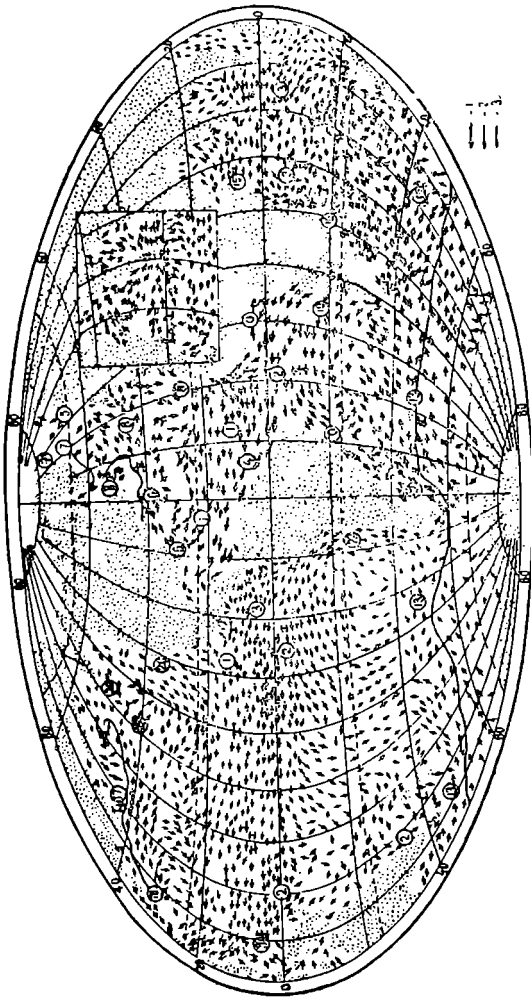
მსოფლიო ოკეანის მთავარი დინებები ატლანტის ოკეანის დინებებში. ატლანტის ოკეანეს აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ ჩრდილო და სამხრეთ

პასატური დინებები გადაკვეთს. დასავ-ლეთში, ამერიკის სანაპიროებთან, ჩრდილო პასატური დინება გადაიხრება და ანტილის კუნძულებთან ანტილის დინებაში გადადის. მისი მეორე ნაწილი კარიბის ზღვაში შედის, აქედან მექსიკის უბნში იჭრება, შემდეგ ფლორიდის სრუტით გამოდის და ოკეანეში გამოს-ვლისას ფლორიდის დინებას წარმოქ-მნის. ფლორიდის დინებას აქვს წყლის 800 მეტრის სიღრმე, დიდი სიჩქარე (2,5 მ/წ-მდე) და დიდი სითბო (27—28°). ამ დინების წყლის ხარჯი 22-ჯერ აღემა-ტება მსოფლიოს ერთად აღებულ ყვე-ლა მდინარის ხარჯს. ფლორიდის დინება ფლორიდის სრუტიდან გამოსვლის შემ-დეგ ანტილის დინებას უერთდება და და-საწყისს აძლევს გოლფსტრიმის თბილ დინებას. ამ უკანასკნელის სიგანე 500 კმ-ს უდრის, ზედაპირული წყლის მარი-ლიანობა 36,5%-მდეა. გოლფსტრიმის დინება ამერიკის სანაპიროების გასწვ-რივ მიედინება, მაგრამ ნაპირამდე ვერ აღწევს, რადგან სანაპირო ხაზსა და გოლფსტრიმის დინებას შორის ლაბრადორის ცივი დინების წყლები მიედინება. ლაბრადორის ცივი დინება ბაფინის სრუტიდან მოდის. მას დიდი რაოდენობით შოაქვს აისბერგები. გოლფსტრიმისა და სანაპირო წყლების ტემპერატურები დიდად განსხვავდება ერთიმეორისაგან, განსაკუთრებით — ზამთარსა და გაზაფ-ხულზე, ზაფხულში კი თანაბრდება (ნახ. 109).

ნიუ-იორკის პარალელიდან გოლფსტრიმი აღმოსავლეთისაკენ იხრება და რამდენიმე ნაკადად იშლება, რომლებიც სხვადასხვა მიმართულებით მიედინება. კორიოლისის ძალები მათ ხრის სამხრეთისა ან აღმოსავლეთისაკენ. გოლფსტრი-მის ტოტი აზორის კუნძულებიდან მიდის აღმოსავლეთით პირენეის ნახევარ-კუნძულის სანაპიროებამდე. შემდეგ გადაიხრება ევროპის სანაპიროების გასწვ-რივ და კანარის ცივ და სუსტ დინებას ქმნის. მწვანე კონცხის კუნძულების რა-იონში კანარის დინება ჩრდილო პასატურ დინებას შეუერთდება და ატლანტის ოკეანის ჩრდილო ნაწილში კრავს წრეს, სადაც წყალი საათის ისრის მიმართუ-ლებით მოძრაობს; წრის შიგნით მოთავსებულია სარგასის ზღვა.



ნახ. 108. მსოფლიო ოკეანის დინებათა საერთო სქემა (ი. მ. შოკალსკის მიხედვით).



საბ. 109. მსოფლიო ოკეანის მოკარი ღრუბების სქემა.
 ღრუბების სიღრმე 1—>24, 2—12—24, 3—6—1 მილ/ღლ.
 კოლორული წყლების ფრონტი ზედაპირზე.

გოლფსტრიმის მეორე ტოტი ჩრდილო-ატლანტის დრეიფულ დინებას წარმოადგენს. მისი სიჩქარე დიდად აღემატება გოლფსტრიმის სიჩქარეს (25 კმ/დღ), რაც მის დამოუკიდებელ არსებობას ადასტურებს. ჩრდ. განედის 60° პარალელზე ჩრდილო-ატლანტის დინებას ზღვის ფსკერის რელიეფის გავლენის შედეგად გამოეყოფა დასავლეთის ტოტი. რომელიც ი რ მ ი ნ გ ე რ ი ს დ ი ნ ე ბ ი ს ს ა ხ ე ლ წ ო დ ე ბ ი თ ა რ ი ს ც ნ ო ბ ი ლ ი. ეს დინება უკიდურეს სამხრეთ ნაწილში ნახევარკუნძულ გრენლანდიასთან ხვდება გრენლანდიის ცივი დინების აღმოსავლეთ ნაწილს, რომელსაც პოლარული ზღვებიდან ყინულები დიდი რაოდენობით მოაქვს. ირმინგერის დინება შემოუვლის გრენლანდიის სამხრეთ მხარეს და დასავლეთ გრენლანდიის დინებაში გადადის. ჩრდილო-ატლანტის დინების ძირითადი ტოტი დედამიწის ბრუნვის ძალებით ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ იხრება, გადადის ნორვეგიის დინებაში და შემდეგ ორ ტოტად იყოფა. რომლებიც შპიცბერგენისა და ნორდკაპის დინებებს წარმოქმნიან.

ჩრდილო და სამხრეთ პასატურ დინებებს შორის ზაფხულის პერიოდში მიედინება ეკვატორული უკუდინება. რომელსაც აღმოსავლეთ ნაწილში გვინეის დინებას უწოდებენ. ეკვატორული უკუდინება ზაფხულში კარგად არის გამოსახული ჩრდილო ნახევარსფეროში, სადაც იგი განიერ ზოლს იკავებს. ზამთარში ის ძალიან სუსტდება და ზოგჯერ იკარგება კიდევ, ხოლო აღმოსავლეთით გვინეის დინების ნაწილში განაგრძობს არსებობას.

სამხრეთ პასატური დინება ატლანტის ოკეანეს აფრიკის სანაპიროებიდან სამხრეთ ამერიკის სანაპიროებამდე გადაკვეთს. ამერიკის სანაპიროებთან იგი გვიანასა და ბრაზილიის დინებებამდე იყოფა. გვიანას დინება ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით მიედინება, ხოლო ბრაზილიის დინება — სამხრეთ-დასავლეთით. მდ. ლა-პლატის შესართავთან ბრაზილიის დინება უერთდება ფოლკლენდის ცივ დინებას და გადაიხრება აღმოსავლეთისაკენ, შემდეგ უერთდება დასავლეთის ქარებით გამოწვეულ დინებას. რომელიც სამივე ოკეანის (ატლანტის, ინდოეთის, წყნარი) სამხრეთ ნაწილში მიედინება. ამ დინების წყლების ნაწილი ჩრდილო-აღმოსავლეთისაკენ გადაიხრება და ქმნის ბენგალის ცივ დინებას, რომელიც აფრიკის სანაპიროების გასწვრივ მიედინება და სამხრეთ პასატურ დინებას უერთდება. ამგვარად. ატლანტის ოკეანის სამხრეთ ნაწილში დინების წრე შეიკვრება, რომელიც საათის ისრის საწინააღმდეგო მიმართულებით მოძრაობს.

წყნარი ოკეანის დინებები. წყნარი ოკეანის დინებები თითქმის ატლანტის ოკეანის დინებათა ანალოგიურია. სხვაობა მათ შორის მცირეა. წყნარ ოკეანეში, ისე როგორც ატლანტის ოკეანეში, არსებობს ჩრდილო და სამხრეთ პასატური დინებები, რომელთა შორის არის ეკვატორული უკუდინება.

ჩრდილო პასატური დინება მიემართება აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ ჩრდილო განედის 10 და 22°-ს პარალელებს შორის. დინების სიჩქარე 0,25—0,50 მ/წ უდრის. ჩრდილო პასატური დინება ფილიპინის კუნძულებთან მისვლისას სამ ტოტად იყოფა: ერთი მათგანი სამხრეთ-დასავლეთით ზონდის არქიპელაგისაკენ მიემართება, მეორე ტოტი — სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ და წარმოშობს ეკვატორული უკუდინების დასაწყისს, ხოლო მესამე, მთავარი ტოტი, მიემართება ჩრდილოეთისაკენ და კურო-სიოს თბილ დინებას აძლევს დასაწყისს. გოლფსტრიმის მსგავსი დინება წყნარ ოკეანეში არის კურო-სიოს თბილი დანება, რომლის მარილიანობა 35‰-ის უდრის, ხოლო მისი სიჩქარე

0,85 მ/წ აღწევს. ამ დინების წყლის ნაწილი ყვითელ ზღვაში და კორეის სრუტეში იჭრება. კურო-სიოს დინების საზღვრები ხშირად იცვლება, ზაფხულობით ვრცელდება უფრო ჩრდილოეთით, მაგრამ ჩრდილო განედის 40°-ის პარალელს იქით აღარ მიდის. კურო-სიოს დინების საწინააღმდეგოდ ჩრდილოეთიდან მოედინება ოია-სიოს ცივი დინება, რომლის აღმოსავლეთიდან ავრეთვე მოდის კამჩატკის ცივი დინება. ოია-სიოს დინება ჩრდ. განედ. 35°-ს პარალელის შემდეგ სამხრეთისაკენ თანდათანობით იძირება და სიღრმის დინებას წარმოქმნის.

იაპონიის სანაპიროებიდან კურო-სიოს თბილი დინება აღმოსავლეთისაკენ ბრუნდება და ჩრდილოეთის წყნარ ოკეანურ დინებას წარმოქმნის, რომლის სიჩქარე 0,30 მ/წ უდრის. ეს დინება აღმოსავლეთით ორად იყოფა: ერთი ტოტი მიდის სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ, ჩრდილო ამერიკის სანაპიროების გასწვრივ, და კალიფორნიის ცივ დინებას წარმოშობს. კალიფორნიის დინება ეშვება სამხრეთისაკენ და ჩრდილო პასატურ დინებას უერთდება. ამრიგად, წყნარი ოკეანის ჩრდ. ნაწილში იკვრება დინებათა წრე, რომელიც მოძრაობს საათის ისრის მიმართულებით. ჩრდილოეთის წყნარ-ოკეანური დინების მეორე ტოტი ჩრდილოეთისაკენ ბრუნდება ალასკის დინების სახელწოდებით და საათის ისრის საწინააღმდეგო მიმართულებით მოძრაობს.

ეკვატორული უკუდინება წყნარ ოკეანეს დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ გადაკვეთს. ეს დინება მთელი წლის განმავლობაშია. ზაფხულობით მისი სიჩქარე 0,5—1,0 მ/წ აღწევს, ხოლო ზამთრობით მცირდება და 0,5 მ/წ არ აღემატება. ამერიკის სანაპიროებთან ეკვატორული უკუდინება ორ ტოტად იყოფა და თითოეული მათგანი შესატყვის პასატურ დინებას უერთდება.

სამხრეთ პასატური დინება უფრო ძლიერი და მდგრადია ჩრდილო პასატურ დინებასთან შედარებით. ეს დინება გალაპავოსის კუნძულების სანჩრეთით იწყება, სადაც მას უერთდება პერუს ცივი დინება. ამიტომ სამხრეთ პასატური დინების წყლები შედარებით უფრო ცივია და 15—10°-ს არ აღემატება.

სამხრეთ პასატური დინება წყნარ ოკეანეს დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით კვეთს. ავსტრალიის კონტინენტთან მიღწევისას ეს დინება კუნძულებს შორის იტოტება და სუსტდება. ავსტრალიის სანაპიროების გასწვრივ ეშვება სამხრეთისაკენ და აღმოსავლეთ ავსტრალიის დინებად გადაიქცევა. ეს უქანასკნელი კუნძულ ტასმანიის სანაპიროებთან ბრუნდება აღმოსავლეთისაკენ, გაჰყვება ახალი ზელანდიის სანაპიროებს ჩრდილოეთის მიმართულებით და ტასმანიის ზღვაში წყლის ბრუნვას წარმოშობს საათის ისრის მოძრაობის საწინააღმდეგოდ.

წყნარი ოკეანის სამხრეთ ნაწილში მიედინება დასავლეთის ქარებით გამოწვეული დინებაც, რომელსაც წყნარ ოკეანეში ინდოეთის ოკეანის წყლები შეაქვს. დასავლეთის ქარების დინება სამხრეთ ამერიკის უკიდურეს სამხრეთ ნაწილში პერუს ცივ დინებაში გადადის. პერუს დინება მიემართება ჩრდილოეთისაკენ სამხრეთ ამერიკის დასავლეთ სანაპიროების გასწვრივ ბიანკოს კონცხამდე (აანხრ. განედ. 40°). გაივლის დაახლოებით 2500 საზღვაო მილს¹. მისი სიგანე ჩილის სანაპიროების გასწვრივ 100 მილს უდრის, ხოლო პერუს სანაპი-

¹ საზღვაო მილი უდრის 1852 მეტრს.

როების გასწვრივ — 250 მილს. პერუს ღინების წყალს სანაპიროების გასწვრივ მწვანე ფერი აქვს. რომელიც მდიდარია მცენარეულობითა და პლანქტონით, ეს კი აქ დიდი რაოდენობით იზიდავს თევზსა და სხვა ცხოველებს.

ყოველწლიურად ზაფხულობით. პერუს ღინების საწინააღმდეგოდ, სანაპიროების გასწვრივ პანამის ყელიდან სამხრეთის მიმართულებით მიედინება ელ-ნინოს თბილი ღინება. ეს უკანასკნელი წყნარი ოკეანის ეკვატორული უკუღინების ერთ-ერთ ტოტს წარმოადგენს. პერუს სანაპიროების გასწვრივ ელ-ნინოს უფრო სამხრეთით შექრას ხშირად ზოკყევა კატასტროფული შედეგები. ამ დროს ცივი წყლის მოყვარული თევზები და სხვა ცხოველები სამხრეთისაკენ მიდიან, მაგრამ ზოგი ვერ ასწრებს გასვლას, ვინაიდან უსწრებს ელ-ნინოს თბილი წყლები და ხოცავს მათ. ამ დროს პერუს სანაპირო საესეა დახოცილი თევზითა და ზღვის ცხოველებით. ამ მხრივ გამოირჩევა ქ. ლიმას ნავსადგური კალიაო, სადაც დახოცილი ორგანიზმების ლპობის შედეგად წარმოიქმნება გოგირდწყალბადი და ზღვის წყლის ზედაპირი შავ ფერს ღებულობს, აქვს საშინელი სუნი. ამ ადგილს მეზღვაურები „კალიაუს საღებავს“ უწოდებენ.

სანაპიროს გასწვრივ, რომელსაც ელ-ნინოს თბილი ღინება მიჰყვება, მოდის თავსხმა წვიმები, ისინი აჩენენ ნიაღვრებს. რომლებიც ანგრევენ საცხოვრებელ სახლებს, რკინიგზებს და რეცხავს ნოყიერ ნიადაგს. წვიმებს მოყვება ჰაერის ტემპერატურის მომატება, რის გამოც იწყება მცენარეული საფრის განვითარება იმ ადგილებში, სადაც ელ-ნინოს ღინების მოსვლამდე უდაბნო იყო, ჩნდება ტროპიკული მცენარეულობა. ასეთი მოვლენები აღნიშნულია 1891, 1925, 1941 წწ. აღწერებში.

ინდოეთის ოკეანის ღინებები. ინდოეთის ოკეანე ღინებებით განსხვავდება ატლანტისა და წყნარი ოკეანის ღინებებისაგან. ინდოეთის ოკეანის ღინებებს ძირითადად მუსონური ქარები განაპირობებს. ინდოეთის ოკეანეში ჩრდილო პასატური და ეკვატორული უკუღინება მხოლოდ ზამთარში მოქმედებს, სამხრეთ პასატური ღინება კი — მთელი წლის განმავლობაში. ეს ღინება ოკეანეს აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ კვეთს. მისი სიჩქარე 0,70—1,2 მ/წ უდრის. სამხრეთ პასატური ღინება კუნძულ მადაგასკართან მისვლისას იტოტება. ჩრდ. ტოტი ზამთარში ეკვატორულ უკუღინებას აძლევს დასაწყისს, ხოლო ზაფხულში აიწევა ჩრდილოეთით სომალის სანაპიროებისაკენ და სომალის ღინებას წარმოქმნის.

ინდოეთის ოკეანის პასატური ღინების სამხრეთი ტოტი ეშვება სამხრეთით მადაგასკარის სანაპიროების გასწვრივ, რომლის წყლის ნაწილი მოზამბიკის სრუტეში შედის, გაჰყვება აფრიკის სანაპიროს და მოზამბიკის ღინებას წარმოქმნის. მისი სიჩქარე 0,8 მ/წ უდრის. მოზამბიკის ღინების უშუალო გაგრძელებას იგოლნის ღინება წარმოადგენს. ეს ღინება გამოირჩევა მღვრადობით და დიდი სიჩქარით (1 მ/წ-დან 2 მ/წ-მდე). იგოლნის ღინების თბილი წყლები სამხრეთით დასავლეთის ქარებით გამოწვეულ ცივი ღინების წყლებს უერთდება. აღნიშნული ცივი ღინების წყლების ნაწილი ავსტრალიის სანაპიროსთან ინდოეთის ოკეანის სამხრეთ პასატური ღინების წყლებს უერთდება და ინდოეთის ოკეანეში ქმნის ღინებათა საერთო წრეს, რომელიც საათის ისრის მიმართულების საწინააღმდეგოდ მოძრაობს.

ინდოეთის ოკეანის ჩრდილო ნაწილში ზამთარსა და ზაფხულში ღინებები სხვადასხვა ხასიათს ატარებს. ზამთარში აქ ოქტომბრიდან ჩრდილო-აღმოსავლ-

თის მუსონური ქარები იწყებს მოქმედებას. მათი მოქმედების შედეგად ნოემბრის თვიდან ინდოეთის ოკეანის ჩრდ. ნაწილში ჩრდილო პასატური დინება წარმოიქმნება. იგი იწყება სუმატრის სანაპიროებთან და ვრცელდება დასავლეთით აფრიკის სანაპირომდე. დინების წყლის ნაკადი ბენგალის უბნისა და არაბეთის ზღვაში შედის. ჩრდილო პასატური დინება აფრიკის სანაპიროებთან მისვლისას არაბეთის ზღვის წყლებთან ერთად წარმოქმნის სომალის დინებას, რომელიც სამხრეთის მიმართულებით მიჰყვება სომალის სანაპიროებს, შემდეგ ბრუნდება აღმოსავლეთისაკენ და ზამთარში დასაწყისს აქლევს ეკვატორულ უკუდინებას.

წლის თბილ პერიოდში, აპრილ-მაისის თვეებში, ინდოეთის ოკეანეში სამხრეთ-დასავლეთის მუსონები იჭრება, რომლებიც წარმოქმნის დინებას დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით სუმატრის სანაპიროებამდე. ეს დინება მაისიდან ოქტომბრამდე მოქმედებს. ამგვარად, წლის თბილ პერიოდში ინდოეთის ოკეანეში პასატურ დინებას მუსონური დინება ცვლის.

ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანის დინებები. ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანეში დინებათა სქემა ჭერ კიდევ არ არის სრულად შესწავლილი. ამ ოკეანეში დინებებისა და წყლის ცვლის მთავარ მიზეზს წარმოადგენს გრენლანდიის, აზიური და ამერიკული არქტიკული ნაწილების მაღალი ატმოსფერული წნევა. მათ მიერ წარმოშობილი აღმოსავლეთის ძლიერი ქარები, რომლებიც ევროპის არქტიკული ნაწილის სანაპიროების გასწვრივ ქრის, ასევე გრენლანდიის აღმოსავლეთ სანაპიროების ჩრდილოეთის ქარები ცირკულაციას ქმნის. კანადა-ციმბირის ქვაბულის ანტიციკლონური ცირკულაცია შედგება: გრენლანდიის ჩრდილო ანტიციკლონური და ახალი მიწის ჩრდილო-აღმოსავლეთის ციკლონური ცირკულაციებისაგან. ეს ორი ცირკულაცია ხელს უწყობს აღმოსავლეთ გრენლანდიის მძლავრი დინების წარმოქმნას, რომელსაც გრენლანდიის აღმოსავლეთი სანაპიროებიდან მიაქვს წყლისა და ყინულების უდიდესი მასა ჩრდილო ყინულოვანი ოკეანის ჩრდ. ნაწილში. გრენლანდიის აღმოსავლეთი ნაწილიდან გასული წყლები უმთავრესად ატლანტის ოკეანიდან და ნაწილობრივ წყნარი ოკეანიდან შემოსული წყლებით ნაზღაურდება.

ატლანტის ოკეანიდან თბილი და მარილიანი წყლები ჩრდილო ყინულოვან ოკეანეში ფარერისა და შეტლანდიის კუნძულებს შორის იჭრება, შემდეგ მიმართება ჩრდილოეთისაკენ ნორვეგიის დინების სახელწოდებით. ეს დინება ჩრდილოეთში რამდენიმე ტოტად იყოფა, რომელთა უმრავლესობა აღმოსავლეთ ნორვეგიის დინებას უერთდება.

ნორდკაპის კონცხთან ნორვეგიის დინება ორ ტოტად იყოფა. ერთი მათგანი ნორდკაპის დინების სახელწოდებას ატარებს, მეორე კი შპიცბერგენისას. ნორდკაპის დინება მიდის ნორვეგიისა და მურმანსკის სანაპიროების გასწვრივ. ამიტომ საბჭოთა ნავსადგური მურმანსკი ამ დინების საშუალებით მთელი წლის განმავლობაში მუშაობს. მეორე ტოტი მიდის შპიცბერგენის დასავლეთ სანაპიროს გასწვრივ და სილრმეში იძირება.

§ 204. წყალთა ცვლა ოკეანეებს შორის

ატლანტის, ინდოეთისა და წყნარი ოკეანეების წყლები დასავლეთის ქარების ზედაპირული დინებით ერთმანეთს თავისუფლად უკავშირდება. ასევე შპიცბერგენის დინების დაკავშირებული სამხრეთ განედების ანტარქტიდულ წყლებთან. მათ შორის წყლის გაცვლა-გამოცვლა თავისუფლად ხდება. განსხვავებუ-

ლია წყალთა გაცვლა-გამოცვლა ჩრდილო ნახევარსფეროში არქტიკულ წყლებსა და ატლანტისა და წყნარი ოკეანის წყლებს შორის. ატლანტის ოკეანის წყლები არქტიკულ წყლებში ჩრდილო ატლანტის ზედაპირული დინების ტოტების საშუალებით იჭრება. მაგრამ ატლანტის ოკეანის სიღრმის წყლები ჩრდილო არქტიკული ყინულოვანი ოკეანის სიღრმის წყლებისაგან გამოყოფილია დაახლოებით ჩრდ. განედის 60° პარალელზე მდებარე წყალქვეშა ამაღლებით, რომელიც გრენლანდიის, ისლანდიისა და ფარერის კუნძულების გასწვრივ გადის. წყნარი ოკეანის სიღრმის წყლები კი გამოყოფილია ჩრდ. ოკეანის წყლებისაგან თხელწყლიანი ბერინგის სრუტით.

ოკეანეებს შორის წყალთა ცვლისათვის განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს სიღრმის წყლების ზევით ამოსვლას. აგრეთვე ზედაპირული წყლების ქვევით ჩასვლას, ე. ი. კონვექციურ მოვლენებს.

საერთოდ განედების მიხედვით ზღვის წყლის სიმკვრივის გადიდება მაღალ განედებში ჰიდროსტატიკურ წნევას იწვევს, რის შედეგადაც მაღალ განედებში უფრო მკვრივი ზედაპირული წყალი სიღრმეში იძირება. ეს იწვევს სიღრმის წყლების მოძრაობას მაღალი განედებიდან ეკვატორის მიმართულებით. ისინი შემდეგ ეკვატორთან ისევ ზევით ამოდიან და კრავენ ოკეანური წყლების ვერტიკალურ ცირკულაციურ წრეს.

სიღრმის მცოცავი დინება მცირედ ვლინდება ჩრდილო ნახევარსფეროში, სადაც მისი სიჩქარე 11 სმ/წ არ აღემატება. სამხრეთ ნახევარსფეროში კი იგი უფრო მძლავრია და მეტი სიჩქარე აქვს. ოკეანეებში ვერტიკალური ცირკულაციის მოვლენები კარგად მტკიცდება დიდ სიღრმეზე ორგანული სიციცხლის არსებობით, რომელთანაც დაკავშირებულია ამ სიღრმეებში ქანგბადის ჩატანა. მუდმივი მარილიანობა და წყლის დაბალი ტემპერატურა.

თითოეულ ოკეანეში, გარდა კონვექციური მოძრაობისა, წყლების ვერტიკალურ ცირკულაციას ხელს უწყობს ოკეანის სიღრმეში წყლის დინამიკური პროცესები იმ რაიონებში, სადაც გაბატონებულია წყლის მიდენ-მოდენის მოვლენები. წყლის მიდენის დროს წარმოიშობა წყლის სიღრმეში ჩაშვება, ხოლო წყლის მოდენის დროს კი სიღრმის წყლების ზევით ამოსვლა. ეს მოვლენები ყველაზე უფრო კარგად ჩანს პასატების მხარეებში. წყლის მიდენის მოვლენის შედეგად კონტინენტების დასავლეთ სანაპიროებთან ტროპიკულ განედებში სიღრმიდან წყლის ამოსვლის უდიდესი ზონებია წარმოშობილი. ჩრდილო ყინულოვან ოკეანეში წყლების სიღრმიდან ამოსვლის ზონები ვეხვდება შპიცბერგენის, ფრანც-იოსების მიწის, ახალი მიწისა და სხვა სანაპიროებთან. წყლის ვერტიკალურ ცირკულაციასთან დაკავშირებით წარმოებს მსოფლიო ოკეანის წყლების ცირკულაციური ცვლა.

§ 206. დინებათა როლი მსოფლიო ოკეანის წყლის ზედაპირის, სიღრმეთა მემპარატურებისა და მარილიანობის განაწილებაში

ზღვის დინებებს წარმოშობის ადგილიდან წყლის უდიდესი მასები ძიპქს ეკვატორიდან დაშორებულ განედებში. ამით იგი არღვევს წლიური ტემპერატურისა და მარილიანობის განედურ ზონალურ განაწილებას. წყნარ, ატლან-

ტისა და ინდოეთის ოკეანეებში დინებათა გავლენის შედეგად წარმოიქმნება ტემპერატურული ანომალია, დადებითი — დასავლეთ მხარეზე და უარყოფითი — აღმოსავლეთ ნაწილში. ეკვატორიდან მაღალ განედებში დინებათა მერიდიანული მოქმედების შედეგად თბილი წყლების გადატანასთან დაკავშირებით წარმოიშობა დადებითი ტემპერატურული ანომალიები. ატლანტის ოკეანეში ასეთი დინებებია ანტილის, გოლფსტრიმის, ბრაზილიისა და სხვ., წყნარ ოკეანეში — მოზამბიკისა და იგოლნის თბილი დინებები. უარყოფითი ანომალიები გამოწვეულია ცივი დინებებით, რომლებიც მაღალი განედებიდან ეკვატორის მიმართულებით მიედინება. ატლანტის ოკეანეში ასეთი დინებებია კახარისა და ბენგალის, წყნარ ოკეანეში — პერუსა და კალიფორნიის, ინდოეთის ოკეანეში კი — დასავლეთ ავსტრალიისა. უარყოფით ანომალიებს აგრეთვე კონტინენტების დასავლეთ ნაწილში წყლის მოდენის შედეგად გამოწვეული სიღრმის წყლების ზედაპირზე ამოსვლა იწვევს.

დინებათა მოქმედება გავლენას ახდენს არა მარტო საშუალო მრავალწლიური ტემპერატურების განაწილებაზე, არამედ წლიური ტემპერატურის ამპლიტუდაზედაც. ეს განსაკუთრებით კარგად ჩანს იმ რაიონებში, სადაც თბილ და ცივ დინებათა წყლები ერთმანეთს ეხება და ერთიმეორეს ერევა, მაგალითად, ასეა ატლანტის ოკეანეში გოლფსტრიმისა და ლაბრადორის ცივი დინების შეხების ადგილზე, წყნარ ოკეანეში კურო-სიოსა და ოია-სიოს ცივი დინების შეხების ადგილზე და სხვ.

დინებები გავლენას ახდენს მსოფლიო ოკეანის წყლების მარილიანობის განაწილებაზეც. დინებებს, რომლებიც ეკვატორიდან მაღალი განედებისაკენ მიემართება, თან უფრო მარილიანი წყლები ნიჟქვს, ხოლო მაღალი განედებიდან ეკვატორისაკენ — უფრო მტკნარი წყლები. დინებათა გავლენა მარილიანობის განაწილებაზე მკვეთრად არის გამოხატული ატლანტის ოკეანეში პასატური დინებების ჩრდ. მხარისაკენ. გოლფსტრიმის დინების უდიდეს ფართობზე და ჩრდილო ატლანტის დინების წყლებში მარილიანობა მცირედ იცვლება (35—36‰). მაგრამ ნიუფაუნდლენდის აღმოსავლეთით, სადაც გოლფსტრიმის წყალი ლაბრადორის ცივი დინების წყალს ეხება, მარილიანობა სწრაფად მცირდება 35‰-დან 31‰-მდე.

წყნარ ოკეანეში აღმოსავლეთ სანაპიროების ნაწილში ეკვატორის მიმართულებით მარილიანობა რამდენიმე პროცენტით მცირდება პერუსა და კალიფორნიის დინებათა ცივი და მტკნარი წყლების შერევით.

§ 200. დინებათა გავლენა კლიმატზე

დინებები მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს კლიმატური პირობების ცვალებადობაზე, ადიდებს ან ამცირებს ჰაერის ტემპერატურას, აზანგრძლივებს ან ამცირებს თბილ და ცივ პერიოდებს, სათანადო ცვლილება შეაქვს ატმოსფერული ნალექების ტერიტორიულ და სეზონურ განაწილებაზე. იქ, სადაც თბილი დინება შორს იჭრება ზომიერ და პოლარეთისპირა განედებში, ზღვის დინებათა გავლენა კლიმატზე მკვეთრად ჩანს. კარგად არის ცნობილი გოლფსტრიმის თბილი დინების, ჩრდილო ატლანტის დინებისა და მისი ტოტების გამაზომიერებელი გავლენა ევროპის კლიმატურ პირობებზე, კურო-სიოს გავლენა წყნარი ოკეანის ჩრდილო ნაწილის კლიმატზე.

იმ სანაპიროებთან, რომელთა მახლობლადაც თბილი დინება მიედინება. კლ-მატური პირობები უფრო თბილი და ზომიერია. ვიდრე იმავე განედზე კონტინენტის შიგნით.

კლიმატის მკვეთრი ცვალებადობა ყველაზე უფრო შესამჩნევია იმ ადგილებში. სადაც სანაპიროების მახლობლად მიედინება თბილი ან ცივი დინებები. მაგალითად, კანადის აღმოსავლეთ სანაპიროზე გაულენას ახდენს ლაბრადორის ცივი დინება, ხოლო ევროპის დასავლეთი სანაპიროები ჩრდილო ატლანტის დინების გაულენას განიცდიან. ამის შედეგადაც ჩრდ. განედ. 55—70 პარალელებს შორის მდებარე კანადის სანაპიროების ზონა 0—10° იზოთერმების ხაზებს შორისაა, ხოლო ევროპის სანაპიროები იმავე პარალელებზე — 0 და +10° იზოთერმებს შორის. უყინავი პერიოდის დღეთა რიცხვი კანადის სანაპიროებზე 60 დღეზე ნაკლებია, ევროპის სანაპიროებზე კი 150—210 დღე-ღამეს აღწევს.

გოლფსტრიმსა და ჩრდილო ატლანტის ოკეანის თბილ დინებებს ჩრდილო ატლანტიკაში ყოველწლიურად 80—100 დიდი კალორია სითბო გადააქვს ერთ კვადრატულ სანტიმეტრზე, ხოლო წყნარ ოკეანეში კურო-სიოს თბილ დინებას იაპონიის კუნძულების მახლობლად 20—30 დიდი კალორია სითბო მიაქვს წელიწადში ერთ კვადრატულ სანტიმეტრზე.

თბილი და ცივი დინებების შეხვედრის მახლობლად სანაპირო ზოლში წარმოიქმნება ნისლიანობა. მოდის თავსხმა წვიმები და სხვ. ასე, მაგალითად, ცნობილია ნიუფაუნდლენდის სამხრეთი სანაპიროები დიდი ნისლიანობით, პერუს დასავლეთი სანაპირო კალიაოს რაიონში — ნისლიანობითა და თავსხმა წვიმებით.

მაღალ განედებში შეჭრილ თბილ დინებებთან დაკავშირებულია ატმოსფეროს ციკლონური ცირკულაცია, რაც ხელს უწყობს უხვი ნალექების მოსვლას. ცივი დინების შეჭრისას, პირიქით. წარმოიქმნება მაღალი წნევის შტო, რაც იწვევს ნალექების შემცირებას. ამიტომაც, რომ ტროპიკებსა და სუბტროპიკულ ზონებში, კონტინენტების აღმოსავლეთ სანაპიროებზე დიდია ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა. დასავლეთ სანაპიროებზე კი, სადაც ძირითადად ცივი დინებებია. ატმოსფერული ნალექები ცოტა მოდის.

§ 207. ღინეზიანი ზღვაება და სრუბიანობა

ზღვებში დინებათა წარმოშობის მიზეზები იგივეა. რაც ოკეანეებში. ზღვებში დინებები წყლის მოძრაობის რთულ სისტემას ქმნის. ისე, როგორც ოკეანეებში, ზღვებშიც დინებათა წარმოქმნის მთავარ მიზეზს ქარები წარმოადგენს.

ბ ა ლ ტ ი ის ზ ღ ვ ა. ბალტიის ზღვაში წყლის ზედაპირული დინების წარმოშობის მთავარი მიზეზი ქარებია, ხოლო ზღვის ჩრდილო ნაწილში — წყლის მცირე მარტიანობა. აქ სამხრეთ-დასავლეთის ქარების დროს წყლის დინების საერთო ბრუნვა საათის ისრის მოძრაობის საწინააღმდეგო მიმართულებით წარმოებს. ბალტიის ზღვაში დინების საშუალო სიჩქარე დაახლოებით 0,5 კვანძს უდრის და დამოკიდებულია ქარების მიმართულებასა და სიმძლავრეზე. დინების სიჩქარემ ძლიერი ქარების დროს შეიძლება 3—4 კვანძს მიაღწიოს.

ძლიერი დასავლეთის ქარებისა და სხვა მეტეოროლოგიური ფაქტორების დროს ზღვის დინების შემოჭრის შედეგად ქ. ლენინგრადში შეიძლება წყალდიდობა წარმოიშვას.

ჩ რ დ ი ლ ო ე თ ი ს ზ ღ ვ ა ს ა და ს რ უ ტ ე ე ბ შ ი უფრო მეტად მოქცე-

ვისა და უკუქცევის დინებებია გავრცელებული. შოტლანდიის სანაპიროებთან მოქცევისა და უკუქცევის დინების სიჩქარე 9 კვანძს¹ აღწევს. მიმოქცევის დინებებთან ერთად ჩრდილოეთის ზღვაში მუდმივი სუსტი დინებაც გვხვდება—რომელიც აქ ატლანტის ოკეანიდან იჭრება. ეს დინება ჩრდილოეთიდან შეტლანდიისა და ორკნეისის კუნძულებს შემოუვლის, შემდეგ შებრუნდება სამხრეთით და მიდის ბრიტანეთის სანაპიროების გასწვრივ. აქედან უხვევს აღმოსავლეთისაკენ, მიჰყვება გერმანიის სანაპიროებს და იუტლანდის ნახევარკუნძულიდან მიემართება ჩრდ. მიმართულებით. ნორვეგიასთან მისვლისას იგი ორად იყოფა. ერთი ტოტი ნორვეგიის სანაპიროს გასწვრივ მიდის, მეორე კი—აღმოსავლეთით, სკაგერაკის სრუტისაკენ. ამგვარად, წყლის ბრუნვა საათის ისრის მოძრაობის საწინააღმდეგოა.

კატეგატში არის ზედაპირული დინება, რომელიც ბალტიის ზღვიდან ჩრდილოეთის ზღვაში მიემართება. ფსკერისპირა დინება კატეგატის სრუტეში ჩრდილოეთის ზღვიდან ბალტიის ზღვისაკენ მიედინება და მიაქვს შედარებით უფრო მარილიანი და თბილი წყლები.

ზუნდის შევიწროებულ სრუტეში დინება მიემართება ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებით 0,25 მ/წ სიჩქარით.

ლა-მანშში არის მოქცევის მძლავრი დინება. პორტლენდის სანაპიროსთან მისი სიჩქარე 6—7 კვანძს აღწევს.

ხმელთაშუა ზღვა და გიბრალტარის სრუტე. გიბრალტარის სრუტეში მოქმედებს ორი დინება—ზედაპირული და სიღრმის. ზედაპირული დინება ატლანტის ოკეანიდან მიემართება ხმელთაშუა ზღვისაკენ, ხოლო სიღრმითი დინება, პირიქით, — ხმელთაშუა ზღვიდან ატლანტის ოკეანეში. ზედაპირული დინების სიჩქარე 4 კვანძს აღწევს.

ატლანტის ოკეანიდან შემოსული წყლის ზედაპირული დინება ხმელთაშუა ზღვაში დედამიწის ბრუნვის შედეგად გადაიხრება სამხრეთ სანაპიროებისაკენ და შემდეგ ვრცელდება საათის ისრის მოძრაობის საწინააღმდეგო მიმართულებით.

შავი ზღვა და სრუტეები. შავ ზღვაში არის დინების ორი წრის ბრუნვა: ერთი—აღმოსავლეთ ნაწილში და მეორე—დასავლეთ ნაწილში. შავ ზღვაში დინების ლიმანიდან დინება მიედინება რუმინეთისა და ბულგარეთის სანაპიროების გასწვრივ 9 მილის სიჩქარით დღე-ღამეში. სამხრეთის სანაპიროებთან ეს დინება აღმოსავლეთის მიმართულებას ეღებულობს, ხოლო ბოსფორის სრუტესთან იტოტება. ერთი ტოტი ბოსფორის სრუტეში შედის, მეორე კი უხვევს ჩრდილოეთისაკენ, გადაკვეთს შავ ზღვას და ყირიმის ნახევარკუნძულთან ბრუნდება დასავლეთისაკენ, ამასთან უერთდება ლიმანიდან გამოსულ დინებას. შავი ზღვის დასავლეთ ნაწილში აკეთებს წყლის ბრუნვის საერთო წრეს საათის ისრის მოძრაობის საწინააღმდეგო მიმართულებით (იხ. ნახ. 90).

შავი ზღვის აღმოსავლეთ ნაწილში წყლის დინება აგრეთვე საათის ისრის მოძრაობის საწინააღმდეგოდ არის მიმართული. იგი გამოდის ქერჩის სრუტიდან. მისი დასავლეთი ტოტი ზღვის დასავლეთ დინების წრეს უერთდება, ხოლო მეორე ტოტი სამხრეთისაკენ მიემართება და შავ ზღვას კვეთს. სამხრეთ სანაპიროსთან იგი უხვევს აღმოსავლეთისაკენ, შემდეგ—ჩრდილოეთისაკენ, მიდის

¹ კვანძი არის გემის ან წყლის დინების სიჩქარის საზომი ერთეული. ერთი კვანძი უდრის ერთ მილს საათში. 1 მილი უდრის 1852 მ.

კავკასიის სანაპიროს გასწვრივ და უკიდურეს ჩრდილო ნაწილში დასავლეთისაჲ
კენ იხრება, აკეთებს წყლის ბრუნვის წრეს ზღვის აღმოსავლეთ ნაწილში.

შავი ზღვის დინების საშუალო სიჩქარე 0,3 კვანძს არ აღემატება, ხოლო
კავკასიისა და ყირიმის სანაპიროების გასწვრივ 0,7 კვანძს აღწევს.

ბოსფორის სრუტეში, მარმარილოს ზღვასა და დარდანელის სრუტეში ზე-
დაპირული დინება შავი ზღვიდან ხმელთაშუა ზღვაში მიდის. ხოლო მეორე
სიღრმითი უკუდინება — ხმელთაშუა ზღვიდან შავ ზღვაში. ზედაპირული დი-
ნების სიჩქარე საათში 3 მილს უდრის. სიღრმის უკუდინების სიჩქარე კი—1,5
მილს. აღნიშნულ დინებათა წარმოშობის მიზეზია ხმელთაშუა ზღვისა და შავი
ზღვის წყლების მარილიანობის სხვადასხვაობა. შავი ზღვიდან მტკნარი წყლები
ზედაპირული დინების საშუალებით ხმელთაშუა ზღვაში გადის, ხოლო იქიდან
უფრო მარილიანი წყლები სიღრმითი დინებით შავ ზღვაში შემოდის.

აზოვის ზღვა ქარული სუსტი დინებით ხასიათდება. აქ ჩრდილო-აღ-
მოსავლეთის ქარები წარმოშობს სამხრეთ-დასავლეთის დინებას ტავანროვის
სამხრეთ-დასავლეთ სანაპიროებთან. სამხრეთ-დასავლეთის ქარების დროს ტა-
ვანროვის ყურეში წარმოქმნილი წყლის დინება მიემართება აზოვის ზღვის
სამხრეთ-აღმოსავლეთ სანაპიროს გასწვრივ.

იაპონიის ზღვა იაპონიის ზღვაში გვხვდება ორი დინება—ზღვის-
პირული ცივი დინება და ცუსიმის თბილი დინება. ზედაპირული ცივი დინება
მიედინება ზღვის ჩრდილო ნაწილიდან ჩვენი ქვეყნის აღმოსავლეთ სანაპიროს
გასწვრივ და კორეის ნახევარკუნძულის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილამდე აღ-
წევს. ცუსიმის თბილი დინება შედის იაპონიის ზღვაში და იაპონიის კუნძულე-
ბის სანაპიროებს გაჰყვება.

ჩინეთისა და ყვითელი ზღვების დინებათა არსებობა მუსო-
ნური ქარების მიმართულებასთან არის დაკავშირებული. ზამთარში ჩრდილო
ნახევარსფეროში ჩრდილო-აღმოსავლეთის მუსონების პერიოდში წყლის დინე-
ბას სამხრეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულება აქვს. სამხრეთ-დასავ-
ლეთის მუსონების დროს კი წყლის დინება ჩრდილოეთისა და ჩრდილო-აღმო-
სავლეთის მიმართულებით მიედინება.

§ 218. ოკეანეებისა და ზღვების ფსკერის ნალექები და მათი წარმოშობა

ოკეანეებისა და ზღვების ფსკერი უმეტესად ფხვიერი ქანებით არის დაფა-
რული, რომლებიც ერთიმეორისაგან შედგენილობითა და წარმოშობით გან-
სხვავდება. ოკეანეებისა და ზღვების ფსკერის ნაფენებს ყოფენ კონტინენტურ
და პელაგურ ნაფენებად. პირველი წარმოადგენს კონტინენტური ქანების დაშ-
ლის პროდუქტებს, ამიტომ მათ ტერიგენულ ნალექებს უწოდებენ. მეორე—პე-
ლაგური ნალექები— წარმოიქმნება ხმელეთის ნაპირებიდან შორ მანძილზე და-
შორებით და ამიტომ მათ კონტინენტური წარმოშობის მასალასთან მცირე კავ-
შირი აქვთ. პელაგური ნალექების წარმოშობაში მთავარი როლი მიეკუთვნება
ოკეანის სიღრმეში მცხოვრებ ორგანიზმებს. ამიტომ ამ ნაფენებს ორგანიკულ
ნალექებს უწოდებენ.

ტერიგენული ნაფენები. ოკეანეებისა და ზღვების სანაპიროები ქარებით
წარმოშობილი ლეღვით, მოქცევითა და უქუქცევით, ხან წყლით, დაიფარება,
ხან კი ხელახლა გაშრება. მათი მოქმედების შედეგად სანაპირო ზოლის ქანები
იშლება. ნაშალი მასალის ნაწილი—ხრეში და ქვიშა—ზღვის წყალს მიაქვს სიღ-

რმისაყენ, ხოლო დიდი ლოდნარი მასალა სანაპირო ზოლში რჩება. სანაპიროების ნაშალი და მდინარეთა მიერ მოტანილი მყარი მასალა ოკეანეებსა და ზღვებში შემდეგ ძალიან რთულ ცვლილებებს განიცდის. მსხვილი ნაწილაკები სხვადასხვა სიღრმის მიხედვით ნაპირიდან ამა თუ იმ მანძილის დაშორებით ილექება. მათ შეუძლიათ თავისი სიმძიმის ვავლენით ფსკერის დახრილობის მიმართულებით გადაინაცვლონ მანამდე, სანამ ძალიან მკირე დახრილ უბანს არ მიაღწევენ. დაკვირვებიდან ცნობილია, რომ ფსკერის ნაფენები 2—3°-ის დახრილობის დროსაც ფსკერის ზედაპირზე ცოცავს.

ნაწილაკების გადანაცვლების მძლავრ მთავარ ფაქტორს ლევა წარმოადგენს. ზღვის ტალღებს თავისი ძალით ნაწილაკები ატენარებული სახით გადააქვს სანაპიროების მახლობლად. ტალღებს შეუძლია გადაიტანოს ძალიან დიდი ნამსხვრევი ლოდებიც. გადატანილი მსხვილი მასალა ზღვის ფსკერზე ცოცვითა და გორვით განიცდის სეხვასა და შემციობებას. ლევის შედეგად ნაშალი მასალის გადატანა შესაძლებელია მხოლოდ ზღვის ნაპირიდან 200 მეტრის სიღრმემდე.

ოკეანეებისა და ზღვების სანაპიროზე მოქმედი მოქცევები და უქუქცევები ფსკერიდან ნაწილაკებს წყვეტს და სხვა ადგილზე გადააქვს. მუდმივ დინებებს ფსკერიდან მოგლეჯილი ნაწილაკები ზღვებში უფრო შორ მანძილზე შეუძლია გადაიტანოს. სიჩქარეთა შემციობების შედეგად ეს ნაწილაკები ფსკერზე ილექება და ფსკერის ნაფენებს წარმოშობს.

მდინარეთა მიერ ჩამოტანილი ეროზიის პროდუქტები ერთ-ერთ წყაროს წარმოადგენს ზღვების სანაპირო ზოლში ტერიგენული მასალის დაგროვებისათვის. ეს ნალექები სანაპირო ზოლში წარმოქმნის დელტებს, ესტუარებს, ცელებსა და სხვ.

ყინვარულ აისბერგებსა და ყინულის ნამსხვრევებს ოკეანეებსა და ზღვებში დიდი რაოდენობით შეაქვს მორენული და მსხვილი ნამსხვრევი მასალა, რომელიც ყინულების გადნობის შედეგად ზღვის ფსკერზე ცვივა და ფსკერის ნაფენების სისქეს ზრდის. ფსკერის ნაფენებს აგრეთვე ზრდის ვულკანურ მოქმედებათა შედეგად ვულკანური კრატერებიდან ამოფრქვეული და ამოღვრილი მასალის დალექვა.

ტერიგენული მასალა სანაპიროდან სიღრმის მიმართულებით ხარისხდება: სანაპიროს მახლობლად ილექება მსხვილი, ნაკლებად დამუშავებული ნამსხვრევი ქანები. შემდეგ ლორღი და ხრეში, მას მოჰყვება სხვადასხვა ზომის ქვიშა. ქვიშიანი ლამი და კონტინენტური წარმოშობის სხვადასხვა ფერის ლამი.

პელაგური ნაფენი ორგანული წარმოშობის ლამისა და წითელი თიხისაგან შედგება. პელაგურ ნალექებში შედის ტერიგენული ნალექების ნაწილი, მაგრამ მათი როლი პელაგურ ნაფენებში უმნიშვნელოა.

ორგანული ლამის წარმოშობის ძირითად წყაროს ზღვაში მცხოვრებ ორგანიზმების ნარჩენები და უმეტეს ნაწილად პლანქტონები წარმოადგენს. უმცირესი მკვდარი ორგანიზმების უდიდესი რაოდენობა ოკეანის წყლიდან „ლევის წვიმის“ სახით გამუდმებით ილექება ოკეანის ფსკერზე. მათი ჩონჩხი და ნიჟარები ოკეანის ფსკერამდე აღწევს და ფსკერის ნაფენს წარმოქმნის. ხოლო ოკეანის ღრმა ნაწილში სხვადასხვა სახის ლამებს ქმნის.

ორგანული წარმოშობის ლამებიდან ყველაზე გავრცელებულია გლობიგენური ნალამი, რომელიც ძირითადად პატარა-პატარა ორგანიზმების — გლობიგენების კირიანი ნიჟარებისაგან წარმოიქმნება. ამ ლამის 65% კი-

რჩანის ორგანიზმებია სარჩენებია და 35% არაორგანული ნივთიერებებისაგან შედგება. გლობიგენური წარმოშობის დას კარდაფერი მენტედულება აქვს. პელაგური ლამის მეორე სახეს კტეროპოდული ლამი წარმოადგენს, რომელიც გლობიგენებისა და სხვადასხვა პოლუსკების გაერთობით კტეროპოდების კირიანი ნიჟარებისაგან შედგება.

მარტივი ერთუჯრედიანი რადიოლარული ცხოველების კაჟიანი ნიჟარების ნარჩენებისაგან რადიოლარული ლამი წარმოიქმნება. მის შედგენილობის 60%-ს კაჟიანი ორგანიზმების ნარჩენებს. თლო 40% არაორგანულ ნივთიერებებს უჭირავს.

ცივ წყლებში ორგანული ლამი ძირითადად დიატომური წყალმცენარეების ნარჩენებისაგან შედგება. ამიტომ მას დიატომური ლამის უწოდებენ.

ოკეანის ფუკერის უღრმეში ნაწილი წითელი თიხებით არის დაფარული. მის შედგენილობაში შედის მინერალების უწვრილესი ნაწილაკები (ალუმინსილიკატები). წითელ თიხებში ძალიან მცირე რაოდენობით მოიპოვება (10%) ორგანიზმების ნარჩენები. როგორც არის, მაგალითად. ზვიგენის კბილები, ვეშაპის ძვლები და უღვაშები და სხვ. გარდა ორგანიზმების ნარჩენებისა, წითელი თიხის ლამში გვხვდება პეშის ნაწილაკები, ვულკანური მინა, რკინის ქანგის წარმონაქმნები, ვულკანური და ატმოსფერული მტვერი. კოსმოსური წარმოშობის ნაწილაკები და სხვ.

§ 208. მსოფლიო ოკეანის ფსაჟის ნაზანების განაწილება

მსოფლიო ოკეანის ფსკერის ნათენების განაწილებას მათი წარმოშობა და წყლის დინამიკური პროცესები განაპირობებს. მდინარეთა მიერ ჩამოტანილი პროდუქტები სანაპიროდან სხვადასხვა მანძილის დაშორებით ლაგდება. მასალის ძირითადი ნაწილი ზღვის კონტინენტური ნალამისა და კონტინენტური ფერდობის ზონაში ლაგდება, რომელიც ფრაქციებად თანამიმდევრულად ნაწილდება (მსხვილი ღორღი, ხრეში, ქვიშა, ლამიანი ქვიშა და ა. შ.). მათი განლაგება ამა თუ იმ პირობის მიხედვით ხშირად ირღვევა.

ტერიგენული ნათენების დიდი ფართობი სხვადასხვა ფერის ლამებზე მოდის. ყველაზე უფრო გავრცელებულია მუქი ლურჯი ფერის ლამი. იგი გვხვდება გალაპაგოსის კუნძულებთან. ბენგალისა და არაბეთის უბებში. ჩინეთისა და ავსტრალიის ზღვებში და სხვაგან. მსოფლიო ოკეანის უკიდურეს სამხრეთ და უკიდურეს ჩრდილო ნაწილებში გავრცელებულია გლაუკოლიტებიანი მტრედისფერი ლამი. გლაუკოლიტების მარცვლების დიდი რაოდენობა, დაგროვილი ცარიელი ნიჟარების საბით. ლამს ზოგჯერ მწვანე ფერს აძლევს. ასეთი მწვანე ფერის ლამი გვხვდება ამერიკის შეერთებული შტატების აღმოსავლეთ სანაპიროზე, კუნძულ კუბის აღმოსავლეთით, პუერტო-რიკოს, კალიფორნიის ნახევარკუნძულის, იაპონიისა და სხვა სანაპიროებთან.

სამხრეთ ამერიკისა და აფრიკის კონტინენტების ფერდობებზე გვხვდება წითელი ფერის ლამი, რაც მდინარეების ჩამონატან მასალაში რკინის ქანგეულებით არის შეფერილი.

ვულკანურ მხარეებში კუნძულებისა და კონტინენტების სანაპიროების გარშემო ვულკანური წარმოშობის ნაცრისფერი ლამია გავრცელებული.

მარჯნის კუნძულებთან და მარჯნის რიფებით შემოსაზღვრულ სანაპიროებთან, ატლანტის, წყნარ და ინდოეთის ოკეანეებში, წარმოქმნილია თეთრი ფერის

მარჯნის ლამი, რომელიც ზოგიერთ ადგილას 3000 მეტრის სიღრმემდე ვრცელდება.

მსოფლიო ოკეანის ფსკერის უდიდესი ნაწილი ორგანული წარმოშობის ლამითა და წითელი თიხით არის დაფარული. ორგანული წარმოშობის ლამებიდან აღსანიშნავია: გლობიგენური, პტერაპოდული, რადიალური, დიატომური და სხვა ლამები.

გლობიგენურ ლამს სხვასთან შედარებით მეტი ფართობი უჭირავს (დაახლოებით 29%). გავრცელებულია ტროპიკულ და ზომიერ ზოლში, აგრეთვე ნორვეგიასა და გრენლანდიას შორის. სადაც ცივი წყლის ქვეშ ატლანტის თბილი დინების ნაკადი მიედინება. გლობიგენური ნალამი სიღრმეში 700—5000 მეტრამდე ვრცელდება.

პტერაპოდული ნალამი უფრო მცირე მასშტაბით ვრცელდება და მსოფლიო ოკეანის მთელი ფსკერის დაახლოებით 0,4%-ს იკავებს. ძირითადად გვხვდება ტროპიკულ და სუბტროპიკულ ზონებში 700—3500 მეტრის სიღრმეში. პტერაპოდული ნალამი უფრო მეტად გვხვდება აზორის, ანტილისა და კანარის კუნძულების რაიონებში, აფრიკის კონტინენტთან ინდოეთის ოკეანეში და წყნარ ოკეანეში ფიჯის კუნძულებთან, ასევე ავსტრალიის ზღვებში.

რადიოლარულ ლამს მსოფლიო ოკეანის ფსკერის 3%-ს უჭირავს. უმთავრესად გავრცელებულია 4000—8000 მეტრის სიღრმეზე, წყნარ და ინდოეთის ოკეანეების ტროპიკულ ზონაში. ატლანტის ოკეანეში იგი არსად არ გვხვდება.

დიატომური ლამი ფარავს მსოფლიო ოკეანის ფსკერის 6%-ს და უმთავრესად გვხვდება ოკეანეების პოლარულ სანაპირო მხარეებში. ამიტომ დიატომური ლამით გარშემოსაზღვრულია ანტარქტიდის კონტინენტი, სადაც მისი სიღრმითი გავრცელება 1100—3600 მეტრს უდრის.

გარდა ორგანული წარმოშობის ლამებისა, მსოფლიო ოკეანის მნიშვნელოვანი ნაწილი წითელ თიხებს უჭირავს, რომლებიც გვხვდება თითქმის ყველა ოკეანის უბნებში 5000 მეტრის ქვევით. ყველაზე მეტად წითელი თიხები ატლანტის ოკეანის ფსკერზეა.

მსოფლიო ოკეანის პელაგური ნაწილის ფსკერის ნაფენები მცირე სისქით ხასიათდება. ეს იმით აიხსნება, რომ ტერიგენული მასალა დიდ სიღრმემდე ვერ ვრცელდება, ხოლო ორგანული ნარჩენი მასალა სანამ მიადწევედეს ფსკერამდე, წყლის მოქმედებით ქიმიურად იხსნება, იშლება და ფსკერამდე მთლიანად ვერ აღწევს. ამიტომ დიდ სიღრმეებზე მათი დალექვა ძალიან მცირე მასშტაბით ხდება.

გამოკვლევებით დადასტურდა, რომ ატლანტის ოკეანეში ფსკერის ფენის 1 სანტიმეტრის დასაღეჭად საჭიროა დაახლოებით 1000 წელიწადი. ბარენცისა და შავი ზღვის აუზებში დალექვა 10—15-ჯერ უფრო ინტენსიურად მიმდინარეობს, ვიდრე ატლანტის ოკეანეში. კასპიის ზღვის ჩრდილოეთ ნაწილშიც ფსკერის დალექვა უფრო სწრაფად ხდება. მაგალითად, ვოლგის დელტაში წლიურად დალექვა 0,5—7 სანტიმეტრს უდრის. საშუალოდ კი მთელი კასპიის ზღვის ფსკერზე დალექვა 1 მმ-ს აღწევს წელიწადში.

მდინარეთა შესართავისპირა რაიონებში ოკეანეებისა და ზღვების ნაფენები თავისებურ მოხაზულობას ქმნის. ფსკერის ნაფენები აქ წარმოიშობა მდინარეთა მონატანი და ზღვის სანაპიროს მასალებით, რომელთა განაწილება მკიდ-

როდ არის დაკავშირებული ზღვის შესართავისპირა სივრცის სიღრმეებზე. ზღვის სანაპიროს დიდი სიღრმის შემთხვევაში, როგორც კი სანაპირო ზოლში დელტა იწყებს გაჩენას, მონატანი მასალის მნიშვნელოვანი ნაწილი მდინარის დელტის არეში მაშინვე იწყებს დალექვას, რის შედეგად მისი შეტანა ზღვის სიღრმეში მცირდება.

მდინარეთა შესართავებს, რომლებიც ზღვის მცირეწყლიან ნაწილს ეკვრის და დიდ სიღრმეში ფლატით მთავრდება (მტკვარი, პო, მისისიპი და სხვ.), ზღვაში უშუალოდ ჩააქვს თხელწყლიანი ნაწილის ქვიშის დიდი რაოდენობა; ფლატის წინ ნაპირისაკენ ლაგდება ქვიშის ფენა. სოლო შემდეგ — ლამიანი გრუნტის ფენა.

მცირეწყლიან ზღვისპირეთში (ვოლგის, დონის, ურალის შესართავებთან) ზღვის სანაპიროდან რამდენიმე კილომეტრზე გაკრილია კალაპოტის კვლები, რომლებიც წყალქვეშა დელტას გამოსახავს. ზღვისპირეთის ფსკერი ძირითადად მდინარეული მონატანი მასალით არის დაფარული; მის სიღრმით განაწილებას ფრაქციების მიხედვით ზღვის წყლის დინამიკური პროცესები (ღელვა, დინებები და სხვ.) და მდინარეთა წყლის სიჩქარე განაპირობებს.

210. სიცოცხლე ოკეანეებსა და ზღვებში

ჩვენს-პლანეტაზე სიცოცხლე პირველად წყალში ჩაისახა, შემდეგ კი ხმელეთზე გადმოვიდა. ბიოსფეროს მცენარეებსა და ცხოველებს თუ დავყოფთ კლასებად და ქვეკლასებად მათი წარმოშობის მიხედვით, აღმოჩნდება, რომ მათი 75% წყალში წარმოიქმნა, 25% კი — ხმელეთზე.

ოკეანეებსა და ზღვებში მცხოვრები ორგანიზმებისათვის არსებობის ძირითად წყაროს სინათლე, სითბო და საკვები პროდუქტები წარმოადგენს.

როგორც ვიცით, მზის სხივური ენერგია წყალში განსაზღვრულ სიღრმეზე ვრცელდება, ეს უკანასკნელი კი წყლის სიღრმეში მცენარეულობის წარმოშობასა და არსებობას განაპირობებს. წყალში სინათლის გავრცელების რეჟიმზე დამოკიდებულია მცენარეთა ფერი. წყლის ზედაპირის მახლობლად, სადაც სინათლე საკმარისია, ორგანიზმებს ან მტრედისფერი, ან ლურჯი ფერი აქვს, შეიძლება უფერულიც იყოს. მათი ფერი ძირითადად შეხამებით ხასიათს ატარებს და წყლის ფერს შეესაბამება. ცხოველებს, რომლებიც ბნელ გრუნტში ცხოვრობენ, აქვთ მუქი ფერი, მაგრამ მათ შეუძლიათ სხვადასხვა პირობებში მოხვედრისას სხვადასხვა ფერი მიიღონ: მწვანე მცენარეებში მოხვედრისას მწვანე ფერს ღებულობენ, წითელში — წითელ ფერს და ა. შ. წყალმცენარეების ფერი სიღრმის მიხედვით იცვლება. ზედა იარუსებში მათ მწვანე ფერი აქვთ, უფრო ღრმად — ნაცრისფერი, ხოლო კიდევ უფრო ღრმა ფენებში — წითელი.

ოკეანის ღრმა ადგილებში ცოცხალი ორგანიზმები ზოგჯერ მხედველობის ორგანოებს მოკლებული არიან, ხოლო ზოგიერთ ადგილას გვხვდება ისეთი ორგანიზმები, რომელთაც მხედველობის ორგანოები ძალიან განვითარებული აქვთ.

წყლის ტემპერატურა სიღრმის მიხედვით კლებულობს. დღელამური და წლიური ტემპერატურის ცვალებადობა მხოლოდ წყლის ზედაპირულ ფენებში შეიმჩნევა, სიღრმეში კი იგი დაბალია და მუდმივობით ხასიათდება. ზღვის ორგანიზმებს შორის არიან ისეთებიც, რომლებიც ტემპერატურის ცვალებადობას ვერ იტანენ. იგივე უნდა აღინიშნოს ზღვის წყლის მარილიანობაზეც. ზოგიერთი სახის ორგანიზმი მარილიანობის ცვლას კარგად ეგუება, ზოგიერთი კი —

არა. მარილიანობისა და ტემპერატურების მკვეთრი ცვალებადობის დროს მრავალი სახის ცოცხალი ორგანიზმები სწრაფად იღუპება. ამას ადასტურებს თბილ და ცივ დინებათა შეხვედრის ადგილებში ორგანიზმების მასიური დაღუპვა.

ზღვის წყალი შეიცავს გაზებს, მინერალებს და ორგანულ ნივთიერებებს. რომლებიც ორგანიზმების სასაზრდო საშუალებას წარმოადგენს. მცენარეები ზღვის წყალში პირველად სასაზრდო საშუალებას წარმოადგენს, რომლის ბაზაზე შემდეგ ზღვის სხვა ორგანიზმები (ბაქტერიები, თევზები და სხვ.) ვითარდებიან.

ზღვებში ფიტოპლანქტონის განვითარებისათვის სინათლესა და სითბოსთან ერთად აუცილებელია საკმარის იყოს წყალში გახსნილი ნახშირორჟანგი და აგრეთვე სასაზრდო მარილები (აზოტის შენაერთები, ფოსფორი, ბორი, კაისის მჟავა, ფტორი, თუთია, სპილენძი და სხვ.). ნახშირორჟანგი წყალში განსაზღვრული რაოდენობითაა, ხოლო ისეთი ელემენტები, როგორც არის ბორი, თუთია, ფტორი და სხვ., უფრო მეტი რაოდენობითაა, ვიდრე ორგანიზმები მოითხოვს. სამაგიეროდ ფოსფორი, აზოტი, სილიციუმის მჟავა და რკინის ნაერთები ფიტოპლანქტონის განვითარებისათვის შეიძლება საკმარის რაოდენობით არ იყოს. ამჟვე დროს აღნიშნული ნაერთები დღე-ღამეში სინათლესა და სიბნელესთან დაკავშირებით, აგრეთვე წლის განმავლობაში ცივსა და თბილ პერიოდებში ცვალებადობას განიცდის.

ტროპიკულ განედებში წყლის ზედაპირის მნიშვნელოვანი გათბობის შედეგად წარმოიქმნება წყლის ვერტიკალური ცირკულაცია და სასაზრდო მარილები სიღრმეში იღუქება, სადაც სიცოცხლე ნაკლებად არის განვითარებული. პოლარულ მხარეებში კი ასეთი წყლის ცირკულაცია ნაკლებად ხდება. ამით აიხსნება, რომ პოლარული ზღვები ფიტოპლანქტონით გაცილებით უფრო მდიდარია ტროპიკულ ზღვებთან შედარებით.

ზღვის ორგანიზმებზე სათანადო გავლენას ახდენს წყლის წნევა. ზღვის ღრმა წყლებში მობინადრე ცხოველები წყლის წნევას შეგუებული არიან, მაგრამ თხელ წყლებში მობინადრე ცხოველები, თუ ღრმა წყლებში მოხვდნენ, იღუპებიან.

ზღვის წყალი არა მარტო განსაზღვრავს ზღვის ორგანიზმების არსებობას, არამედ მათ ცხოვრებაზეც სათანადო გავლენას ახდენს. მაგრამ ზღვაში მობინადრე ორგანიზმებიც თავის მხრივ, სათანადო გავლენას ახდენენ ზღვის წყალზე. ისინი ზღვის წყლის ფიზიკურ-ქიმიურ პროცესებში აქტიურ მონაწილეობას ღებულობენ. მაგალითად, ზღვის მცენარეთა ფიტოსინთეზი ხელს უწყობს ზღვის წყლის გამდიდრებას ჟანგბადით. წყლის ჟანგბადიანობაზე დიდ გავლენას ახდენს ცხოველების სუნთქვა. რომელიც ამცირებს წყალში ჟანგბადის რაოდენობას და ადიდებს ნახშირორჟანგს.

ზღვებში მობინადრე ორგანიზმების განაწილება სიღრმეში პირდაპირ დამოკიდებულებაშია ფსკერის რელიეფის სიღრმით განაწილებასა და ოკეანეებისა და ზღვების კონფიგურაციასთან. როგორც აღნიშნული იყო, მსოფლიო ოკეანის ფსკერის რელიეფი იყოფა: კონტინენტური ნალამის ზონად, კონტინენტური ფერდობის ზონად და ოკეანის ფსკერის ზონად. ამ სამ ზონას ოკეანეში მობინადრე ორგანიზმების სიღრმით განაწილების მიხედვით პილარობიოლოგები უწოდებენ სუბლიტორალს, ბათიალსა და აბისალს.

ორგანიზმების ბინადრობის გარემოს მიხედვით ოკეანებს ორ ძირითად ნაწილად ყოფენ: ა) წყლის მასა — პელაგიალი და ბ) ოკეანის ფსკერი — ბენტალი. ასევე იყოფა ორგანიზმებიც: პელაგიალად და ბენტოსად.

ეს უკანასკნელი კი იყოფა: ლიტორალურ-ბათიალურ და აბისალურ ზონებად.

ლიტორალი არის სანაპირო ზოლი, რომელიც ყოველთვის წყლით არ არის დაფარული, ზღვის მოქცევისა და უუქცევის შედეგად პერიოდულად შრება. ლიტორალური ზონა იმდენად დიდია, რამდენადაც დიდია მოქცევისა და უუქცევის ტალღების სივრცობრივი გავრცელება. თუ ფსკერი დაშრეცა, მაშინ უუქცევის დროს ფსკერის რელიეფი თავისი ცხოველებითა და მცენარეებით შორ მანძილზე შიშვლდება. ორგანიზმებს, რომელნიც შეგუებული არიან ასეთ ამფიბიალურ არსებობას, ლიტორალურს უწოდებენ. მაგრამ ზღვის ზოგიერთი ორგანიზმი უფრო მაღლა ამოდის. სანამდისაც არ ვრცელდება მოქცევის ტალღა, მაგრამ ზღვის ტალღები და წყლის შეფხვები. ამ ზონას სუბალიტორალურს უწოდებენ. ასევე უწოდებენ აქ მობინადრე ორგანიზმებსაც — სუბალიტორალურს. ზოგჯერ ლიტორალური ზონა რამდენიმე კილომეტრის მანძილზე შრება. მაგალითად. იუტლანდიის დასავლეთის მხარეზე უუქცევის დროს ზღვა ისე შორ მანძილზე მიდის, რომ ნაპირიდან არ ჩანს. ასეთ ადგილებს ვატენებს უწოდებენ.

ზღვის ფსკერის იმ ნაწილს, რომელიც ლიტორალური ზონის ქვევით იმყოფება და ყოველთვის წყლით არის დაფარული (200 მეტრის სიღრმემდე), სუბლიტორალს უწოდებენ, ხოლო მასში მობინადრე ორგანიზმებს — სუბლიტორალურს. ჩვეულებრივად ზღვის სუბლიტორალური ზონის ქვედა საზღვრად ზღვის მცენარეულობის გავრცელების ქვედა საზღვარს თვლიან. სადაც მთავრდება უმარტივესი მცენარეული ორგანიზმების არსებობა, იქ მთავრდება სუბლიტორალური ზონაც. მაგრამ ზოგიერთ ეპიკონტინენტურ ზღვაში სუბლიტორალური ზონა 200 მეტრის ქვევითაც ჩადის, მაგრამ აქ, ვინაიდან სინათლე ვერ აღწევს, მცენარეულობა არ გვხვდება. აქ ამოდიან უფრო ღრმა წყლის ცხოველები. ამ კონტინენტური პლატოს ქვედა ზონის (200 მეტრის ფარგლებში) ფაუნას ფსევდოაბისალურს უწოდებენ.

პელაგიალში მობინადრე ორგანიზმებს ვერტიკალური მიმართულებით სამ ძირითად ზონად ყოფენ, ესენია: 1. განათებული, ანუ ევფოტიკური ზონა; სადაც სინათლე საკმარაოდენობითაა მცენარეული და ცოცხალი ორგანიზმების განვითარებისათვის (არა უმეტეს 200 მეტრის სიღრმისა), 2. ბინდის (მწუხრის), ანუ სიფოტიკური ზონა (დაახლოებით 1000—1500 მეტრის სიღრმემდე) და 3. ბნელი, ანუ აფოტიკური ზონა, რომელიც ოკეანის ფსკერამდე ვრცელდება.

ამ სამ ზონას შეიძლება აგრეთვე ვუწოდოთ: პელაგური, ბათიპელაგური და აბისოპელაგური.

გარდა ზემოთ აღნიშნულისა, მსოფლიო ოკეანეს ყოფენ სანაპირო და ოკეანურ ნაწილებად. პირველი შეესაბამება კონტინენტურ საფეხურს, მეორე კი ბატიალს — აბისალს*.

* პელაგოს — ბერძნული სიტყვაა, ნიშნავს ღია ზღვას.

ლიტუს — ლათინური სიტყვაა, ნიშნავს ნაპირს.

ბატუს — ბერძნული სიტყვაა, ნიშნავს ღრმას.

აბისის — ბერძნული სიტყვაა, ნიშნავს ზღვის სიღრმეს.

სუბრა — ლათინური სიტყვაა, ნიშნავს ზევით. მაღლა.

სანაპირო განათებულ ზონაში, სადაც სინათლე ფსკერამდე აღწევს, ტემპერატურა და მარილიანობა ცვალებადია, წყლის დინამიკური მოქმედება ღელვითა და მიმოქცევით კარგად არის გამოსახული, სასაზღვაო პროდუქტები ხმელეთიდან და ზღვიდან უხვად შემოდის.

ორგანიზმების ბინადრობისათვის არსებობს მნიშვნელოვანი სხვაობა სანაპიროს კლდიან და ფხვიერ ქანებს შორის.

კლდიან ფსკერზე დასახლებული წყალმცენარეების ხასიათი სიღრმის მიხედვით იცვლება. მცირე სიღრმის წყალში იზრდება მწვანე ფერის მცენარეულობა, უფრო ქვევით მათ ცვლის წაბლისფერი და წითელი ფერის მცენარეები; არქტიკის, ანტარქტიდის, კამჩატკის, ალასკისა და ჩილის ცივ წყლებში ზღვათა სანაპიროებზე წაბლისფერი წყალმცენარეები, უმთავრესად ლამინარიები, უდიდეს რაყებს ქმნის. ისინი აქ 50—100 მეტრის, ზოგიერთ ადგილას კი 240 მეტრის სიგრძეს აღწევენ. ტროპიკულ ზღვებში ძირითადად ფუქუსების ტიპის წყალმცენარეებია გავრცელებული, რომლებიც სიღრმით 30 მეტრს არ აღემატება. ამავე ჯგუფს მიეკუთვნება სარგასის ტიპის წყალმცენარეებიც. რომლებიც ძირითადად სარგასის ზღვაშია გავრცელებული¹.

მიმოქცევის ადგილებში მოქცევის უდიდესი ღონიდან უმცირეს დონემდე გავრცელებულია ფუქუსების ზონა. წყლის დონის ქვევით 10—15 მეტრის სიღრმეზე ვრცელდება ლამინარიების ზონა. კლდიან ნაპირებზე წყალმცენარეები მთლიან ქერქს ქმნის.

კლდიან სანაპიროებთან უფრო მეტად ცხოვრობენ მჭდომარე ცხოველები (ღრუბელები, მარჩნის სიბინები და სხვ.). მათთვის დამახასიათებელია მაღალი, აზიდული სხეულები, აქვთ გარემოს შესატყვისი ფერი და მტრისაგან თავდასაცავი საშუალებები (ნემსები, შემხები და ა. შ.). მოძრაი ცხოველები კლდიან სანაპიროებთან შეფარებული არიან კლდის გამოქვაბულებში, ხვრელებში ან ნაპრალებში. ზოგიერთი ცხოველი თვითონ იკეთებს თავშესაფარს, ბურღავს ან ქიმიურად ხსნის ქანს, შემდეგ შიგ ძვრება და თავს იცავს მძლავრი ზვირთებისა და მტაცებლებისაგან. ზოგიერთს კი აქვს ზვირთცემისაგან თავდასაცავად სქელი ნიჟარა და სხვ.

ფხვიერ, რბილგრუნტიან სანაპიროებთან მცირე რაოდენობითაა გავრცელებული მჭდომარე ცხოველები, მბურღავები კი სრულებით არ გვხვდება. აქ ზოგიერთი მობინადრე ცხოველი თავის სიცოცხლეს ლამსა და ქვიშაში ატარებს (ზღვის ზღარბები, ორსაგდულიანი მოლუსკები და სხვ.), ზოგიერთი კი ლაშში მხოლოდ დროებით იმარხება.

ბენტოსის სანაპირო ზონაში გარდა მცენარეებისა და ცხოველებისა დიდი რაოდენობითაა პლანქტონები. აქ სასაზღვაო პლანქტონის სიუხვე იზიდავს ნექტიონურ ცხოველებს, თევზებსა და სხვას. მატლები, ღრუბელები, მოლუსკები. კიბოსნაირები და სხვები სანაპირო ზონის მცენარეებს შორის ცხოვრობენ.

ღია ზღვაში მობინადრე ცხოველებისა და მცენარეებისათვის სულ სხვანაირი ეკოლოგიური პირობებია შექმნილი. აქ ტემპერატურა და მარილიანობა

სუბ — ლათინური სიტყვაა, ნიშნავს ქვედას.

სიუვლოს — ბერძნული სიტყვაა, ნიშნავს ყალბს, არასწორს.

¹ Л. А. Зенкевич, Моря СССР, их фауна и флора, Учпедгиз, Москва, 1956, 33-50—52.

მცირედ იცვლება. მოქცევისა და უჯუქცევის გავლენა მობინადრე ორგანიზმზე მცირე გავლენას ახდენს.

წყლის ზედაპირულ ფენებში სიცოცხლე თითქმის დაფუნებულა ერთ-უჯრედიან ფიტოპლანქტონის განვითარებაზე. ცოცხლებში გავრცელებულია დიატომიტები, რომელნიც სიკვდილის შემდეგ ზღვის ფსკერზე დიატომურ ლამს ქმნიან.

ზღვის ზედაპირულ წყლებში ზოოპლანქტონიდან ყველაზე უფრო განვითარებულია პერიდინები, რადიოლარები, ფორამინიფერები, ღრუნაწლავიანები, მელდუზები, სხვადასხვა სახის მატლები და სხვ.

მსოფლიო ოკეანის წყლის ზედა ფენებში ნექტონის შედგენილობაში შედის სხვადასხვა სახის თევზები, ვეშაპისნაირები და სხვ. ღია ზღვაში მობინადრე ორგანიზმები მთელ თავის სიცოცხლეს ცურვაში ატარებენ, ამიტომ მათ ძალიან კარგად აქვთ განვითარებული ცურვის ორგანოები. ღია ზღვაში საყვები პროდუქტები უფრო მცირეა სანაპირო ზოლთან შედარებით, ამიტომ ზოგიერთი ცხოველი საყვების საშოვნელად შორ მანძილზე მიცურავს.

ზღვის სიღრმეში კი სიცოცხლე სულ სხვაგვარია. აბისალური სიღრმე, როგორც ვიცით, 1500 მეტრიდან იწყება. იქ სინათლე სრულებით არ არის. წყლის ტემპერატურა 4°-ზე დაბალია და ცოცხალი ორგანიზმები იქ ზევადან დანალექი მკვდარი ცხოველების „ლეშის წვიმით“ იკვებებიან. ზღვის მტაცებელი ცხოველები სუსტი ცხოველებითაც საზრდოობენ. სიღრმის ცხოველებს სხეული და ჩონჩხი თხელი და ნაზი აქვთ. სიღრმის ფსკერზე მჯდომი ცხოველები დატოვილი გაშლილი ფორმისა არიან. განვითარებული აქვთ შეხების ორგანოები. ღრმაწყლოვანი ღრმულების მობინადრე ცხოველებისათვის დამახასიათებელია ჩაჭყლეთილი ფორმა, მრავლად დაკბილული და ბუსუსიანი კანი; რომელიც მათ ეხმარება მოძრაობასა და საყვების შოვნაში.

§ 211. ოკეანეებისა და ზღვების სარეწაო ცხოველები და მთენარეები

მსოფლიო ოკეანეში არსებული ცხოველებისა და მცენარეების გამოყენებას სახალხო მეურნეობისათვის უდიდესი მნიშვნელობა აქვს. ზღვის ცხოველებსა და მცენარეებს ადამიანი უძველესი დროიდან იყენებდა.

ომისწინა წლებში ზღვის ცხოველებისა და მცენარეების რეწვამ 200 მილიონ ცენტნერს მიაღწია. ამ საერთო რაოდენობიდან ზღვის მცენარეებზე 6—7 მლნ ცენტნერი მოდიოდა, ზღვის ძუძუმწოვარა ცხოველებზე — 20 მლნ ცენტნერი, უხერხემლო ცხოველებზე — 12 მლნ ცენტნერი, ხოლო დანარჩენი მოდიოდა თევზისნაირებსა და სხვა ცხოველებზე, ასევე მცენარეებზე.

სახმელეთო მეურნეობა მნიშვნელოვნად განსხვავდება წყლის სარეწაოების მეურნეობისაგან. სახმელეთო მეურნეობაში ნათლად ჩანს ცხოველებისა და მცენარეების სიმდიდრე, ხოლო მსოფლიო ოკეანეში ისინი წყლით არიან დაფარული და ადამიანისათვის მათი აღრიცხვა თითქმის შეუძლებელია. მათი რაოდენობის დადგენა მხოლოდ მიახლოებით არის შესაძლებელი.

სახმელეთო და საზღვაო მეურნეობებს შორის არსებობს კიდევ ერთი მნიშვნელოვანი სხვაობა. ხმელეთის მცენარეულობისა და ცხოველების მარაგი მნიშვნელოვნად მცირდება და ზოგიერთი სახე კიდევ მოისპო. ამიტომ ადა-

მიანები ხშირად ბუნებრივ მეურნეობას ხელოვნური „ულტურული“ მეურნეობით ცვლიან.

ასეთი მეურნეობის ფორმები ზღვებსა და ოკეანეებში არ გამოდგება. ოკეანისა და ზღვის იმ რაიონებში, სადაც სარეწაო მეურნეობა მაღალ დონეზე დგას, სარეწაო ზღვის ცხოველები და მცენარეები გამუდმებით იმყოფებიან ადამიანის გავლენის ქვეშ. ღია ზღვებში სარეწაო მეურნეობა ჯერ კიდევ მტაცებლურ, „ველურ“ ხასიათს ატარებს.

ადამიანის მიერ ზღვიდან მიღებული სიმდიდრე მეტად მრავალფეროვანია. მათ შორის ამჟამად პირველ ადგილზე ძირითადად ცხოველები და მცენარეებია.

ტექნიკური ნედლეულიდან სხვადასხვა მიზნებისათვის გამოყენებულია საკვები თევზის ფქვილი, ცხიმები, ნიადაგის გასანაოყიერებელი სასუქები, სამედიცინო პრეპარატები, ძვირფასი ბეწვეული. ტყავი, ღრუბლები, მარგალიტი, იოდი, აგარ-აგარი და სხვ.

თევზის ჭერა. მსოფლიო ოკეანეში თევზის ჭერა სხვადასხვა რაიონში სხვადასხვა რაოდენობით წარმოებს. ასე, მაგალითად, აზიის სანაპირო ზღვებში მსოფლიო თევზის ჭერის ნახევარზე მეტი მოდის. ევროპის ზღვებზე — ერთი მესამედი, ორთავე ამერიკის სანაპიროებზე — ერთი მეექვსედი, ავსტრალიისა და აფრიკის ზღვებში თევზის ჭერის რაოდენობა მსოფლიო თევზის ჭერის რაოდენობის მხოლოდ 2%-ს შეადგენს. ყველაზე მეტ თევზს წყნარ ოკეანეში იჭერენ (53%), ატლანტის ოკეანეში—40%-ს, ინდოეთის ოკეანეში — 5%-ს. მსოფლიო ოკეანის თევზის ჭერის ცხრა მეათედი ჩრდილოეთ ნახევარსფეროზე მოდის, ერთი მეათედი—სამხრეთ ნახევარსფეროზე.

ცალკეული ზღვები ერთიმეორისაგან განსხვავდება როგორც საერთო თევზის სარეწაოების მოცულობით, ისე თევზის ჭერის რაოდენობითაც ზღვის ერთ ჰექტარ ფართობზე. ეს უქანასკნელი კარგად ჩანს 46-ე ცხრილიდან.

ცხრილი 46

სარეწაო თევზის ჭერა ზოგიერთ ზღვაში 1930—1987 წწ. მონაცემების მიხედვით (ლ. ე. ზენკევიჩის მიხედვით)

წყალსატევები	ფართობი ათას კვ. კმ-ობით	საერთო თევზის ჭერა მილიონ ტონტ-ობით	1 ჰექტარზე კილოგრამობით
აზოვის ზღვა	38	3	80
იაპონიის ზღვა	1008	27—30	26,8—29,8
ნობოს ზღვა	1528	7,0—7,8	4,6—5,1
ბერინგის ზღვა	2268	5,6	2,5
კასპიის ზღვა	424,5	5	11,8
არალის ზღვა	63,8	0,36—0,38	5,6—5,9
ბარენცის ზღვა	1400	6,3	4,5
შავი ზღვა	412	0,7	1,6
თეთრი ზღვა	95	0,1	1,2
ჩრდ. ზღვა	57,5	14,1	24,5
აღმ. ჩინეთის ზღვა	1249	10—12	8,0—9,6
ხმელთაშუა ზღვა	2516	3,7	1,5
	საშუალოდ		1,4

მსოფლიო ოკეანის სარეწაო თევზებიდან ყველაზე დიდი მნიშვნელობა აქვს ქაშაყისნაირებსა და ვირთევზნაირებს. ესენი ორივე ერთად მთელი სარეწაო თევზის ნახევარს შეადგენენ. ქაშაყისნაირებიდან პირველ ადგილზე ატ-

ლანტისა და წყნარ ოკეანეებში სარდნა. ქაშაყი და სხვ. მოდის, ვირთვებებიდან — ატლანტის ვირთვება, ორაგულისნაირებიდან — გორბუშა. კეტა, ნეკრა და სხვ. ესენი მსოფლიო ოკეანის ძირითად სარეწაო თევზებს წარმოადგენენ.

უკანასკნელ პერიოდში საზღვაო თევზის სარეწაოები უმთავრესად ატლანტის ოკეანიდან წყნარ ოკეანეში გადავიდა. გასულ საუკუნეში ჩვენს ქვეყანაში დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა თევზის სარეწაოების მხრივ კასპიის ზღვას, შემდეგ პირველ ადგილზე ბარენცის ზღვა გამოვიდა. ამჟამად თევზის რეწვის მხრივ პირველ ადგილზეა წყნარი ოკეანის ზღვები.

ზღვის ძუძუმწოვართა სარეწაოები. ზღვის ძუძუმწოვართა შორის ყველაზე მნიშვნელოვანია ვეშაპისნაირები. ისინი იყოფიან უძბილო და კბილიან ვეშაპებად. პირველს მიეკუთვნება ლურჯი ვეშაპები, გრენლანდიისა და სხვადასხვა ჭრელი ვეშაპები, კბილიან ვეშაპებს კი — კაშალოტები, დელფინები, ზღვის ღორები და სხვ. ფეხფარფლიანებიდან აღსანიშნავია სხვადასხვა სახის ყურბირიანი სელაპები (ზღვის კატა), უყურო სელაპები (ზღვის კურდღელი) და ზღვის ლომთევზები. მყვირალა სინორულ ჯგუფს მიეკუთვნება ლამასნაირები, სხვადასხვა სახის დიფონები და გადაშენებული ზღვის ძროხები.

უძბილო ვეშაპები ნამდვილ გიგანტებს წარმოადგენენ; მათი სიგრძე 33 მეტრს აღწევს, წონა კი — 150 ტონას; საზრდოობს ზღვის წვრილი ცხოველებით — უმთავრესად კიბოსნაირებით, მოლუსკებითა და წვრილი ლიფსიტა თევზებით. უძბილო ვეშაპები უმეტესად ცხოვრობენ მსოფლიო ოკეანის ცრესა და ზომიერ სარტყლებში. ძველად ვეშაპთმხოცავი სარეწაოები ატლანტისა და წყნარი ოკეანის ჩრდილო ნაწილებში წარმოებდა, ხოლო უკანასკნელ 40—50 წლის წინ ანტარქტიდულ წყლებში გადაინაცვლა, სადაც დღეისათვის მსოფლიო ოკეანის ვეშაპთმხოცვის სარეწაოების 83%-ია თავმოყრილი.

ომისწინა წლებში მსოფლიო ოკეანეში წლიურად 51000 ცალ ვეშაპს ხოცავდნენ, რომელთა საერთო წონა 20 მილიონ ცენტნერს შეადგენდა. მათგან მიღებული ცხიმი 5,5 მილიონ ცენტნერს უდრიდა. გარდა ანტარქტიდული წყლებისა. ვეშაპებს ხოცავენ სამხრეთ ამერიკის უკიდურეს სამხრეთ ნაწილის ზღვებში. ავსტრალიის დასავლეთ ნაწილის წყლებში. წყნარი და ატლანტის ოკეანეების ჩრდილო ნაწილის წყლებში საერთო ვეშაპთსარეწაოების მხოლოდ 4,2%-ია.

ვეშაპებზე ნადირობა პირველად პრიმიტიული წესით წარმოებდა (ისრებით, შუბებით და სხვ.), რასაც მონადირეთა დიდი მსხვერპლი მოჰყვებოდა ხოლმე. ვეშაპებზე ნადირობა გაუმჯობესდა 1865 წლიდან. როდესაც ნორვეგიელმა ს. ფონმა პარპუნიაში ვეშაპსაკლავი ზარბაზანი გამოიგონა. რომელიც დღესაც ხმარებაშია. ამჟამად ვეშაპთსანადირო სარეწაოში მთელი ფლოტილია იმყოფება. რომელიც უდიდესი მტურავი ქარხნებისაგან შედგება, სადაც წარმოებს დახოცილი ვეშაპების დამუშავება. ასეთი ფლოტილია დღეში რამდენიმე ათას კილოგრამ ცხიმულს ამზადებს. მოკლული ვეშაპისაგან არც ერთი ნაწილი არ იკარგება. ვეშაპის ხორცისაგან კონსერვებს ამზადებენ. ტყავისაგან და ძლიისაგან — სასუქებს, ულვაშებისაგან — მაღალხარისხიან ფირფიტებს. ვეშაპისაგან დებულობენ უძვირფასეს პროდუქტებს — ამბრასა და სპერმაცეტს, რომელსაც პარფიუმერიაში იყენებენ.

უკანასკნელ დროს ვეშაპებმა ანტარქტიდულ ზღვებში გადაინაცვლეს. ამჟამად საბჭოთა კავშირის ფლოტილია ვეშაპების ხოცვას წყნარი ოკეანის ჩრდილო ნაწილში და ანტარქტიდულ წყლებში აწარმოებს.

თეთრ, ბარენცისა და ოხოტის ზღვებში ნადირობა წარმოებს პატარა ზომის კბილებიან ვეშაპებზე, უმთავრესად ზღვის ღორებზე, სელაპებსა და დელფინებზე, რომელნიც ზოგჯერ მთელ ჯოგად შეიკრიბებიან.

შავ ზღვაში მაღალ დონეზეა დელფინების სარეწაოების მეურნეობა.

დიდი სარეწაო მნიშვნელობა აქვს აგრეთვე გრენლანდიის სელაპებს. მათი სიგრძე 2 მეტრს აღწევს. იყენებენ უმთავრესად ცხიმისა და ტყავის მისაღებად. თითოეული სელაპი 70 კგ-მდე ცხიმს იძლევა. არქტიკის ზღვებში ყოველწლიურად 600 — 700 ათას სელაპს ხოცავენ; მათგან მიღებული ცხიმის რაოდენობა წლიურად 200 000 ცენტნერს აღწევს.

წყნარი ოკეანის ჩრდილო ნაწილში მნიშვნელოვანია ზღვის კატების სარეწაოები, რომელნიც მაღალხარისხოვან და ძვირფას ტყავს იძლევიან. ყველაზე დიდი რაოდენობით ზღვის კატებს ხოცავენ ბერინგის ზღვაში. სადაც ისინი ზღვის სანაპიროზე ჯოგებად გამოდიან.

მსოფლიო ოკეანის სხვადასხვა რაიონში მრავალ ადგილზეა უხერხემლო ცხოველთა სარეწაოები. მაგალითად, კიბორჩხალებიდან და კიბოსნაირებიდან დიდი რაოდენობით მზადდება სხვადასხვა სახის კონსერვები. მომავალში ალბათ მოწყობილი იქნება ზღვის პლანქტონების სარეწაოებიც, საიდანაც მაღალხარისხოვანი ცხიმი და საკვები პროდუქტები მიიღება.

ოკეანეებისა და ზღვების წყალმცენარეთა სარეწაოები. როგორც აღნიშნული იყო, მსოფლიო ოკეანის სანაპირო ზოლი მდიდარია სხვადასხვა სახის წყალმცენარეებით. ზღვის წყალმცენარეები საუკეთესო ნედლეულს წარმოადგენს სოდის, იოდის, კალიუმისა და სხვა პრეპარატების დასამზადებლად. ზოგიერთი წყალმცენარის ნაცარი დაახლოებით 0,5—1,3%-მდე იოდს შეიცავს.

საბჭოთა კავშირში წყალმცენარეების სარეწაოები მოწყობილია ბალტიის ზღვაზე, შავ ზღვაზე, შორეული აღმოსავლეთის ზღვებსა და ჩრდილოეთის ზღვებზე. შავი ზღვის ჩრდილო-დასავლეთ კუთხეში 20—60 მეტრის სიღრმემდე არის 5 — 10 მილიონი ტონა წყალმცენარე ფილოფორების მარაგი. ყოველწლიურად საბჭოთა კავშირში რამდენიმე მილიონი ცენტნერი სხვადასხვა სახის წყალმცენარე მზადდება.

§ 212. ოკეანეებისა და ზღვების სახალხო-სამეურნეო მნიშვნელობა

ოკეანეებისა და ზღვების ათვისებას სახალხო მეურნეობის შემდგომი განვითარებისათვის უდიდესი მნიშვნელობა აქვს. ოკეანეებისა და ზღვების სიღრმეში და სანაპირო ზოლში არსებული ცხოველები და მცენარეულობა, მარჯანი, მარგალიტი და სხვადასხვა ქიმიური ნაერთები. რომელთა მარაგსაც მილიარდი ტონობით ითვლიან, სახალხო მეურნეობისათვის უდიდესი სიმდიდრეა.

სარეწაო ხასიათის ცხოველებისა და მცენარეების მოპოვება და გადამამუშავება ხელს უწყობს ჩვენი ქვეყნის მრეწველობის, სოფლის მეურნეობის, კვების მრეწველობის, სამკურნალო პრეპარატების, ქიმიური მრეწველობისა და სხვა დარგების განვითარებას. ოკეანეები და ზღვები ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი ობიექტია კონტინენტებისა და ცალკეული ქვეყნების ურთიერთდასაკავშირებლად. ამიტომ იყო, რომ უძველესი დროიდან კაცობრიობის ყურადღება მიიპყრო მსოფლიო ოკეანემ. ყველაზე მდიდარი ის ქვეყანაა, რომელსაც ოკეანესთან და ზღვებთან უშუალო კავშირი აქვს. ძველი დაპყრობითი ომები, კოლო-

ნიების დაარსება. ერთი სახელმწიფოს გაამდიდრება მეორის ხარკზე სწორედ ოკეანეებისა და ზღვების საშუალებით ხდებოდა. გამარჯვებული ყოველთვის ის ქვეყანა გამოდიოდა, რომელიც ოკეანეებისა და ზღვების ბუნებას უკეთესად იცნობდა და საზღვაო ტრანსპორტი კარგად ჰქონდა განვითარებული. ყველასათვის ცნობილია, რომ უძველეს პერიოდში ფინიკელებმა მთელი ხმელთაშუა ზღვის სანაპიროები დაიპყრეს. შემდეგ ისინი ბერძენმა მეზღვაურებმა შეცვალეს, ბერძენები კი — რომაელებმა და ა. შ. ყველა სახელმწიფო იბრძოდა ზღვაზე გავლენისათვის და ზღვის სიმდიდრის ხელში ჩასაგდებად. საყოველთაოდ ცნობილია, თუ რა მიზნით ააშენა პეტრე პირველმა ქალაქი პეტერბურგი დღევანდელი ლენინგრადი.

საზღვაო ტრანსპორტისა ხმელეთო ტრანსპორტთან შედარებით 60—70%-ით უფრო იაფია. საზღვაოსნო ტრანსპორტს არ ესაქიროება გზების მშენებლობა და შეკეთება, საჭიროა მხოლოდ ზღვაოსნობაში დახელოვებული და მომზადებული კადრი.

საბჭოთა კავშირის სახელმწიფო საზღვრის საერთო სიგრძე 65000 კმ-ს უდრის, აქედან 27000 კმ საზღვაო საზღვარზე გადის, ამიტომ უდიდესი მნიშვნელობა აქვს სანაპირო ზოლში სიმაგრეების აგებას, ასევე სამხედრო-საზღვაო ფლოტის მშენებლობას. სამამულო ომის პერიოდში (1941—1945 წწ.) ჩვენმა სახელოვანმა საზღვაო ფლოტმა თავისი მოვალეობა პირნათლად შეასრულა ფაშისტური გერმანიისა და მილიტარისტული იაპონიის დამარცხების საქმეში. საზღვაო ფლოტი საიმედოდ იცავდა და იცავს ჩვენი ქვეყნის საზღვრებს.

§ 218. ჰიდროგრაფიული სახასიათო

ოკეანეებისა და ზღვების ჰიდროლოგიური რეჟიმის შესწავლას სათანადო პრაქტიკული და მეცნიერული მნიშვნელობა აქვს. ზღვების წყლის ჰიდროლოგიური რეჟიმის შესწავლა აუცილებელია როგორც საზღვაო პროგნოზისათვის, ისე ამინდის გრძელვადიანი პროგნოზის შესადგენად. ოკეანეებიდან ჰაერის ტენიანი მასებით მოტანილი სითბოსა და ტენის აღრიცხვა გამოსავალ წერტილს წარმოადგენს მსოფლიოს ყველა ნაწილის პროგნოზისათვის. როგორც არ უნდა იყოს იგი დაშორებული ოკეანის ან ზღვის სანაპიროდან.

ოკეანოგრაფიული სტაციონარული დაკვირვება შემდეგი ტიპისაა: 1. სანაპირო, 2. რეიდული, 3. სტანდარტული ჰიდროლოგიური ქრილი, 4. სახომალდო ჰიდროლოგიურ სადგურებზე დაკვირვება, 5. ავტომატურ ჰიდრომეტეოროლოგიურ სადგურებზე დაკვირვება.

1. სანაპირო ოკეანოგრაფიული დაკვირვება საზღვაო ჰიდრომეტეოროლოგიურ სადგურებზე წარმოებს, რომლებიც უშუალოდ ხმელეთისა და კუნძულების სანაპიროებზეა მოწყობილი. დაკვირვება წარმოებს დღე-ღამის განმავლობაში 4-ჯერ: 1, 7, 13 და 19 საათზე წყლის. დონეთა რყევადობაზე, წყლის ზედაპირულ ტემპერატურაზე, წყლის ხვედრით წონაზე, ზღვის დეღაზე, ყინულიანობაზე, ღამის საათებში ზღვის ნათებაზე. გარდა ზემოთ დასახელებული ელემენტებისა, დაკვირვება წარმოებს აგრეთვე ცის მორღუბლულობაზე, ატმოსფერულ ნალექებზე, ქარების მიმართულებასა და სიჩქარეზე, ჰაერის ტემპერატურასა და ჰაერის ტენიანობაზე. წყლის ზედაპირის ყინულიანობაზე დაკვირვებას დღის 9 საათზე აწარმოებენ, წყლის ხვედრით წონაზე — დღის 13 საათზე. დაკვირვების ყველა მასალა იწერება სპეციალურ წიგნაკებში. თვის ბო-

ლო რიცხვებში დაკვირვების მასალებს ამუშავებენ და მომდევნო თვის 5 რიცხვში გზავნიან ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველოში.

2. რეიდული დაკვირვების მიზანია ჰიდროლოგიური რეჟიმის შესწავლა ზღვის სანაპირო ზოლში, აგრეთვე უბეებში, ყურეებსა და სრუტეებში. მოცემულ უბანში ჰიდროლოგიური რეჟიმის შესასწავლად ინიშნება ერთი ან რამდენიმე დაკვირვების პუნქტი. სარეიდო უბნის დამახასიათებელ ადგილებში წინასწარ არჩევენ ბუნებრივ კვეთებს. თუ ძნელია წყალში ბუნებრივი კვეთების საწყისი ნიშნულის მოწყობა, მაშინ ზღვის სანაპიროზე იდგმება კვეთის სანაპირო სპეციალური ნიშნულები (რეპერები). რეიდის პუნქტის დასაწყისთან ღუზაზე ამარგებენ რკინის კასრს ან ხის დიდ მორს. სარეიდო შერჩეული პუნქტების მდებარეობას აღნიშნავენ მსხვილმასშტაბიან რუკაზე ან სანაპირო ზოლის ვეგმაზე. ყოველგვარი აღნიშვნები სარეიდო სადგურის პასპორტში უნდა იქნეს შეტანილი.

თითოეულ სარეიდო სადგურში იზომება: 1. სიღრმე, 2. წყლის ტემპერატურა სტანდარტულ სიღრმეზე, 3. დადგენილი სიღრმიდან ხდება წყლის სინჯის აღება, 4. დადგენილ სიღრმეზე წყლის დინებების მიმართულება და სიჩქარე, 5. ზღვის წყლის ფერი და გამჭვირვალობა, 6. ღელვის ხარისხი და ტალღის ელემენტები. გარდა აღნიშნული ელემენტებისა, სარეიდო სადგურებში განისაზღვრება: ქარების მიმართულება და სიჩქარე, ჰაერის ტემპერატურა და ტენიანობა, მორუბლულობა, ჰაერის გამჭვირვალობა და ნისლიანობა. ყველა ელემენტზე დაკვირვება თვეში 4—5-ჯერ წარმოებს 1, 7, 13, 19 და 25 რიცხვებში. წყლის დინებებს დაკვირვების დღეებში სიღრმეში საათში ერთხელ საზღვრავენ, ზედაპირზე კი—ყოველი 15 წუთის შემდეგ. დაკვირვებას ძირითადად ავტომატური იარაღებით აწარმოებენ, დამუშავებას კი—როგორც რიცხობრივად, ისე დამოკიდებულების მრუდების აგებით. ყველა დაკვირვების მასალა ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის სამმართველოში იგზავნება.

3. სტანდარტული ჰიდროლოგიური კრილის მიზანია ზღვის ჰიდრომეტეოროლოგიური ელემენტების შესწავლა ღია ზღვაში, სარეიდო სადგურიდან დაშორებით. ამჟამად არჩევენ სტანდარტულ კრილს სანაპირო ზოლის გასწვრივ და სტანდარტულ კრილს ღია ზღვაში.

სანაპირო ზოლის სტანდარტულ კრილზე დაკვირვებას აწარმოებს პირველი თანრიგის სადგურები და ობსერვატორიები, ღია ზღვის სტანდარტულ კრილზე კი — საზღვაო მცურავი ობსერვატორიები და სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტები. ღია ზღვის სტანდარტულ კრილზე დაკვირვებას აწყობენ თვეში ერთხელ, უმთავრესად თვის 15 რიცხვში.

სტანდარტულ კრილზე დაკვირვების სადგურები ისე უნდა იქნეს განლაგებული, რომ მათ მიერ მიღებული გაზომვითი მასალები წყლის კრილის ჰიდროლოგიური რეჟიმის მთელ ციკლს სრულყოფილად ასახავდეს.

სანაპირო სტანდარტულ კრილზე დაკვირვების სადგურების დაშორება 3—10 მილს არ უნდა აღემატებოდეს, ხოლო ღია ზღვაში, სადაც ჰიდროლოგიური ელემენტები ნაკლებ ცვლილებებს განიცდის, დაკვირვების სადგურები 10—20 მილის მანძილით შეიძლება იყოს დაშორებული.

სტანდარტული კრილის თითოეულ სადგურზე ტარდება ჰიდროლოგიური რეჟიმის შემდეგი დაკვირვება და სამუშაოები: 1. ზღვის სიღრმის გაზომვა და გრუნტის სინჯის აღება, 2. სტანდარტული წყლის ჰორიზონტზე წყლის ტემპე-

რატურის გაზომვა, 3. სხვადასხვა სიღრმეზე წყლის სინჯის აღება და მისი ქიმიური შედგენილობის (უანგბადის, ნიტრატების, ნიტრიტების, ფოსფატების, სილიკატების, გოგირდწყალბადისა და სხვ.) განსაზღვრა, 4. ზღვის ზედაპირული და სიღრმის დინებათა მიმართულებისა და სიჩქარის განსაზღვრა. თითოეულ სადგურზე აგრეთვე მეტეოროლოგიურ დაკვირვებებსაც ატარებენ დღე-ღამეში ოთხჯერ, ყოველგვარი დაკვირვების მასალები დამუშავების შემდეგ ფონდში ინახება.

4. სახომალდო ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურები ზღეებში სწავლობენ: 1. ატმოსფერულ წნევას, 2. ჰაერისა და წყლის ტემპერატურას, 3. ჰაერის ტენიანობას, 4. ქარების მიმართულებასა და სიჩქარეს, 5. ღრუბლიანობას. 6. ატმოსფერული ნალექების რაოდენობას, 7. ჰაერის გამჭვირვალობას, 8. ნისლიანობას, 9. ყინულსაფრის მდგომარეობას, 10. ზღვის დეღვას, 11. ზღვის ნათებას და სხვ. ხომალდის ერთი ადგილიდან მეორე ადგილზე გადასვლამდე წარმოებს დაკვირვების მასალების დამუშავება.

სარიელო, სტანდარტული და სახომალდო ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურების გასვლამდე ზღვაში სამუშაოდ ღებულობენ ჰიდრომეტეოსამსახურიდან ცნობებს ზღვის მდგომარეობის შესახებ იმ პერიოდისათვის, როდესაც უნდა აწარმოონ მუშაობა.

გაზომვები იწყება მაშინ, როდესაც განისაზღვრება გემის დგომის ადგილი ასტრონომიული ხერხით ან სანაპიროდან.

სახომალდო ჰიდრომეტეოროლოგიურ სადგურებზე დადგომისთანავე იწყება ბათიმეტრიული გაზომვები და დგება სხვადასხვა გრაფიკი. სახომალდო სადგურები გაზომვებს ძირითადად აწარმოებს სანაოსნო ტრასებით ზღვის ჰიდრომეტრული რეჟიმისა და ამინდის ინფორმაციის გადასაცემად; საინფორმაციო ცნობები რადიოს საშუალებით გადაეცემა.

ზემოთ დასახელებული ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურების გარდა ღია ზღვაში დაკვირვებას აწარმოებენ ღუზაზე დამდგარი გემის შუქურებთან. დაკვირვება წარმოებს ზღვის დინებებზე, წყლის ტემპერატურასა და მარილიანობაზე, წყლის ხვედრით წონასა და ელემენტებზე.

5. ავტომატური ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურები. უკანასკნელ დროს ძალიან ფართოდ გავრცელდა ავტომატური გადაცემაში ჰიდრომეტეოროლოგიური სადგურები, რომელნიც ავტომატურად გადასცემენ შორ მანძილზე ჰიდრომეტეოროლოგიურ ცნობებს ქარების მიმართულებისა და სიჩქარის, ჰაერის წნევის, ჰაერის ტემპერატურის და სხვ. შესახებ.

ლიტერატურა

- გაგოშიძე მ., სელური მოვლენები, საქართველოს სსრ ატლასი, თბილისი—მოსკოვი, 1961.
- გეხტმანი გ., ნარკვევები გეოგრაფიის ისტორიიდან, თბილისი, 1955.
- ელადიშვილი ე. ლ. და შაქარიშვილი ი., საქართველოს დარაიონება ძირითადი ჰიდროლოგიური ნიშნების მიხედვით, საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემია, გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტომი III, თბილისი, 1948.
- ეკილაშვილი თ., საქართველო მდინარეთა ჰიდროგრაფია, საქ. სსრ მეცნიერებათა აკადემია, გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. III, თბილისი, 1948.
- შარუაშვილი ლ., საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია, თბილისი, 1964.
- ოგიეცკი ა., ხმელეთის ჰიდროლოგია (ზოგადი და სპეციალური) თბილისი, 1948.
- საბაშვილი მ., საქართველოს სსრ ნიადაგები, თბილისი, 1965.
- უკლებანი, საბჭოთა კავშირის წყლის მეურნეობა, თბილისი, 1958.
- უკლებანი, მდ. რიონის ჰიდროგრაფიისათვის, თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის შრომები, ტ. 50, თბილისი, 1953.
- ყვარიშვილი ბ., მდინარეთა ჰიდროლოგიის კურსი (პოტამოლოგია), თბილისი, 1932.
- ყვარიშვილი ბ., საქართველოს ლანდშაფტურ-ჰიდროლოგიური დარაიონება, საქართველოს გეოგრაფიული საზოგადოების შრომები, ტ. 2, თბილისი, 1946.
- შაქარიშვილი ი., საქართველოს წყლების შესწავლის მოკლე ისტორია, საქ. სსრ მეც. აკადემია, გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. III, თბილისი, 1948.
- ჯავახიშვილი ა., საქართველოს გეოგრაფია, ტ. 1, გეომორფოლოგია, თბილისი, 1926.
- ჯანელიძე ა., კონტინენტები და მათი წარმოშობა, თბილისი, 1955.
- ჯანაშვილი არჩ., ზოგადგეოგრაფია, თბილისი, 1946.
- ცხოვრებაშვილი შ., მუდმივი მზრალობა, თბილისი, 1953.
- Андреянов В. Г., Гидрологические расчеты при проектировании малых и средних гидроэлектростанций, Л., 1957.
- Алекия О. А., Общая гидрохимия, 1948.
- Аполов Б. А., Учение о реках, 1951.
- Берг Л. С., Географические зоны Советского Союза, 1947.
- Близняк Е. В., Водные исследования, Москва, 1952.
- Богословский Б. Б., Озероведение, Москва, 1960.
- Богоров В. Г., Океан, Москва, 1955.
- Будыко М. И., Испарение в естественных условиях, Л., 1948.
- Быков В. Д. и Васильев А. В., Гидрометрия, Л., 1965.
- Валло К., Общая география морей, М., 1948.
- Великанов М. А., Гидрология суши, Л., 1937 и 1964.
- Владимиров Л. А., Питание рек и внутригодовое распределение речного стока на территории Грузии, Тбилиси, 1964.
- Владимиров Л. А., К истории исследований закономерностей стока в горных областях, Тбилиси, 1960.
- Воейков А. И., Климаты земного шара, избр. соч., т. 1, М.-Л., 1948.
- Горюхи А. А., О влиянии хозяйственной деятельности человека на процессы фор-

- мирования подземных вод, Сб. статей по вопросам гидрологии инженерной геологии, М., 1962.
- Германишвили В. Ш., Минимальный сток рек Амурского бассейна, Труды Тбилисского гос. университета, № 111, Тбилиси, 1965.
- Давыдов Л. К., Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов, Л., 1947.
- Давыдов Л. К., Гидрография СССР, тт. I—II, Л., 1953—1955.
- Давыдов Л. К. и Конкина Н. Г., Общая гидрология, Л., 1958.
- Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР. Типы рельефа и районы их распространения, М.-Л., 1947.
- Евгенов Н. И., Морское течение, Л., 1957.
- Жуковский Г. Р., Океанография, Л.-М., 1953.
- Зайков Б. Д., Средний сток и его распределение в году на территории СССР, Л., 1946.
- Зайков Б. Д., Средний сток и его распределение в году территории Кавказа, Л.-М., 1946.
- Зайков Б. Д., Очерки по озероведению, Л., 1955.
- Зайков Б. Д. и Белников С. Ю., Средний многолетний сток рек СССР, Труды ГГИ, вып. 2, Л., 1937.
- Зенкевич Л. А., Моря СССР, их фауна и флора, М., 1956.
- Зубов Н. Н., Отечественные мореплаватели-исследователи морей и океанов, М., 1954.
- Зубов Н. Н., Динамическая океанография, Л., 1947.
- Игансов В. Е., О гидрологическом районировании СССР, вопросы географии, Сб. 26, Гидрология, М., 1951.
- Истошин Ю. В., Океанография, Л., 1953.
- Иванов К. Е., Гидрология болот, Л., 1953.
- Ильин И. А., Исследование вод суши, Л., 1953.
- Кавришвили В. И., Ландшафтно-гидрологические зоны Грузинской ССР, Тбилиси, 1955.
- Кавказ, ледниковые районы, Труды ледниковых экспедиций, вып. V, Л., 1936.
- Калесник С. В., Общая гляциология, Л., 1939.
- Кленова М. В., Геология моря, М., 1948.
- Кузнец П. С., Испарение с суши на территории СССР, Труды ГГИ, вып. 26, Л., 1950.
- Кипович Н. М., Гидрология морей и солоноватых вод (в применении к промышленному делу), М.-Л., 1938.
- Климентов П. П., Гидрогеология, М., 1955.
- Лебедев А. Ф., Почвенные и грунтовые воды, М.-Л., 1936.
- Ланге О. К., Основы гидрогеологии, М., 1955.
- Леонтьев О. К., Геоморфология морских берегов и дна, М., 1955.
- Лучшева А. А., Практическая гидрология, Л., 1950.
- Львович М. И., Опыт классификации рек СССР, Труды ГГИ вып. 6, Л., 1936.
- Львович М. И., Физико-географические факторы речного стока, Вопросы географии, М.-Л., 1956.
- Овчинников А. М., Общая гидрогеология, М., 1955.
- Огневский А. В., Гидрология суши (общая и инженерная), М., 1952.
- Озмани Ф. Д., Океан (перевод с английского), Л., 1963.
- Попов Е. Г., Гидрологические прогнозы, Л., 1957.
- Попов И. В., Жизнь речного русла, Л., 1955.
- Поляков Б. В., Гидрологический анализ и расчеты, Л., 1946.
- Снежинский В. А., Практическая океанография, Л., 1951.
- Соколовский Д. Л., Речной сток, Л., 1952.
- Соколов А. А., Гидрография СССР (вод суши), Л., 1952.

- Соколов А. А., О географическом и геофизическом направлениях гидрологии, Вопросы географии, Гидрология, М., 1951.
- Сумгин М. П., Качурин С. П. и др. Общее мерзлотоведение, М.-Л., 1940.
- Тронцкий В. Л., Гидрологическое районирование СССР, М.-Л., 1948.
- Чеботарев А. И., Общая гидрология (вод суши), Л., 1960.
- Чеботарев А. И., Гидрология суши и речной сток, М.-Л., 1936.
- Шаффернак Ю., Гидрология (перевод с английского), М.-Л., 1938.
- Шамов Г. И., Речные наносы, Л., 1959.
- Шокальский Ю. М., Океанография, Петроград, 1917.
- Шулейкин В. В., Физика моря, М., 1941.
- Шмидт С. В., Техника безопасности при гидрологических работах, Л., 1964.
- Хмаладзе Г. Н., Средний сток воды рек Грузии, Труды географ. общ. Груз. ССР, т. III, Тбилиси, 1958.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л., 1948, 1957, 1958 и т. д.
- Морской атлас, т. I, 1951; т. II, М., 1953.
- Справочники по водным ресурсам СССР, тт. X, XI и др., Ленинград, 1936, 1937.
- Справочник по гидротехнике, М., 1955.
- Труды III Всесоюзного гидрологического съезда, т. I, Л., 1955.

შ ი ნ ა ა რ ს ი

წ ი ნ ა ს ი ტ ყ ვ ა ო ბ ა

4

პ ი რ ე ლ ი თ ა ე ი

ზ ო გ ა დ ი მ ი მ ო ხ ი ლ ვ ა

- | | |
|--|----|
| § 1. წყლის გავრცელება დედამიწის ზედაპირზე | 5 |
| § 2. ჰიდროლოგიის საგანი | 6 |
| § 3. ჰიდროლოგიის დაყოფა წყლის ობიექტების მიხედვით და მათი შესწავლის მეთოდები | 6 |
| § 4. წყლის ობიექტების საერთო თვისებებისა და იმ პროცესების შესწავლა, რომელთაც წყლის ობიექტები მთლიანობაში მოქვეყნებენ | 8 |
| § 5. წყლის კონკრეტული ობიექტების შესწავლა | 7 |
| § 6. ვასაზომი ზელსაწყობები, ვასაზომის მეთოდები და დაკვირვების მასალათა დამუშავების ხერხები | 10 |
| § 7. ჰიდროლოგიის განვითარების მოკლე ისტორიული მიმოხილვა | 11 |
| § 8. გეოგრაფიული კურსის ამოცანები ჰიდროლოგიაში | 17 |
| § 9. წყლის როლი გეოფიზიკურ, ბიოლოგიურ და ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პროცესებში | 19 |
| § 10. წყლის როლი ადამიანის ცხოვრებაში, სახალხო მეურნეობასა და თავდაცვის საქმეში | 21 |
| § 11. წყალსამეურნეო პრობლემები და მათი კომპლექსური გადაწყვეტის აუცილებლობა | 24 |

პ ი რ ვ ე ლ ი ნ ა წ ი ლ ი

ჭ ე ო რ ე თ ა ე ი

წყლის ზოგიერთი ქიმიური და ფიზიკური თვისება

- | | |
|--------------------------------|----|
| § 12. წყლის ქიმიური თვისებები | 27 |
| § 13. წყლის ფიზიკური თვისებები | 31 |

მ ე ს ა მ ე თ ა ე ი

წყლის ბრუნვა ბუნებაში

- | | |
|--|----|
| § 14. ატმოსფეროს, ხმელეთისა და მსოფლიო ოკეანის წყალთა ურთიერთმოქმედება | 36 |
| § 15. დედამიწის სფეროს წყლის ბალანსის განტოლება | 37 |
| § 16. შიდაკონტინენტური წყლის ბრუნვა | 41 |
| § 17. ადამიანის მოქმედება შიდაკონტინენტური წყლის ბრუნვაზე | 43 |

მ ე ო თ ხ ე თ ა ვ ი

მიწისქვეშა წყლები

§ 18. ცნება მიწისქვეშა წყლების შესახებ	45
§ 19. ნიადაგისა და გრუნტის წყლები	45
§ 20. ფხვიერი ქანების თვისებები წყლის მიმართ	47
§ 21. ნიადაგისა და გრუნტის ხასიათი	49
§ 22. ძალთა ველი ქანების ფორებში	50
§ 23. წყალთა სახეები ნიადაგისა და გრუნტის ფორებში	51
§ 24. მიწისქვეშა წყლის მოძრაობის მექანიზმი და მისი განმსაზღვრელი პირობები	53
§ 25. ქანებში წყლის მოძრაობა ზევით (კაპილარული და აფსკისებრი წყალი)	54
§ 26. წყლის გაყინვა გრუნტის ფორებში	56
§ 27. მარადი მზრალობა	57
§ 28. მარადი მზრალობის ჰიდროლოგიური და ფიზიკურ-გეოგრაფიული მნიშვნელობა	53
§ 29. მარადი მზრალობის გაერყელება საბჭოთა კავშირისა და საზღვარგარეთ	60
§ 30. მიწისქვეშა წყლების წარმოშობა და საზრდოობა	60
§ 31. თავისუფალი წყალშემცველი შრეები და მასში გრავიტაციულ წყალთა მოძრაობა	62
§ 32. ჰიდროგეოლოგიური აგეგმვა	64
§ 33. წყალშემცველ შრეში გრუნტის წყლების სიჩქარეთა განსაზღვრა	65
§ 34. წყალშემცველ შრეში მიწისქვეშა წყლების დონეთა რყევადობა	67
§ 35. წყაროები, ვაკუუმები, მინერალური წყლები, წნევიანი (არტეზიული) წყლები	69
§ 36. მიწისქვეშა წყლების კლასიფიკაცია	72
§ 37. ა. თ. ლებედევის შრომები და თეორიები მიწისქვეშა წყალთა წარმოშობის შესახებ	73
§ 38. მიწისქვეშა წყლების როლი ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ლანდშაფტში	75
§ 39. მიწისქვეშა წყლების მნიშვნელობა სახალხო მეურნეობაში	77
§ 40. ადამიანის მოქმედების გავლენა ნიადაგისა და გრუნტის წყლების რეჟიმზე	78

მ ე ხ უ თ ე თ ა ვ ი

მ დ ი ნ ა რ ე ბ ი

§ 41. ცნება მდინარეთა შესახებ	79
§ 42. მდინარის აუზი	80
§ 43. მდინარეთა ჰიდროგრაფიული დამახასიათებელი ნიშნები და მათი განსაზღვრის მეთოდები	87
§ 44. მდინარეთა ხეობები	90
§ 45. მდინარის კალაპოტი და მისი ელემენტები	91
§ 46. მდინარეთა საზრდოობა	92
§ 47. მდინარეების დონეთა რყევადობა საზრდოობის პირობებთან დაკავშირებით	95
§ 48. წყალსაზომი საგუშაგოები და მათი მოწყობა	99
§ 49. დონეთა დაკვირვების მასალების დამუშავება	100
§ 50. წყალდიდობა	102
§ 51. გაზაფხულის წყალდიდობის პროგნოზი	104
§ 52. მდინარის გასწვრივი პროფილი	105
§ 53. მდინარის წყლის ზედაპირის გარდიგარდმო პროფილი	108
§ 54. მდინარის წყლის მოძრაობის მექანიზმი	111
§ 55. სიჩქარეების განაწილება მდინარის ცოცხალ კვეთში	112
§ 56. ნაკადის სიჩქარის გაზომვის ხერხები	116
§ 57. ნაკადის ხარჯი	118

§ 58. მდინარის წყლის ხარჯებისა და ღონეების ურთიერთდამოკიდებულება	119
§ 59. ცნება ჰიდროგრაფის შესახებ	121
§ 60. ხარჯების ტიპური ჰიდროგრაფი	121
§ 61. წყალმოვარდნა	123
§ 62. შესატყვისი ღონეები	126
§ 63. მდინარის ჩამონადენი და ჩამონადენის ძირითადი დამახასიათებელი ნიშნები	128
§ 64. ჩამონადენისა და მისი დამახასიათებელი ნიშნების დამოკიდებულება ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ფაქტორებთან	130
§ 65. ატმოსფერული ნალექები	132
§ 66. თოვლის საფარი	135
§ 67. მდინარეთა აუზებში საშუალო ნალექების გამოანგარიშების ხერხები	139
§ 68. აორთქლება	139
§ 69. აორთქლება მდინარის აუზის ზედაპირიდან	142
§ 70. პერისა და ნიადაგის ტემპერატურა	145
§ 71. აუზის ზედაპირული ფაქტორების გავლენა მდინარეთა ჩამონადენზე	147
§ 72. საშუალო მრავალწლიური ჩამონადენი, ანუ ჩამონადენის ნორმა	151
§ 73. ჩამონადენის რუკები	152
§ 74. წლიური ჩამონადენის რუკეადობა	154
§ 75. მსოფლიოსა და საბჭოთა კავშირის მთავარი მდინარეების წყლიანობა	160
§ 76. ჩამონადენის რეგულირება	161
§ 77. ცნება ჰიდროლოგიური წლის შესახებ	163
§ 78. ჩამონადენის შიდაწლიური განაწილება საზრდოობის პირობებსა და კლიმატთან დაკავშირებით	164
§ 79. მდინარეთა თერმული რეჟიმი	166
§ 80. მდინარეთა ზამთრის რეჟიმი	168
§ 81. შემოდგომის ყინულსეკა	170
§ 82. ყინულსაფარი	171
§ 83. ზამთრის რეჟიმის თავისებურებანი (ღონეთა, ხარჯებისა და ჩამონადენის რუკეადობა)	172
§ 84. მდინარის ენერჯია	173
§ 85. მდინარეთა მონატანი (მყარი) მასალის ფორმირება	174
§ 86. მდინარის წყლის მარილიანობა და მარილების შედგენილობა	175
§ 87. მყარი ნაწილაკების ტივტივი წყალში	178
§ 88. მდინარის სიმღვრივე	179
§ 89. ატიენარებული მასალის ჩამონადენი	182
§ 90. ატიენარებული მასალის ცვალებადობა მდინარის სივრცის მიხედვით	182
§ 91. მგორავ-მცოცაი მასალა მდინარის ფსკერზე	183
§ 92. წყალსაცავის მოლაშვა (მოსილვა)	184
§ 93. კალაპოტის პროცესები	185
§ 94. მდინარეთა კალაპოტის გეგმა-მონახულობა	188
§ 95. ნაკადის დინების სინქარეთა განაწილების სტრუქტურა მდინარის კალაპოტში	193
§ 96. მდინარეთა შესართავეები	195
§ 97. მდინარეთა ჰიდრობიოლოგია	197
§ 98. თევზის მიგრაცია	199
§ 99. მდინარეთა კლასიფიკაციის პრინციპები	200
§ 100. მდინარეების გამოკვლევათა მეთოდები	208
§ 101. მდინარეთა რეჟიმის შეცვლა ადამიანის სამეურნეო მოქმედებასთან დაკავშირებით	210
§ 102. მდინარეთა სახალხო-სამეურნეო მნიშვნელობა	212

შექვესეთავი

ყინვარები

§ 102. თოვლის ხაზი -- თოვლის შემოსავლისა და გასავლის დადებითი ბალანსის საზღვარი	214
§ 104. თოვლის ზევი და მისი წარმოქმნის პირობები	215
§ 105. თოვლის გარდაქმნა გლტერულ ყინულად	216
§ 106. ყინვარების ტიპები და მათი გავრცელება	219
§ 107. ყინვარების გავრცელება	220
§ 108. ყინვარების ჰიდროლოგიური მნიშვნელობა	221

მეშვიდეთავი

ტბები

§ 109. ტბების განსაზღვრა	222
§ 110. ტბების ქვაბულების წარმოშობა და მათი გენეტიკური ტიპები	223
§ 111. ქვაბულების გარდაქმნა ლეღიათა და წყლის დონეთა ცვალებადობის გავლენით	225
§ 112. ტბების ევოლუცია, წყალმცენარეულობის როლი ტბის ევოლუციაში	226
§ 113. ტბის ძირითადი ელემენტები	227
§ 114. ტბის ძირითადი მორფოგეტრული ელემენტები	228
§ 115. ტბებში წყლის შემოსავლისა და გასავლის ბალანსი	230
§ 116. ტბების დონეთა რყევა და მათი კავშირი წყლის ბალანსთან	231
§ 117. ტბებში წყლის დონეთა რყევიმი	232
§ 118. ლეღა ტბებში	234
§ 119. ტალღების თეორია	235
§ 120. ტალღების დაცხრომა ზედაპირსა და სიღრმეში	239
§ 121. სეიშები და მათი წარმოშობი მიზეზები	239
§ 122. წყლის მოდენა და მიდენა	240
§ 123. ღინებები ტბებში	240
§ 124. ტბების თერმია	242
§ 125. ტბებში სითბოს შემოსავლისა და გასავლის ბალანსი	242
§ 126. ტბებში სითბოს შემოსავლისა და გასავლის დღეღამური და წლიური მსვლელობა	245
§ 127. ტბების გათბობისა და გაციევის პროცესები	246
§ 128. ტბათა თერმული კლასიფიკაცია	249
§ 129. ტბების მარილიანობა	251
§ 130. ტბებში მარილიანობის ცვალებადობა წყლის შემოსავლისა და გასავლის ბალანსთან დაკავშირებით	252
§ 131. ტბების წყლის ქიმიური შედგენილობა და მისი განმსაზღვრელი ფაქტორები	253
§ 132. მლაშე ტბები, მათი ტიპები და გავრცელება	254
§ 133. ტბების ოპტიკა	256
§ 134. ტბების ბიოლოგია	259
§ 135. წყალმცენარეულობით ტბების დაპყრობის სქემა	261
§ 136. ორგანულ ნივთიერებათა ბრუნვა ტბებში	262
§ 137. ტბების თევზი	263
§ 138. ტბური ჩალექები	264
§ 139. წყალსაცავები და მათი ჰიდროლოგიური რეჟიმი	266

მერვე თავი

ქაობები

§ 140. ქაობები და მათი გავრცელება	259
§ 141. ქაობების წარმოშობა	270
§ 142. ქაობების ტიპები და მათი გავრცელება	271
§ 143. ქაობებში წყლის შემოსავლისა და გასავლის ბალანსი	274
§ 144. ქაობებში წყლის მოძრაობა	276
§ 145. ქაობების გავლენა ზედაპირულ ჩამონადენზე	277
§ 146. ქაობების თერმია, მათი გაყინვა და ყინულებისაგან განთავისუფლება	279
§ 147. ქაობების ამოშრობა	280
§ 148. ქაობების სახალხო-სამეურნეო მნიშვნელობა	280

მეცხრე თავი

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ჰიდროლოგიური დარაიონება

§ 149. ჰიდროლოგიური დარაიონების მეთოდები	281
§ 150. ჰმელეთის წყლების გეოგრაფიულ-ჰიდროლოგიური შესწავლის მეთოდები	282
§ 151. საბჭოთა კავშირის წყლების ზოგადი დახასიათება	289

მეთექვსმეტი თავი

ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახური საბჭოთა კავშირში

§ 152. ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახური საბჭოთა კავშირში	291
§ 153. ჰიდროლოგიური სამეცნიერო დაწესებულებანი	292
§ 154. მნიშვნელოვანი ჰიდროლოგიური გამოცემები (რუკები, ს.ხ. ლექსიკონები და მონოგრაფიები)	292
§ 155. ჰიდროლოგიური მომსახურება სახალხო მეურნეობაში	294

მეორე ნაწილი

მეთერთმეტე თავი

მსოფლიო ოკეანე

§ 156. მსოფლიო ოკეანის მთლიანობა	296
§ 157. მსოფლიო ოკეანის დაყოფა	293
§ 158. ოკეანეთა საზღვრები	298
§ 159. ზღვების კლასიფიკაცია	300
§ 160. მსოფლიო ოკეანის ფსკერის რელიეფი	301
§ 161. სიღრმის საზომი იარაღები	301
§ 162. სიღრმის რუკები	304
§ 163. ოკეანეებისა და ზღვების ფსკერის რელიეფის თავისებურება	305
§ 164. ოკეანეებისა და ზოგიერთი ზღვის ფსკერის რელიეფის მოკლე დახასიათება	308
§ 165. მსოფლიო ოკეანისა და ზღვების წყლის მარილიანობა	314
§ 166. მარილიანობის გამოსახვა რუკაზე იზოჰალინებით	317
§ 167. მსოფლიო ოკეანეში სითბოს შემოსავლისა და გასავლის ბალანსი	321
§ 168. ზღვის წყლის გათბობისა და გაცივების პროცესები	322
§ 169. ტემპერატურული სტრატოფიკაციები და მარილიანობის როლი	323
§ 170. წყლის ტემპერატურების განაწილება მსოფლიო ოკეანის ზედაპირსა და სიღრმეში	324

§ 171. წყლის ტემპერატურების განაწილება სიღრმის ვერტიკალებზე	327
§ 172. ზღვების წყლის ტემპერატურა	328
§ 173. წყლის ტემპერატურის გაზომვა სიღრმეში	330
§ 174. წნევა. კემშვადობა. ადიაბატური პროცესები	331
§ 175. ოკეანეებისა და ზღვების ყინული	332
§ 176. ზღვის ყინულის წარმოქმნის პროცესები	333
§ 177. ზღვის ყინულის ტიპური ფორმები და მათი კლასიფიკაცია	336
§ 178. ყინულების დნობა	337
§ 179. სსრ კავშირის ზღვების ყინულოვანი რეჟიმი	339
§ 180. აისბერგები და მათი გავრცელება	339
§ 181. ზღვის ოპტიკა და აკუსტიკა	341
§ 182. ზღვის ფერი	342
§ 183. ზღვის ნათება	342
§ 184. ზღვის წყალში ხმის გავრცელება	344
§ 185. ლელვა ზღვებსა და ოკეანეებში	345
§ 186. მცურავი საგნებისა და ზეთის გავლენა ლელვაზე	346
§ 187. მოქცევა და უკუქცევა	347
§ 188. მიმოქცევის წარმომქმნელი ძალები	348
§ 189. მიმოქცევის უტოლობა	352
§ 190. მიმოქცევის სტატისტიკური და დინამიკური თეორიები	353
§ 191. მიმოქცევაზე ნაპირების კონფიგურაციისა და ფსკერის რელიეფის გავლენა	355
§ 192. გამოყენებითი საათი და მიმოქცევის ზნოვანება	355
§ 193. მიმოქცევის ყოველწლიური ცხრილები	356
§ 194. მიმოქცევები მდინარეთა შესართავებში	357
§ 195. მოქცევის რუკები. კოტიდალური ხაზები	358
§ 196. მოქცევისა და უკუქცევის დინებები	359
§ 197. მიმოქცევის ენერჯიის ტექნიკური გამოყენების პრობლემა	360
§ 198. დინებები და მათი რეჟების მიზეზები	360
§ 199. დინებები	364
§ 200. დინებათა გამომწვევი მიზეზები	364
§ 201. ჭარული და დრეიფული დინებები	366
§ 202. დედამიწის ბრუნვის, ნაპირების კონფიგურაციისა და ზღვის ფსკერის რელიეფის გავლენა დინებებზე	368
§ 203. მსოფლიო ოკეანის დინებათა საერთო სქემა	370
§ 204. წყალთა ცელა ოკეანეებს შორის	375
§ 205. დინებათა როლი მსოფლიო ოკეანის წყლის ზედაპირის, სიღრმეთა ტემპერატურებისა და მარილიანობის განაწილებაზე	377
§ 206. დინებათა გავლენა კლიმატზე	378
§ 207. დინებები ზღვებსა და სრუტეებში	379
§ 208. ოკეანეებისა და ზღვების ფსკერის ნალექები და მათი წარმოშობა	381
§ 209. მსოფლიო ოკეანის ფსკერის ნაფენების განაწილება	383
§ 210. სიცოცხლე ოკეანეებსა და ზღვებში	385
§ 211. ოკეანეებისა და ზღვების სარეწაო ცხოველები და მცენარეები	389
§ 212. ოკეანეებისა და ზღვების სახალხო-სამეურნეო მნიშვნელობა	392
§ 213. ჰიდროგრაფიული სამსახური	393
ლიტერატურა	396

გადაეცა ასაწეობად 23/111.67. ხელმოწერილია დასაბეჭდად 18/X.67.
ქალაქის ზომა 60×90/16. ნაბეჭდი თაბახი 35,7.
სააღრიცხვო-საგამომცემლო თაბახი 31.83. ტირაჟი 1000. უე 11532

ფასი 1 მან. 54 კაპ.

თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, თბილისი, ი. ჭავჭავაძის პროსპ., 1.
Издательство Тбилисского университета, Тбилиси, просп. И. Чавчавадзе, 1.

თბილისის უნივერსიტეტის სტამბა, თბილისი, ი. ჭავჭავაძის პროსპ., 1.
Типография Тбилисского университета, Тбилиси, пр. И. Чавчавадзе, 1.