

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

გიორგი ბრეგვაძე

ზუსტ და საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა ფაკულტეტი
გეოგრაფიის დეპარტამენტი

“წყალდიდობების რისკების შეფასება კლიმატის ცვლილების ფონზე“

ს ა დ ო ქ ტ ო რ ო დ ი ს ე რ ტ ა ც ი ა

ხელმძღვანელები:

სადოქტორო პროგრამის ხელმძღვანელი (კოორდინატორი):

სამეცნიერო ხელმძღვანელი:

თსუ პროფესორი

მეცნ. დოქტორი

დავით კერესელიძე

თბილისი
2016 წელი

Ivane Javakishvili Tbilisi State University

Giorgi Bregvadze

**Faculty of Exact and Natural Sciences
Department of Geography**

**Floods Risk Assessment
on the Climate Change Background**

PhD Dissertation

Supervisors:

Doctoral program supervisor (coordinator):

Scientific supervisor:

Professor

Doctor of Science

Davit Kereselidze

Tbilisi

2016

ანოტაცია

ნაშრომი ეძღვნება თანამედროვეობის ერთ-ერთ უმნიშვნელოვანეს პრობლემას წყალდიდობების რისკების შეფასებას. ცნობილია, რომ ამ რისკებს ამჟამინდელი კლიმატის ცვლილება, რომელსაც საკმაოდ დიდი ზეგავლენა აქვს თვითონ კლიმატის შემქმნელ ძირითად ფაქტორებზე, როგორცაა ჰაერის ტემპერატურის და ნალექების ცვლილება. ეს უკანასკნელი მნიშვნელოვან ზეგავლენას ახდენს სტიქიური პროცესების ინტენსივობასა და სიხშირეზე. უკანასკნელი წლების განმავლობაში წყლისმიერი სტიქიური პროცესების შედეგად ათიათასობით ადამიანი დაიღუპა, ასიათასობით კი უსახლკაროდ დარჩა, ამასთან ერთად დაზიანდა მილიონობით ჰექტარი სასოფლო-სამეურნეო მიწები. განსაკუთრებულ ყურადღებას იქცევს ის ფაქტი, რომ წყალდიდობის შედეგად მიყენებული ზარალი ბევრ ქვეყანაში უკანასკნელ ხანებში იზრდება ძალიან სწრაფად და ეს მაშინ, როცა სათანადოდ ხორციელდება წყალდიდობის საწინააღმდეგო ღონისძიებანი.

ნაშრომი მოიცავს კლიმატის ცვლილების ასპექტებს და განხილულია ის საჭირობო საკითხები, რომელსაც ადგილი აქვს მსოფლიოში და საქართველოში. ჩატარებულია კლიმატის ცვლილების რეტროსპექტრული ანალიზი კლიმატის ცვლილების სახელმწიფოთაშორისი საბჭოს სხვადასხვა სამუშაო ჯგუფების ანგარიშებზე და კლიმატის ცვლილების შესახებ საქართველოს ეროვნულ შეტყობინებებზე დაყრდნობით. განხილულია სტიქიური მოვლენებისა და წყალდიდობების კლასიფიკაცია; წყალდიდობის გავლენა მოსახლეობის უსაფრთხოებასა და ეკონომიკაზე; წყალდიდობები და წყალმოვარდნები საქართველოში; წყალდიდობის მონიტორინგის, პროგნოზირებისა და წყალდიდობის შესახებ გაფრთხილების სისტემა მსოფლიოში. განხილულია ჰიდროლოგიური, გამარტივებული და სრული ჰიდრაულიკური მოდელების გამოყენებით შეფასებული მაქსიმალური ხარჯების რისკები, წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების სიხშირის ცვალებადობა. ჩატარებულია საქართველოს მდინარეების მაქსიმალური ხარჯების სტატისტიკური ანალიზი და დროში ცვლილების ტენდენციები.

Annotation

The following work is dedicated to one of the most vital problem of our contemporary life – estimating flooding risks. It is well known that these risks are strained by the climate change, which itself has quite a big influence on climate forming main factors, for instance on air temperature and rainfall changes. The last factor hugely effects on the intensity and frequency of the natural calamities. Ten thousands of people have died for the last years due to water provoked natural disasters and hundred thousands have become homeless. Moreover, million hectares of the agricultural earth have been damaged. We should draw our attention to the fact that the losses after floods are enlarging in many countries these days despite making all arrangements to avoid the risks of flooding.

The work includes some aspects of climate change and issues of the day are discussed, which take place in the entire world and Georgia. Climate change retrospective analysis has been made on the basis of the several group accounts of the international climate change council and reports of the climate change in Georgia. Natural disaster and flood classification is discussed below; flood influence on population safety and economics; floods and inundation in Georgia; monitoring, forecasting and warning systems of flooding in the world. By using above mentioned hydrological, simplified and full hydraulic models the maximal number of expenses and the changes of the flood and inundation frequencies are estimated. The highest possible expenses analysis of the Georgian rivers has been held involving time-related changes.

სარჩევი

შესავალი	6
თავი I. კლიმატის ცვლილების ზოგიერთი ასპექტები	9
1.1. კლიმატის ცვლილება მსოფლიოში	9
1.2. კლიმატის ცვლილება საქართველოში	17
თავი II. სტიქიური მოვლენები	31
2.1. სტიქიური მოვლენების კლასიფიკაცია	31
2.2. წყალდიდობები და მათი კლასიფიკაცია	34
2.3. წყალდიდობები მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონებში	39
2.4. წყალდიდობის გავლენა მოსახლეობის უსაფრთხოებასა და ეკონომიკაზე ...	44
2.5. წყალდიდობები და წყალმოვარდნები საქართველოში	44
2.6. წყალდიდობის მონიტორინგის, პროგნოზირებისა და წყალდიდობის შესახებ	
გაფრთხილების სისტემა მსოფლიოში	49
თავი III. ჰიდროლოგიური მოდელების ზოგადი მიმოხილვა	51
3.1. მდინარის ჩამონადენის მოდელები	51
3.2. ჰიდროლოგიური მოდელები	55
3.3. გამარტივებული ჰიდრაულიკური მოდელები	58
3.4. სრული ჰიდრაულიკური მოდელები	60
3.5. მდინარეთა საზრდოობა	63
3.6. საქართველოს მდინარეთა კლასიფიკაცია საზრდოობის წყაროებისა და	
წყლიანობის რეჟიმის მიხედვით	70
თავი IV. მაქსიმალური ხარჯების რისკების შეფასება და ანალიზი	81
4.1. წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების სიხშირის ცვალებადობის შეფასება	81
4.2. მაქსიმალური ხარჯების სტატისტიკური ანალიზი	84
4.3. საქართველოს მდინარეების მაქსიმალური ხარჯების დროში ცვალებადობის	
ტენდენციები	91
4.4. ჰიდროლოგიური პარამეტრების განსაზღვრა და მდინარეთა აუზებში	
წყალმოვარდნის რისკები	97
დასკვნები	105
ლიტერატურა	107

შესავალი

პრობლემის აქტუალობა

თანამედროვე მსოფლიო ბუნება უპრეცედენტო გლობალური ცვლილებების პერიოდში იმყოფება. იცვლება ადამიანის არსებობისათვის სასიცოცხლო მნიშვნელობის არეალები (ატმოსფერო, ჰიდროსფერო, ლითოსფერო და ბიოსფერო), რაც საფრთხეს უქმნის როგორც ახლანდელ ისე მომავალი თაობების ნორმალურ არსებობას.

გაეროს ექსპერტთა მონაცემებით, უკანასკნელ პერიოდში კლიმატის ცვლილებების ჩამოყალიბებული ტენდენციების ფონზე ბუნებრივ კატასტროფებს შორის, რომლებსაც გარკვეული ეკოლოგიური პრობლემები და სოციალურ-ეკონომიკური გართულებები მოაქვთ, მნიშვნელოვნად გახშირდა წყალდიდობები და წყალმოვარდნები, ასევე მოსალოდნელია ტემპერატურის მომატება, ნალექების ჯამური ცვალებადობა, ზღვის დონეების რყევადობის გაზრდა. ყველა ეს ფაქტორი უშუალო გავლენას ახდენს წყლის რესურსებზე და მის შიგაწლიურ განაწილებაზე. განსაკუთრებულად მოქმედებს კლიმატის ცვლილება მცინვარებაზე, რომელიც გამოიხატება მცინვარების მოცულობის თანდათანობით შემცირებაში, მეცნიერთა პროგნოზით ამ მოვლენებთან დაკავშირებით წყალდიდობებისა და გვალვიანი დღეების რიცხვი შეიძლება გაიზარდოს, ვინაიდან საქართველოს მდინარეთა უმრავლესობის საზრდოობა წვიმის, თოვლის და მცინვარული ნადნობი წყლებით ხდება, კლიმატის ცვლილების პირობებში მათი დნობის ინტენსივობა გაიზრდება და გაიზრდება წყლიანობის რისკიც.

უკანასკნელი წლების განმავლობაში წყლისმიერი სტიქიური პროცესების შედეგად ათიათასობით ადამიანი დაიღუპა, ასიათასობით კი უსახლკაროდ დარჩა, ამასთან ერთად დაზიანდა მილიონობით ჰექტარი სასოფლო-სამეურნეო მიწები. განსაკუთრებულ ყურადღებას იქცევს ის ფაქტი, რომ წყალდიდობის შედეგად მიყენებული ზარალი ბევრ ქვეყანაში უკანასკნელ ხანებში იზრდება ძალიან სწრაფად და ეს მაშინ, როცა სათანადოდ ხორციელდება წყალდიდობის საწინააღმდეგო ღონისძიებანი.

ბოლო ათწლეულების განმავლობაში დედამიწაზე მომხდარ სტიქიურ უბედურებათა შორის ძლიერი წყალმოვარდნების შედეგად უდიდესი ზარალი განიცადა მრავალი ქვეყნის ვრცელმა ტერიტორიებმა, რის შედეგად დღის წესრიგში დადგა წყალდიდობების, წყალმოვარდნების, მათგან გამოწვეული დატბორვების და სხვა სტიქიური მოვლენების რისკების თანამედროვე მენეჯმენტის პოლიტიკის შექმნის აუცილებლობა.

ეს პრობლემა მეტად მნიშვნელოვანია საქართველოსთვისაც. მდინარეთა სიმრავლისა და მათი მრავალფეროვანი ბუნების გამო მდინარეთა უმრავლესობა მაღალ მთაში იღებს სათავეს და გარკვეულ უბანზე დიდი დამანგრეველი ძალით (ენერგიით) ხასიათდება. ბარში გადასვლისას ძირითადი პრობლემა დიდი ფართობების დატბორვაში გამოიხატება.

კლიმატის ცვლილებასთან დაკავშირებით გააქტიურებულმა წყალმოვარდნებმა, გამომწვევი მიზეზების მრავალფაქტორიანობით და მოსალოდნელი საფრთხეებით კიდევ უფრო პრობლემატური გახადა ეს მოვლენები. მეცნიერთა წინაშე დადგა პროცესების კიდევ უფრო ღრმა შესწავლისა და პროგნოზირების მეთოდების სრულყოფის ამოცანა, ამჟამად სხვადასხვა სფეროებში არსებული მეცნიერული

მიღწევებისა და ტექნოლოგიების გამოყენებით. ტრადიციულად, კატასტროფული წყალდიდობების თავიდან აცილების ზომები ითვალისწინებს წინასწარი ჰიდროტექნიკური სამუშაოების ჩატარებას. თავისი წვლილი შესაძლო ზიანის პრევენციაში ასევე შეაქვს წყალდიდობების პროგნოზირებას. განვითარებულ ქვეყნებში ტრადიციულ მეთოდებთან ერთად გამოიყენება წყალდიდობების მიერ მიყენებული ზარალის შემცირების საკანონმდებლო, ეკონომიკური, ფინანსური და სადაზღვევო მექანიზმები, ისეთი როგორცაა ეკონომიკური აქტივობის ზონირება მდინარის მიმდებარე არეალში, სადაზღვევო ტარიფების დიფერენციაცია შესაძლო რისკების მხედველობაში მიღებით და ა.შ. ამგვარი მიდგომა ეფუძნება თანამედროვე ინფორმაციული ტექნოლოგიების, გეოინფორმაციული სისტემების, მდინარის ჩამონადენის მათემატიკური მოდელირების და შესაძლო ზარალის შეფასებისას პროგრამული პროდუქტების ფართო გამოყენებას. სამწუხაროდ, საქართველოში წყალდიდობებისაგან მიყენებული ზარალის შემცირების ეკონომიკური და სადაზღვევო მექანიზმები ნაკლებადაა გამოყენებული ამ უკანასკნელთა შედარებით სუსტი განვითარების გამო.

მიუხედავად იმისა, რომ ბევრია გაკეთებული წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების პროგნოზირებაში, მაინც არ შეიძლება ჩათვალოს საკითხი გადაწყვეტილად სასურველ დონეზე. შესრულებული სამუშაოებიდან საუკეთესოთა ვერიფიკაციის შედეგებიც კი რიგ შემთხვევაში მნიშვნელოვან გადახრას იძლევიან რეალობიდან.

მართალია, უკანასკნელ წლებში დაბალი ალბათობის ექსტრემალური მოვლენების მოდელირებაში საგრძნობი წარმატებებია მიღწეული, მაგრამ კვლავ ძალზე აქტუალურია წყალდიდობების, წყალმოვარდნების და დატბორვების რისკების მართვის ერთიანი ინტეგრირებული სისტემის შექმნა, გავრცელება და გამოყენება

კვლევის მიზანი და ამოცანები

კვლევის პროცესში შესასწავლ საკითხებთან დაკავშირებული ობიექტების, პროცესებისა და მოვლენების ანალიზი, სინთეზი და შეფასება განხორციელდა თანამედროვე მოთხოვნათა შესაბამისად. მდინარის მოსალოდნელი მაქსიმალური ხარჯების დასადგენად გამოყენებული იქნა რისკების ანალიზის მეთოდები.

წყალმოვარდნების განმსაზღვრელი ფაქტორების დროში და სივრცეში განვითარების და სავარაუდო მნიშვნელობების დადგენა და მოდელირების განსახორციელებლად გამოყენებული იქნა შესასწავლი საკითხების, როგორც რეტროსპექტული ტენდენციები, ისე თანამედროვე მდგომარეობის დიაგნოსტიკური ნიშნები, დეტერმინირებული და შემთხვევითი (სტოქასტიკური) კავშირები.

შეიქმნა მონაცემთა ელექტრონული ბაზა თეორიული გათვლებით მიღებული, შესაბამის ფონდებში არსებული და საველე-ექსპედიციური კვლევების შედეგად მოპოვებული მასალების საფუძველზე, რომელიც იძლევა მაქსიმალური ინფორმაციის მიღების საშუალებას.

თეორიულ კვლევათა შედეგების პრაქტიკული რეალიზაციისათვის გენერირებული იქნა, არსებული დაკვირვებების მონაცემები. ამ მონაცემებზე დაყრდნობით კონკრეტული მდინარეებისათვის შეფასებული იქნება სავარაუდო ხარჯების შესაბამისი რისკები.

საქართველოს მდინარეთა ცალკეული კვეთებისათვის დადგენილ (დაზუსტებულ) იქნა მაქსიმალური ხარჯების სავარაუდო მნიშვნელობები. მასთან დაკავშირებული რისკების გამოსავლენად ყურადღება მიექცა, წყალმოვარდნული აქტივობის კოეფიციენტებს. მისმა დადგენამ შესაძლებლობა მოგვცა გამოვლენილიყო მდინარეთა უბნები რომლებიც შედარებით მაღალი რისკის მატარებელია

პირველად ჰიდროლოგიური გაანგარიშების პრაქტიკაში დატბორვის ამოცანის შესწავლა და გადაწყვეტა განხორციელდა ცალკეული თვეებისათვის, რაც რეალურთან მიახლოებული სურათის ჩამოყალიბების საშუალებას იძლევა.

ისტორიულ მონაცემთა ბაზის და განსაზღვრული რეგიონის ფიზიკურ-გეოგრაფიული და ჰიდრომეტეოროლოგიური მდგომარეობის ანალიზის საფუძველზე თანამიმდევრობით შეფასდა საშიში კატასტროფული წყალმოვარდნებისა და ტერიტორიის დატბორვის რისკის ალბათობა.

თავი I. კლიმატის ცვლილების ზოგიერთი ასპექტები

1.1. კლიმატის ცვლილება მსოფლიოში

დედამიწის ცალკეული რეგიონების კლიმატის შესწავლის დასაწყისშივე, ჯერ კიდევ მე-19 საუკუნეში, დადგენილ იქნა კლიმატის მნიშვნელოვანი ცვალბადობა ისტორიულ წარსულში. ამ ცვლილების მიმართულებისა და სიჩქარის განსაზღვრას, სერიოზული ყურადღება ეთმობოდა ჩვენი საუკუნის უკვე 50-იანი წლებიდან. 80-იან წლებამდე ჭარბობდა მოსაზრება, რომ ატმოსფერო თვითგაწმენდის მექანიზმის წყალობით შემცირდება დედამიწის კლიმატური სისტემის წონასწორობაში შენარჩუნებას და ატმოსფეროზე მიმდინარე საუკუნის განმავლობაში წარმოებული მძლავრი ანთროპოგენური დატვირთვა ვერ მოახდენდა შესამჩნევ გავლენას დედამიწის თერმულ რეჟიმზე. სათბურის ეფექტი, რომელიც შედეგია ნახშირორჟანგის გაზისა და სხვა ე. წ. რადიაციული აირების არსებობისა, თითქოს არ უნდა გაძლიერებულიყო იმდენად, რომ ამას გამოეწვია შეუქცევადი ცვლილებები დედამიწის კლიმატში. ამიტომ კლიმატის სამომავლო ცვლილება ძირითადად ბუნებრივი ფაქტორებით იქნებოდა გაპირობებული. მაგრამ 80-იანი წლების მეორე ნახევარში ჩატარებულმა გლობალურმა ტემპერატურული რეჟიმის ანალიზმა, ცხადყო, რომ ამგვარი ოპტიმისტური მიდგომა საკითხისადმი უსაფუძვლოა და დედამიწის კლიმატმა XX საუკუნის მეორე ნახევარში აშკარად იწყო მოძრაობა გლობალური დათბობის მიმართულებით. ამის მიზეზად ცალსახად დასახელებულ იქნა ნახშირორჟანგის (CO_2) და სხვა სათბურის გაზების კონცენტრაციის მკვეთრი ზრდა ატმოსფეროში ადამიანის სულ უფრო მზარდი ტექტონიკური საქმიანობის შედეგად.

კლიმატის ცვლილებას მრავალი ფაქტორი განაპირობებს, რომელთაგან ყველაზე მნიშვნელოვანია მზის აქტივობა, ატმოსფეროს ცირკულაცია, ვულკანური ამოფრქვევები და ანთროპოგენური გავლენა. კლიმატის თანამედროვე ცვლილება კლიმატურ ელემენტებზე სისტემატური ინსტრუმენტული დაკვირვების პერიოდს მოიცავს. ეს დაახლოებით 100-200 წელიწადია, ამ პერიოდის განმავლობაში განსაკუთრებით გააქტიურდა მეოთხე ფაქტორი - ანთროპოგენური, რაც უშუალოდ ადამიანის სამეურნეო საქმიანობასთან არის დაკავშირებული.

პირველ სამ ფაქტორს ბუნებრივს უწოდებენ, ხოლო მეოთხეს - ხელოვნურს. თითოეული მათგანი განსაკუთრებულ როლს თამაშობს და ამავე დროს თავისი კორექტივები შეაქვს კლიმატის თანამედროვე ცვლილების საერთო ტენდენციის ჩამოყალიბებაში.

მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის და გაეროს მოხსენებების შესაბამისად ბოლო ორმოცდაათი წლის მანძილზე ჰაერის საშუალო ტემპერატურამ საშუალოდ 0.5-0.7 გრადუსით აიწია, ამავე დროს კვლავ შეინიშნება მატების ტენდენცია ანუ სახეზე გვაქვს კლიმატის გლობალური ცვლილება. ამან არსებითად შეცვალა გარემო პირობები: გამოიწვია მყინვარების დნობა, ნალექების ინტენსივობის გაზრდა, ზღვის დონის აწევა, ზედაპირული წყლების ტემპერატურის ვარდნა და სხვა.

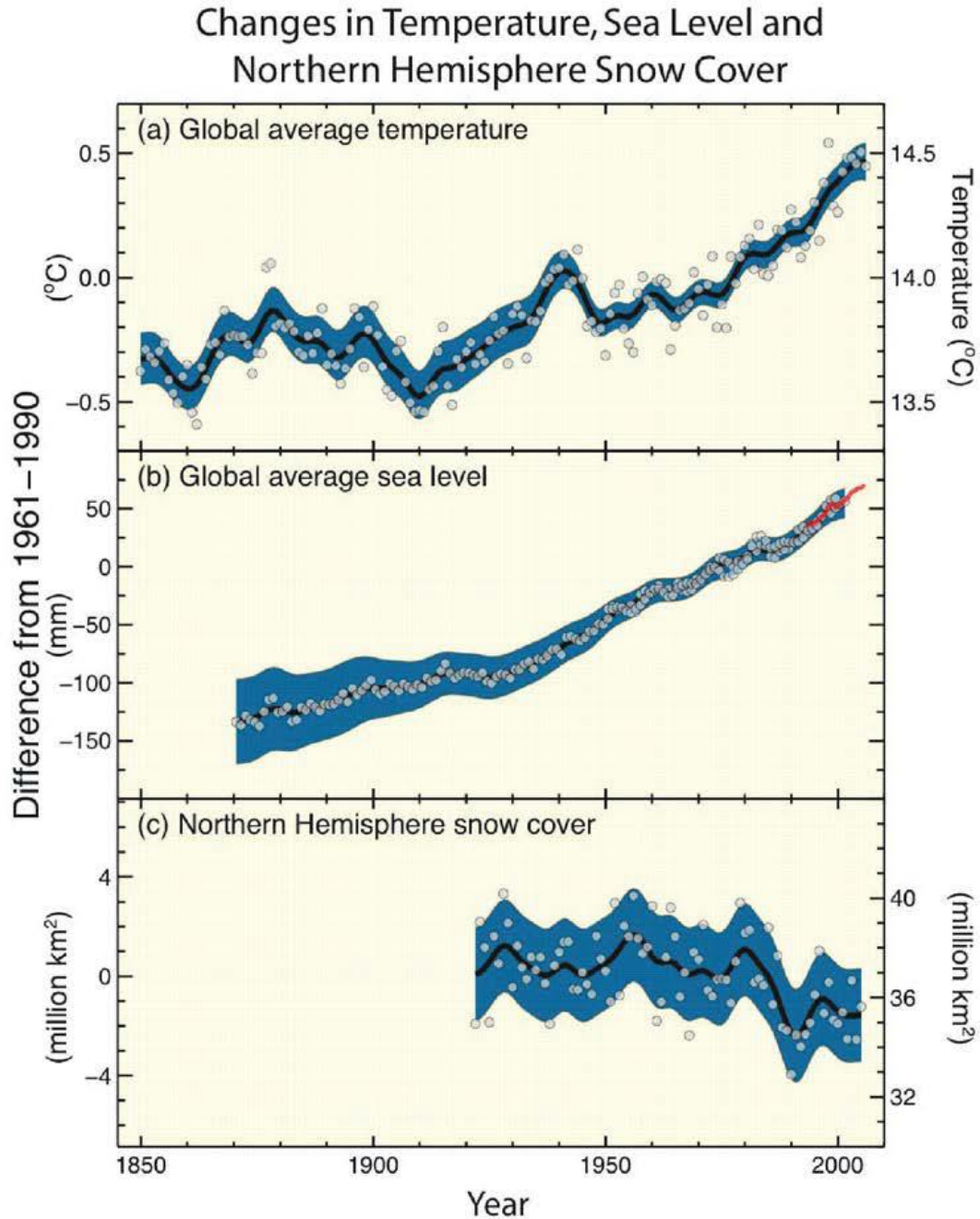
კლიმატი, ფაქტობრივად, გასაშუალოებული ამინდია. კლიმატის ცვლილება განმარტებულია როგორც მთლიანად დედამიწის ან კონკრეტული რეგიონის საშუალო ამინდის ხანგრძლივი ცვლილება. კაცობრიობის ისტორიაში გლობალური კლიმატის ცვლილებების სხვადასხვა პერიოდი გამოიყოფა, თუმცა თანამედროვე კლიმატის

ცვლილება გამოწვეულია ადამიანის საწარმოო საქმიანობით და პირდაპირ უკავშირდება ინდუსტრიალიზაციას. გლობალური დათბობა, რაც დედამიწაზე ჰაერის მიწისპირა საშუალო ტემპერატურის თანდათანობით ზრდას გულისხმობს, წინაინდუსტრიული პერიოდიდან (დაახლოებით 1750 წლიდან) დაიწყო, მე-20 საუკუნის მეორე ნახევრიდან კი უფრო გაძლიერდა. გლობალური დათბობის ძირითად მიზეზს წარმოადგენს ადამიანის საქმიანობის შედეგად ე.წ. „სათბურის გაზების“ ემისიების (გაფრქვევის) და, შესაბამისად, „სათბურის გაზების“ კონცენტრაციების ზრდა ატმოსფეროში. „სათბურის გაზები“ ეწოდება ატმოსფეროში არსებულ გაზებს, რომლებიც აბრკოლებენ დედამიწის ზედაპირიდან კოსმოსურ სივრცეში სითბური ენერჯის (სითბოს) გასხივებას, ისინი მოიცავენ ნახშირორჟანგს, მეთანს, აზოტის ქვეჟანგს და სხვას. თვით ამ მოვლენას „სათბურის ეფექტი“ ეწოდება. კლიმატის ცვლილების მავნე შედეგები მოიცავს მყინვარების დნობას მთებზე და ყინულის ფენების განლევის ოკეანეებში, ე.წ. „სიციხის ტალღებს“, გვალვებს, ერთი მხრივ, და ძლიერ წვიმებს, მეორე მხრივ, ოკეანის დონის აწევას, დატბორვების, წყალდიდობების, ღვარცოფების, მეწყერების, ზვავების გახშირებას, ცუნამების, სხვადასხვა ქარიშხლების გაძლიერებასა და გახშირებას. კლიმატის შეცვლის შედეგად იცვლება ბუნება, ეკოსისტემები, რომელთაგან მრავალი ვერ ასწრებს ადაპტაციას და გადაგვარდება; იზრდება ადამიანთა დაავადების რისკი, მათ შორის, ეპიდემიების გავრცელებისაც. „სათბურის ეფექტით“ გამოწვეული მავნე შედეგები სულ უფრო მეტ მრავალფეროვნებასა და ინტენსივობას ავლენს წლიდან წლამდე, რაც კიდევ უფრო ამძაფრებს და სასწრაფოს ხდის პრობლემის მოგვარების აუცილებლობას.

კლიმატის ცვლილებამ გამოიწვია წალგაცვლის პროცესის ინტენსიფიკაცია. კლიმატის ცვლილების ექსპერტთა სამთავრობათაშორისო ჯგუფის (IPCC, 2007) შეფასების მეოთხე მოხსენება ადასტურებს კლიმატის ცვლილების ციკლის არსებობას [1]. 1905-2005 წ.წ. ასწლიანი წრფივი ტრენდი (0.74°C) აღემატება 1901-2000 წ.წ. შესაბამისი ტრენდის მნიშვნელობას (0.6°C), რომელიც წინა (IPCC, 2001) შეფასების მოხსენებაშია მოცემული [2]. 1990-2100 წ.წ. პერიოდში მოსალოდნელია ტემპერატურა გაიზარდოს $1.4-5.8^{\circ}\text{C}$ -ით. მესამე შეფასებითი ანგარიშის შემდეგ მონაცემთა ბაზებისა და მონაცემთა ანალიზის გაუმჯობესებისა და განვრცობის, ასევე უფრო ფართო გეოგრაფიული დაფარვის, განუზღვრელობათა უკეთესი ახსნისა და გაზომვათა მრავალფეროვნების წყალობით მიღწეულია პროგრესი იმის გაგებაში, თუ როგორ იცვლება კლიმატი სივრცესა და დროში. 1960-იანი წლების შემდეგ შესაძლებელი გახდა სულ უფრო სრული დაკვირვებების წარმოება მყინვარებზე და თოვლის საფარზე, ზღვის დონესა და ყინულის ფენებზე კი დაახლოებით წინა ათწლეულიდან, მაგრამ ზოგიერთ რეგიონში მონაცემთა სისრულის ხარისხი კვლავ დაბალი რჩება. კლიმატური სისტემის დათბობა ეჭვს არ იწვევს, რადგან ახლა ის სრულიად ცხადი გახდა ჰაერისა და ოკეანის საშუალო გლობალური ტემპერატურების აწევის, თოვლისა და ყინულის შეუზღუდავი დნობის და ზღვის დონის გლობალური აწევის ფონზე (ნახ. 1.1-1).

მოყოლებული 1850 წლიდან, დედამიწის ზედაპირის ტემპერატურის შესახებ არსებულ დაკვირვებულ მონაცემებს შორის ამორჩეული 12 უცხელესი წლიდან 11 ბოლო 12 წლიან (1995-2006) პერიოდზე მოდის. აქედან გამომდინარე, 100 წლეულის (1906-2005) განახლებული წრფივი ტრენდი, რომელიც შეადგენს 0.74 [0.56 -დან 0.92 -მდე] $^{\circ}\text{C}$ აღემატება მე-3 შეფასებით ანგარიშში 1901-2000 წლებისათვის მოყვანილ შესაბამის ტრენდს 0.6 [0.4 -დან 0.8 -მდე] $^{\circ}\text{C}$. დათბობის წრფივი ტრენდი ბოლო 50 წლის

განმავლობაში (0.13 [0.10-იდან 0.16-მდე] °C/ათწლეულში) დაახლოებით ორჯერ მეტია ბოლო 100 წლის ასეთივე ტრენდზე. მთლიანობაში ტემპერატურის ზრდა 1850-1899 წლებიდან 2001-2005 წლებამდე 0.76 [0.57-დან 0.95-მდე]°C შეადგენს. ქალაქის სითბოს კუნძულის ეფექტი რეალობაა, მაგრამ ლოკალური ხასიათი აქვს და უმნიშვნელო გავლენას ახდენს ამ სიდიდეებზე (0.006 °C-ზე ნაკლები/ ათწლეულში ხმელეთზე, ხოლო 0 °C ოკეანეზე).



ნახაზი 1.1-1. დაკვირვებული ცვლილება: (ა) დედამიწის ზედაპირის საშუალო ტემპერატურაში; (ბ) მსოფლიო ზღვის საშუალო გლობალური დონის აწევაში, მიღებული მოქცევის გასაზომი ხელსაწყოდან (ლურჯი) და თანამგზავრული (წითელი)

მონაცემებიდან და (გ) ჩრდილო ნახევარსფეროს თოვლის საფარში მარტ-აპრილში. ყველა ცვლილება მოცემულია 1961-1999 წწ პერიოდის შესაბამის საშუალოებთან შედარებით. გაგლუვებული მრუდები აღწერს საშუალო დეკადურ მნიშვნელობებს, რგოლები კი წლიურ მნიშვნელობებს. გამუქებული არეები გვიჩვენებს განუზღვრელობის ინტერვალებს, რომლებიც გამოთვლილია უკვე ცნობილი განუზღვრელობების ყოვლისმომცველი ანალიზით (ა და ბ) და დროითი მწკრივებიდან (გ).

ზონდებითა და თანამგზავრებიდან გაზომილი ქვედა და შუა ტროპოსფეროს ტემპერატურის ახალი ანალიზი გვიჩვენებს დათბობის დაახლოებით ისეთივე ტემპს, როგორცაა NH ზედაპირის ტემპერატურის დათბობის ტემპი და შესაბამისობაშია მასთან თავისი განუზღვრელობის ფარგლებში, რაც დიდწილად არბილებს მე-3 შეფასებით ანგარიშში მოყვანილ წინააღმდეგობას მათ შორის.

ატმოსფეროში წყლის ორთქლის საშუალო შემცველობა გაზრდილია სულ ცოტა 1980-იანი წლებიდან როგორც ხმელეთისა და ოკეანის ზემოთ, ასევე ზედა ტროპოსფეროში. ეს ზრდა კარგად აიხსნება წყლის ჭარბი ორთქლით, რომელიც უფრო თბილ ჰაერს შეუძლია შეაკავოს. დაკვირვებები 1961 წლიდან გვიჩვენებს, რომ ოკეანის გლობალური საშუალო ტემპერატურა აწეულა სულ ცოტა 3000 მ სიღრმეზე, და რომ ოკეანეს შთანთქმული აქვს კლიმატური სისტემის მიერ გადამეტებით მიღებული სითბოს 80% მეტი. ასეთი დათბობა იწვევს ზღვის წყლის გაფართოებას, რასაც წილი აქვს ზღვის დონის აწევაში. მთებში მყინვარები და თოვლის საფარი საშუალოდ შემცირებულია ორივე ნახევარსფეროში. მყინვარებისა და პოლარული ყინულის ექსტენსიურმა დნობამ იმოქმედა ზღვის დონის აწევაზე (პოლარულ ყინულში არ შედის გრენლანდიის და ანტარქტიკის ყინულოვანი საფარი). ახალმა მონაცემებმა აჩვენა, რომ ყინულოვანი საფარის შეთხელებამ გრენლანდიასა და ანტარქტიკაში ძალიან ალბათურად იმოქმედა ზღვის დონის აწევაზე 1993 წლიდან 2003 წლამდე. გრენლანდიის და ანტარქტიკის ცალკეული გამომყვანი მყინვარებისთვის (outlet glaciers), რომლებიდანაც იჭონება ყინული ყინულოვანი საფარის შიდა ფენებიდან, გაიზარდა დინების სიჩქარე. შესაბამისად, ყინულის საფარის მასის მზარდ დანაკარგებს ხშირად მოსდევდა შრეების გათხელება, შემცირება ან გაქრობა, ან მოძრავი ყინულის ენების გაქრობა. ყინულის ასეთი დინამიური დანაკარგები საკმარისია ანტარქტიკის მასის სუფთა დანაკარგების უდიდესი ნაწილისა და გრენლანდიის მასის სუფთა დანაკარგების დაახლოებით ნახევრის ასახსნელად. ყინულის დანარჩენი დანაკარგი გრენლანდიაში აიხსნება იმით, რომ დანაკარგებმა დნობის შედეგად გადააჭარბა თოვით განპირობებულ დაგროვებას. ზღვის საშუალო გლობალურმა დონემ აიწია საშუალოდ 1.8 [1.3-იდან 2.3-მდე] მმ/წელ სიჩქარით 1961-იდან 2003 წლამდე. ეს ტემპი უფრო მაღალი იყო 1993 წლიდან 2003 წლამდე, დაახლოებით 3.1 [2.4-იდან 3.8-მდე] მმ/წელი. მაღალი ალბათობით შეგვიძლია ვთქვათ, რომ დაკვირვებების შედეგად ზღვის დონის აწევის სიჩქარე გაიზარდა მე-19 საუკუნიდან მე-20 საუკუნემდე პერიოდში. მთლიანობაში მე-20 საუკუნეში ეს აწევა შეფასებულია, როგორც 0.17 [0.12-იდან 0.22-მდე] მეტრი [1].

1993-2003 წლებში კლიმატის კომპონენტების ჯამური წილი შესაბამისობაშია თავისი განუზღვრელობის ფარგლებში ზღვის საერთო დონის აწევასთან, რომელიც მიღებულია პირდაპირი დაკვირვებებით. ეს შეფასებები დამყარებულია

გაუმჯობესებულ თანამგზავრულ და ადგილზე აღებულ მონაცემებზე. 1961-2003 წლების პერიოდისათვის კლიმატის კომპონენტების ჯამური წილის მნიშვნელობა შეფასების მიხედვით უფრო მცირეა, ვიდრე ზღვის დონის აწევა დაკვირვების მიხედვით. კონტინენტური, რეგიონალური და ოკეანის აუზის მასშტაბებით აღინიშნება მრავალრიცხოვანი ხანგრძლივი ცვლილებები კლიმატში. ეს ცვლილებები მოიცავს ცვლილებებს არქტიკის ტემპერატურებსა და ყინულში, ექსტენსიურ ცვლილებებს ნალექების რაოდენობაში, ოკეანის მარილიანობაში, ქარების ხასიათში და ამინდის ექსტრემალურ გამოვლინებებში, როგორცაა გვალვები, უხვი ნალექები, სიცხის ტალღები და ტროპიკული ციკლონების ინტენსიურობა.

ბოლო 100 წლის განმავლობაში არქტიკის საშუალო ტემპერატურის ზრდამ ორჯერ გადააჭარბა საშუალო გლობალური ტემპერატურის ზრდის სიჩქარეს. არქტიკის ტემპერატურები ხასიათდება მაღალი დეკადური ვარიაბელობით, ასევე აღინიშნებოდა თბილი პერიოდიც 1925-იდან 1945-მდე. თანამგზავრიდან მიღებული მონაცემები 1978 წლიდან გვიჩვენებენ, რომ არქტიკაში ზღვის ყინულის საშუალო წლიური საზღვრები იკვეცება დეკადაში 2.7 [2.1-იდან 3.3-მდე] %-ით, რომელიც ზაფხულობით იზრდება დეკადაში 7.4 [5.0-იდან 9.8-მდე] %-მდე. მარადი გაყინულობის ფენის ზედა ნაწილის ტემპერატურები ძირითადად გაიზარდა 1980-იანი წლებიდან არქტიკაში (3°C სიდიდით). ჩრდილო ნახევარსფეროში სეზონურად გაყინული ნიადაგის დაფარვის მაქსიმალური არე 1900 წლიდან შემცირდა დაახლოებით 7%, გაზაფხულზე 15%-მდე დაკლებით [1].

1900-2005 წლებში ბევრ რეგიონში გამოკვეთილია ნალექების ხანგრძლივი ტენდენცია. მნიშვნელოვნად გაზრდილი ნალექები აღინიშნა ჩრდილო და სამხრეთ ამერიკის აღმოსავლეთ ნაწილებში, ჩრდილო ევროპასა და ჩრდილო და ცენტრალურ აზიაში. ნალექებს ახასიათებს მაღალი ცვალებადობა სივრცესა და დროში, ხოლო მონაცემები შემოსაზღვრულია ზოგიერთი რეგიონით. ცვლილებები ნალექებსა და ოკეანეებიდან აორთქლებაში, როგორც ჩანს, გამოიწვევს წყლის გამტკნარებას შუა და ზედა განედებზე, ხოლო სიმლაშის მომატებას ქვედა განედების წყლებში.

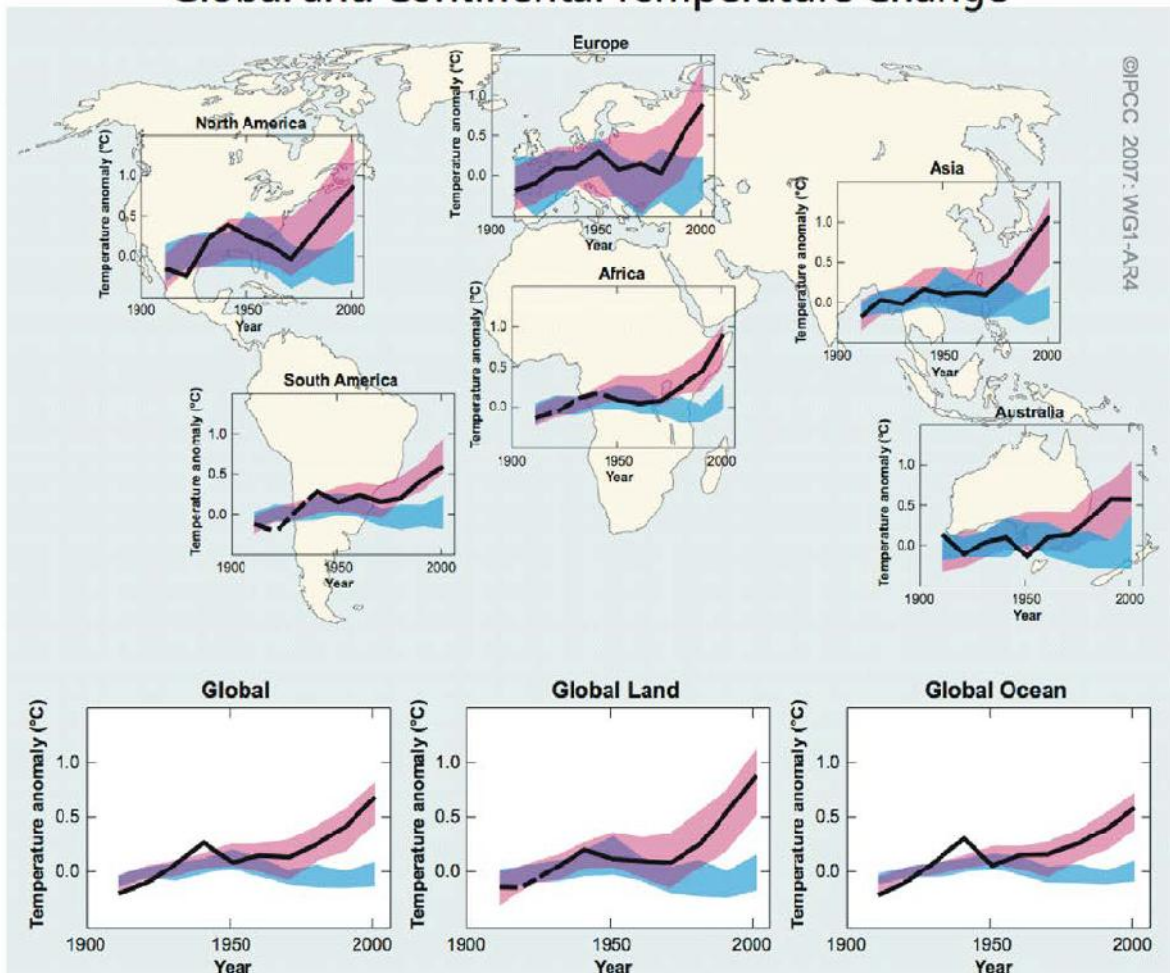
1960-იანი წლებიდან გაძლიერდა დასავლეთის ქარები ორივე ნახევარსფეროს შუა განედებში. 1970-იანი წლებიდან აღინიშნება უფრო ინტენსიური და ხანგრძლივი გვალვები ფართო არეებზე, განსაკუთრებით ტროპიკებსა და სუბტროპიკებში. მაღალი ტემპერატურებისა და შემცირებული ნალექების შედეგად მშრალი პერიოდების გაზრდამ იმოქმედა გვალვებზე. ცვლილებებს ზღვის ზედაპირის ტემპერატურაში, ქარის სტრუქტურაში, თოვლის საფარსა და მის ხანგრძლიობაში ასევე გავლენა აქვთ გვალვებზე.

ძლიერი ნალექების შემთხვევების სიხშირე გაზრდილია ხმელეთის უმეტეს ნაწილში, რაც შესაბამისობაშია დათბობასთან და ატმოსფეროში წყლის ორთქლის ზრდასთან. ფართოდ გავრცელებული ცვლილებები ექსტრემალურ ტემპერატურებში აღინიშნა ბოლო 50 წლის განმავლობაში. ცივი დღეები, ცივი ღამეები და ყინვა უფრო იშვიათი გახდა, მაშინ როცა ცხელი დღეები, ცხელი ღამეები და სიცხის ტალღები უფრო გახშირდა. დაკვირვებებმა ცხადყო დაახლოებით 1970 წლიდან ტროპიკული ციკლონების აქტივობის ინტენსიური ზრდის ფაქტი ჩრდილო ატლანტიკაში, რაც დაკავშირებულია ტროპიკული ზღვის ზედაპირის ტემპერატურის ზრდასთან. ასევე სავარაუდოა ტროპიკული ციკლონის აქტივობის ინტენსიური ზრდა ზოგიერთ სხვა რეგიონშიც, სადაც მონაცემების ხარისხი ეჭვს იწვევს. დეკადებს შორის ცვალებადობა

და ტროპიკულ ციკლონებზე დაკვირვების უხარისხობა 1970 წლამდე, ჩვეულებრივი თანამგზავრული დაკვირვებების დაწყებამდე, ართულებს ხანგრძლივი ტენდენციების აღმოჩენას ტროპიკული ციკლონების აქტივობაში.

დღიური ტემპერატურის დიაპაზონის შემცირება აღნიშნულია მხოლოდ 1950-იდან 1993 წლამდე პერიოდისათვის. განახლებულმა დაკვირვებებმა აჩვენა, რომ დღიური ტემპერატურის დიაპაზონი არ შეცვლილა 1979-2004 წლებში, რადგან როგორც დღის, ასევე ღამის ტემპერატურებმა აიწია დაახლოებით ერთნაირად. ანტარქტიკის ზღვის ყინულის საზღვრები კვლავ ამჟღავნებს შიდა წლიურ ცვალებადობას და ლოკალიზებულ ცვლილებებს, მაგრამ არავითარი სტატისტიკურად მნიშვნელოვანი საშუალო ტრენდი, რომელიც აჩვენებდა დათბობის არარსებობას, რაც გამოიხატებოდა რეგიონის საშუალო ატმოსფერულ ტემპერატურებში, არ შეინიშნება.

Global and Continental Temperature Change



ნახაზი 1.1-2. კონტინენტური და გლობალური მასშტაბით ზედაპირის ტემპერატურაში რეალური ცვლილებების შედარება კლიმატური მოდელებით მიღებულ შედეგებთან, რომლებშიც გამოყენებულია ბუნებრივი და ანთროპოგენული ზემოქმედება. დაკვირვებათა საშუალო ათწლიანი მნიშვნელობები ნაჩვენებია 1906-2005 წლების პერიოდისთვის (შავი ხაზი), რომელიც გაფერადებულია ათწლეულის ცენტრისა და 1901-1950 წლების შესაბამისი საშუალოების გარშემო. ხაზები წყვეტილია,

როცა სივრცული დაფარვა 50%-ზე ნაკლებია. ლურჯად შეფერილი ზოლები გვიჩვენებს 5-95 %-იან დიაპაზონს კლიმატის ხუთი მოდელიდან მიღებული ცხრამეტნაირი იმიტაციით, რომლებიც ეყრდნობოდნენ მხოლოდ მზის და ვულკანების აქტივობას და ზემოქმედებას. წითლად გაფერადებული ზოლები გვიჩვენებს 5-95 % დიაპაზონს 14 კლიმატური მოდელიდან მიღებული 58 იმიტაციის შედეგებისა, რომლებიც იყენებდნენ როგორც ბუნებრივ, ისე ანთროპოგენულ ზემოქმედებას.

კლიმატის ცვლილების პროგნოზის შეფასების მთავარი უპირატესობა არის მოდელების უფრო ფართო სპექტრის წყალობით მიღებული მრავალრიცხოვანი იმიტაციები. ისინი დაკვირვებებიდან მიღებულ დამატებით ინფორმაციასთან ერთად ქმნიან რაოდენობრივ საფუძველს კლიმატის მომავალი ცვლილების ბევრი ასპექტის ალბათობების შეფასებისათვის.

წინსვლა კლიმატის ცვლილების მოდელირებაში ამჟამად იძლევა მაქსიმალურად კარგი შეფასების საშუალებას და ალბათურად განსაზღვრავს პროგნოზირებული დათბობისთვის განუზღვრელობის საზღვრებს. დედამიწის საშუალო ზედაპირული დათბობის პროგნოზი 21-ე საუკუნის ბოლოსათვის (2090-2099) 1980-1999 წლებთან მიმართებაში მოცემულია ცხრილში 1.1-1. ეს მნიშვნელობები გვიჩვენებენ სცენართა შესაბამის სიდიდეებს და ამ სცენარებით შეფასებული დათბობის განუზღვრელობის პროგნოზირებულ მნიშვნელობას. მაგალითად, საუკეთესო შეფასება ქვედა სცენარისათვის (B1) არის 1.8°C (ალბათური დიაპაზონი 1.1-2.9°C), ხოლო საუკეთესო შეფასება ზედა სცენარისათვის (A1FI) არის 4.0°C (ალბათური დიაპაზონი 1.4-5.8°C). ალბათური დიაპაზონების ახალი შეფასება ეყრდნობა უფრო ბევრ კლიმატურ მოდელებს, უფრო რთულსა და რეალისტურს, ასევე ახალ ინფორმაციას ნახშირბადის ციკლისა და კლიმატურ რეაქციაზე დაკვირვებებით დადებული შეზღუდვების უკუკავშირის ბუნების შესახებ.

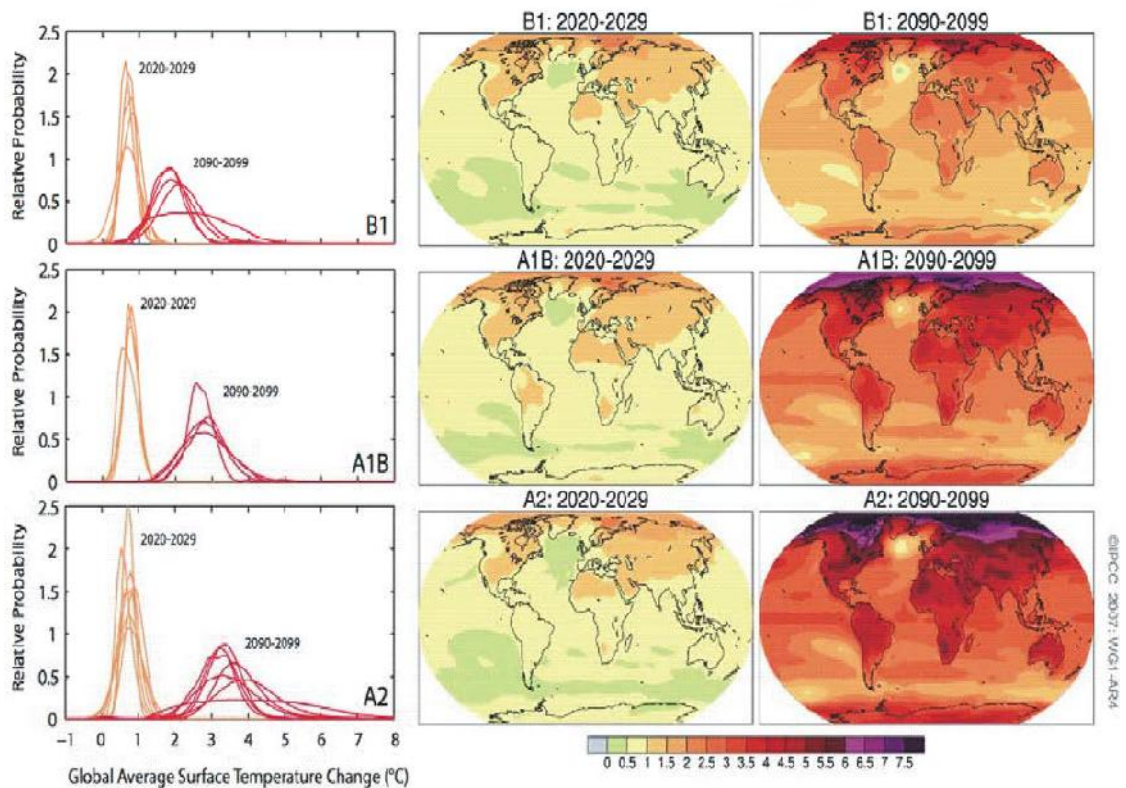
ცხრილი 1.1-1. გლობალურად გასაშუალოებული ზედაპირის დათბობის პროგნოზი 21-ე საუკუნის ბოლოსთვის

ვარიანტი	ტემპერატურის ცვლილება (°C 2090-2099 წლები, 1980-1999 წლებთან მიმართებით)	
	საუკეთესო შეფასება	ალბათურისაზღვრები
B1 სცენარი	1.8	1.1 - 2.9
A1T სცენარი	2.4	1.4 - 3.8
B2 სცენარი	2.4	1.4 - 3.8
A1B სცენარი	2.8	1.7 - 4.4
A2 სცენარი	3.4	2.0 - 5.4
A1FI სცენარი	4.0	2.4 - 6.4

21-ე საუკუნეში დათბობის პროგნოზი ასახავს სცენარზე დამოკიდებულ გეოგრაფიულ პარამეტრებს, მსგავსს გასული რამდენიმე ათწლეულის განმავლობაში დაკვირვებულისა. უდიდესი დათბობა მოსალოდნელია ხმელეთზე და ყველაზე მეტად ჩრდილოეთის მაღალ განედებზე, ყველაზე ნაკლებად კი - სამხრეთ ოკეანის თავზე და ჩრდილოეთ ატლანტიკის ოკეანის ნაწილზე (ნახ. 1.1-3). პროგნოზირებულია თოვლის

საფარის შემცირება. მარადი გაყინულობის უმეტეს რეგიონებში პროგნოზირებულია დნობის გაძლიერება. ყველა სცენარის მიხედვით ზღვაზე ყინულის საფარი შევიწროვდება როგორც არქტიკაში, ისე ანტარქტიკაში. ზოგიერთი პროგნოზით არქტიკის გვიანი ზაფხულის ზღვის ყინული თითქმის მთლიანად გაქრება 21-ე საუკუნის მეორე ნახევრისთვის. ძალიან ალბათურია, რომ უკიდურესი სიცხე, სიცხის ტალღები და ძლიერი ნალექების მოვლენები კიდევ უფრო გახშირდება. მოდელების სპექტრზე დაყრდნობით ალბათურია, რომ მომავალში ტროპიკული ციკლონები (ტაიფუნები და ქარიშხლები) უფრო ინტენსიური გახდება, ქარების მაქსიმალური სიჩქარე უფრო გაიზრდება, და ნალექები უფრო გაძლიერდება ტროპიკული ზღვის ზედაპირის ტემპერატურების ზრდასთან ერთად. პროგნოზებში ნაკლებსარწმუნოა, რომ გლობალური ტროპიკული ციკლონების რაოდენობა შემცირდება.

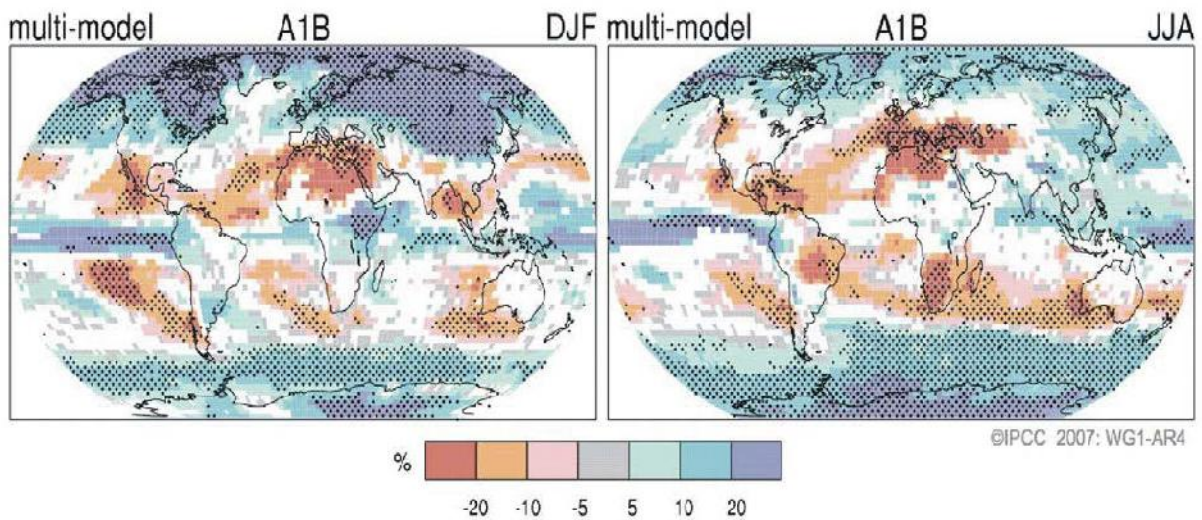
AOGCM Projections of Surface Temperatures



ნახაზი 1.1-3. ზედაპირის ტემპერატურის ცვლილება 21-ე საუკუნის დასაწყისისა და ბოლოსათვის 1980-1999 წლების პერიოდთან მიმართებით. ცენტრალური და მარჯვენა სვეტები გვიჩვენებენ ატმოსფერო-ოკეანის ზოგადი ცირკულაციის მრავალმოდელურ საშუალო პროგნოზებს B1 (ზედა), A1B (შუა) და A2 (ქვედა) სცენარებისთვის ათწლეულებში 2020-2029 (შუაში) და 2090-2099 (მარჯვნივ). მარცხენა სვეტი გვიჩვენებს შესაბამის განუზღვრელობებს, როგორც შესაბამის ალბათობებს გლობალური საშუალო დათბობის შეფასებისა რამდენიმე სხვადასხვა AOGCM და EMIC კვლევებიდან იმავე პერიოდისთვის.

ნალექების რაოდენობა ძალიან ალბათურად გაიზრდება მაღალ განედებზე, ხოლო შემცირება ალბათურია უმეტეს სუბტროპიკულ ხმელეთზე (დაახლოებით 20%-ით 2100 წელს A1B სცენარის მიხედვით, ნახ. 1.1-4), რაც გააგრძელებს ბოლო ხანებში აღნიშნულ ტენდენციებს. ამჟამინდელ მოდელებზე დაყრდნობით, ძალიან ალბათურია, რომ ატლანტიკის ოკეანის მერიდიონალური კონვეიერული ცირკულაცია (Meridional Overturning Circulation) 21-ე საუკუნის მანძილზე შესუსტდება. A1B სცენარისათვის მრავალმოდულური საშუალო შემცირება 2100 წლისთვის შეადგენს 25% (დიაპაზონი 0-იდან დაახლოებით 50%-მდე). მიუხედავად ასეთი ცვლილებებისა, ტემპერატურები ატლანტიკის რეგიონში ნავარაუდევია რომ გაიზრდება [1].

Projected Patterns of Precipitation Changes



ნახაზი 1.1-4. ფარდობითი ცვლილებები ნალექებში (პროცენტულად) 2090-2099 წლების პერიოდისათვის 1980-1999 წლებთან შედარებით. წარმოდგენილი მნიშვნელობები A1B დამყარებული მრავალმოდულური საშუალოებია დეკემბრიდან თებერვლამდე (მარცხნივ) და ივნისიდან აგვისტომდე (მარჯვნივ). თეთრი ადგილები უჩვენებს, რომ ამ ადგილებში მოდელის 66%-ზე ნაკლები ეთანხმება ცვლილების ნიშანს (+/- ანუ მომატება/დაკლება) და დაშტრიხული ადგილები გვიჩვენებს, რომ ამ ადგილებში მოდელის 90%-ზე მეტი ეთანხმება ცვლილების ნიშანს.

1.2. კლიმატის ცვლილება საქართველოში

თავისი რთული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების გამო საქართველო პოლიკლიმატური ქვეყნის ერთ-ერთი კლასიკური მაგალითია, სადაც პრობლემა ადამიანი და კლიმატი ძალზე მძაფრად დგას. ამიტომ, კლიმატური მეტამორფოზები (ცვლილებები) ისეთ პატარა ტერიტორიაზე, როგორც საქართველოა, ცხადია, უფრო მტკივნეულად მიმდინარეობს, ვიდრე დიდი ტერიტორიის მქონე ზოგიერთ რეგიონში, სადაც იმდენად მცირეა კლიმატური ტიპების რაოდენობა, რომ მათ პირობითად მონოკლიმატური ქვეყნებიც შეიძლება ეწოდოს.

გადაუჭარბებლად უნდა ითქვას, რომ საქართველოში კლიმატის რყევაზე მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული მისი მოსახლეობის მატერიალური კეთილდღეობა და გარკვეულწილად ყოფნა-არყოფნაც, თუ გავითვალისწინებთ წყალდიდობებით, ზვავებით, მეწყერებით და სხვა საშიში ბუნებრივი პროცესებით გამოწვეულ ადამიანთა მსხვერპლს, რომელთა რიცხვი ყოველწლიურად სულ უფრო იზრდება. მცენარეულობისა და ცხოველების გეოგრაფიული განაწილება, ბიოლოგიური პროცესების ხასიათი, ინტენსივობა და რაც მთავარია, ადამიანის სამეურნეო საქმიანობა (საკვები პროდუქტების წარმოება, ენერგეტიკი განვითარება, სატრანსპორტო ქსელის განლაგება, მშენებლობა და სხვა) მჭიდროდ არის დაკავშირებული კლიმატთან. აქედან გამომდინარე, კლიმატი არა მხოლოდ, ბუნებრივ, არამედ ქვეყნის ეკონომიკურ და სოციალურ ფაქტორსაც წარმოადგენს.

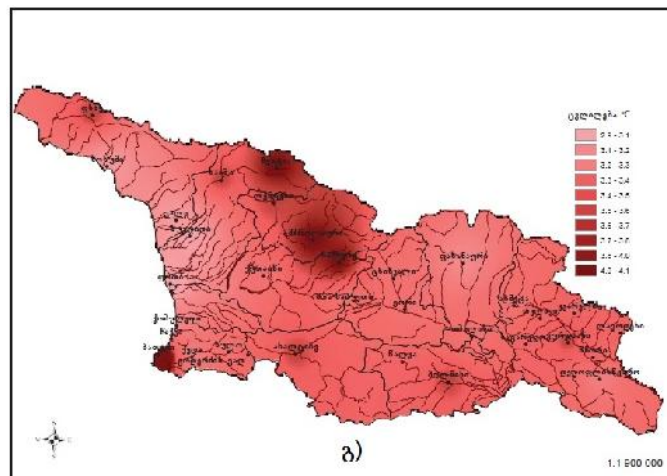
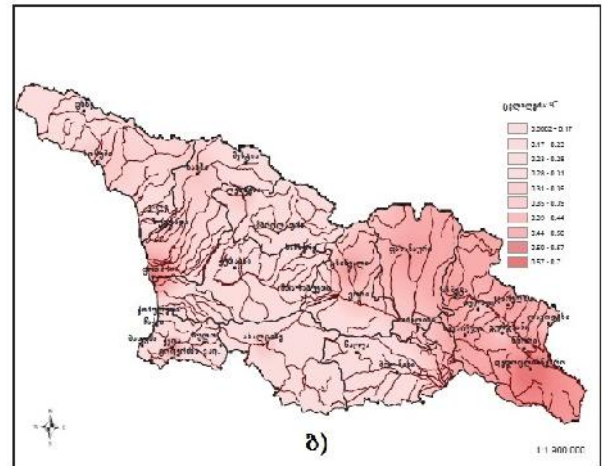
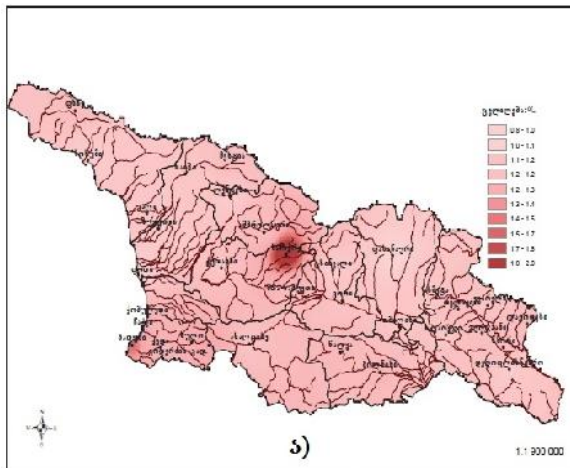
საქართველოში კლიმატის ცვლილების პროცესის ნიშნები მე-20 საუკუნის 60-იანი წლებიდან შეიმჩნევა და მკვეთრად გამძაფრდა საუკუნის ბოლოდან. უკანასკნელი 10 წლის განმავლობაში ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურის მატებამ დასავლეთ საქართველოს ცალკეულ რაიონებში 0.7°C -ს, აღმოსავლეთ საქართველოს ცალკეულ რაიონებში კი 0.6°C -ს მიაღწია. ნალექების შესახებ შეიძლება ითქვას, რომ მე-20 საუკუნის 60-იანი წლებიდან დღემდე დასავლეთ საქართველოს უმეტეს რაიონებში დაფიქსირდა ნალექების უმნიშვნელო კლება, თუმცა ცალკეულ ლოკალიზებულ ტერიტორიებზე ნალექებმა იმატა. აღმოსავლეთ საქართველოში აღინიშნება ნალექების უმნიშვნელო მატება (მაქსიმუმ 6% -ით). ამ ცვლილებების შედეგად ბოლო წლების განმავლობაში გაიზარდა გლობალური და თბობით გამოწვეული ექსტრემალური მოვლენების ინტენსივობა და სიხშირე; გახშირდა გვალვები და გაზაფხულის ქარები სემიარიდულ რეგიონებში, შავი ზღვის სანაპირო ზონაში გაძლიერდა ნაპირის ეროზიისა და ჩარეცხვის პროცესი. გარდა ამისა, დიდი კავკასიონის რამდენიმე მყინვარზე თანამგზავრული დაკვირვება აჩვენებს, რომ მყინვართა უკანდახევის საშუალო სიჩქარე შეადგენს 8 მეტრ/წელს ხოლო მყინვართა ფართობმა დაიკლო $6-9\%$ -ით. კავკასიის მყინვარები უკან იხევენ და ტოვებენ ქვების, კლდის ნამსხვრევებისა და ტალახის უზარმაზარ მასებს, რომლებიც თავსხმა წვიმების შედეგად წარმოქმნილი ღვარცოფების სახით თავს ატყდება მოსახლეობას. აღნიშნული მოვლენები რისკის ქვეშ აყენებს მოსახლეობის უსაფრთხოებას და დიდ ზიანს აყენებს ქვეყნის ეკონომიკას.

საქართველოს ერთ-ერთი უმთავრესი ბუნებრივი სიმდიდრე წყლის რესურსებია. ქვეყნის მდგრადი განვითარებისათვის აუცილებელია, არსებული წყლის რესურსების რაციონალური გამოყენება. წყლის რესურსების რაციონალური გამოყენება უნდა ეფუძნებოდეს სრულ წარმოდგენას (ინფორმაციას) წყლის არსებულ რაოდენობაზე და მის მოსალოდნელ ცვლილებებზე კლიმატის ცვლილების ფონზე.

კლიმატის მიმდინარე ცვლილებება შეფასებულია საქართველოს ჰიდრო მეტეოროლოგიური ქსელის 33 სადგურის დაკვირვების მონაცემებზე დაყრდნობით 1961-2010 წწ. პერიოდში, ხოლო საპროგნოზო სცენარები 2021-2050 წწ. და 2071-2100 წწ [3]. პერიოდებისათვის შედგენილ იქნა კლიმატის რეგიონული მოდელის RegCM4-ის გამოყენებით. ძირითადად განხილულ და შეფასებულ იქნა შემდეგი კლიმატური პარამეტრები: საშუალო წლიური ტემპერატურა, წლიური ნალექების ჯამი, ქარის საშუალო სიჩქარე და ფარდობითი ტენიანობა, ასევე ექსტრემალური კლიმატური ინდექსები (SU25, TR20, ID0, FD0, Rx1day, Rx5day, R50mm, R90mm, CCD და CWD). სხვადასხვა კლიმატური პარამეტრებისათვის თვითოეულ პერიოდში გამოთვლილი

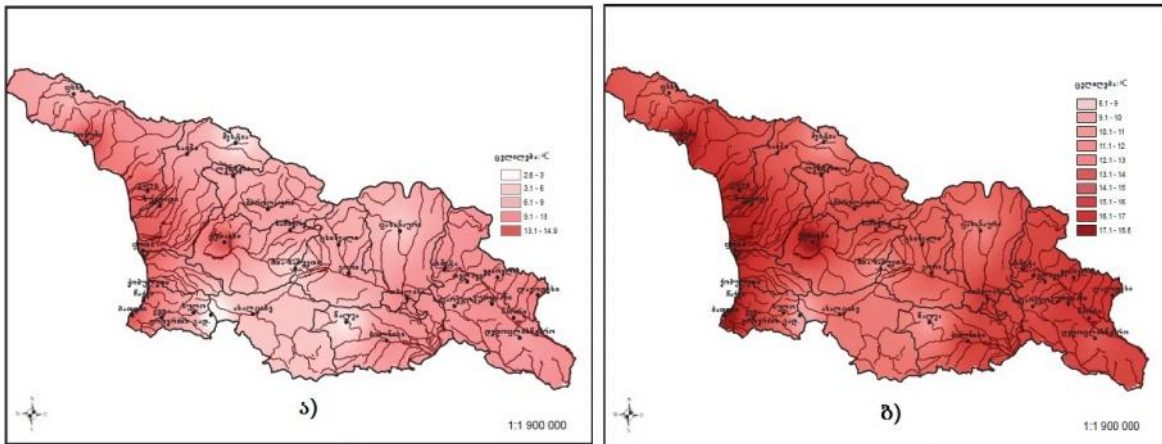
საშუალო მნიშვნელობები შედარდა ერთმანეთს, განისაზღვრა გამოვლენილი ცვლილებების მიმართულებები (ზრდა, კლება) და ტერიტორიული განაწილების ხასიათი.

საშუალო წლიური ტემპერატურა მიმდინარე 50 წლის განმავლობაში (1961-2010 წ.წ.) საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე მხოლოდ მატების ტენდენციას ავლენდა. ორ პერიოდს შორის (1961-1985; 1986-2010) ამ პარამეტრმა ყველაზე მეტად დედოფლისწყაროში მოიმატა (0.7 °C). ამ პერიოდში მაქსიმალურმა ნაზრდმა დასავლეთ საქართველოში 0.6 °C (ფოთი) შეადგინა. დათბობის შედეგებით ნაკლები, მაგრამ მნიშვნელოვანი ტენდენცია გამოვლინდა მცხეთა-მთიანეთსა და კახეთში (ნახ. 1.2-1 ა). მომავლის პროგნოზით 2021-2050 წწ. პერიოდისათვის ყველაზე მეტად საჩხერე თბება (2.1 °C), შემდეგ აჭარის სანაპირო ზოლი და გოდერძის გადასასვლელი. ყველაზე მცირე მატება (0.9 °C) ფოთსა და ფასანაურშია მოსალოდნელი (ნახ. 1.2-1 ბ). 2071-2100 წწ. პერიოდისათვის ტემპერატურის უდიდესი ნაზრდი ბათუმში 4.2 °C-ს აღწევს და ტემპერატურა თბება 3.7 °C-ით საჩხერეში, ამბროლაურსა და მესტიაში, ყველა სხვა ტერიტორიაზე ნაზრდი უფრო დაბალია, თუმცა 3 გრადუსს აღემატება, ამ მხრივ გამონაკლისია ფოთი, სადაც ტემპერატურა ყველაზე ნაკლებად 2.9 °C-ით თბება (ნახ. 1.2-1 გ).



ნახაზი 1.2-1. ტემპერატურის საშუალო წლიური მნიშვნელობის ცვლილება: ა) 1986-2010 წწ. და 1961-1985 წწ.; ბ) 2021-2050 წწ. და 1986-2010 წწ.

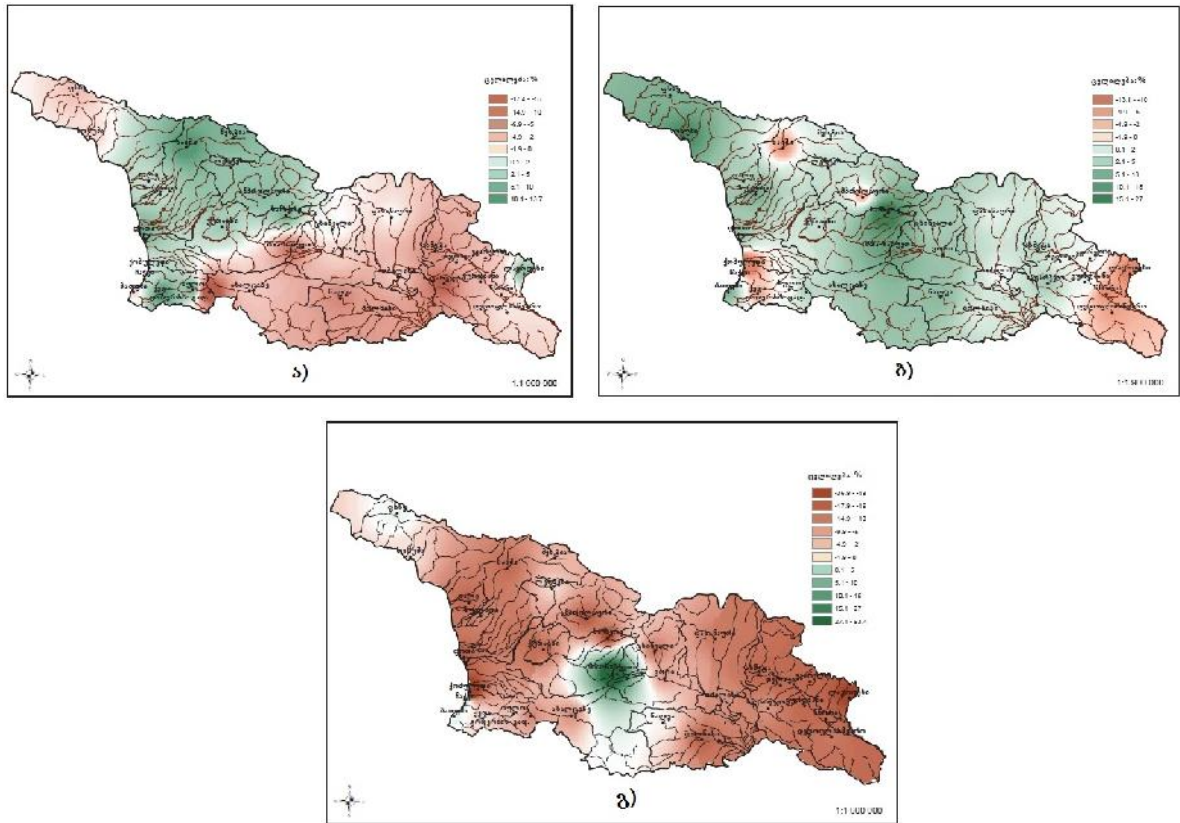
მიუხედავად იმისა, რომ დაკვირვების ორ პერიოდს შორის უფრო ინტენსიური დათბობა, აღმოსავლეთ საქართველოში მიმდინარეობდა დასავლეთ საქართველოში საშუალო წლიური ტემპერატურა ისევ უფრო თბილი დარჩა ვიდრე აღმოსავლეთში (ნახ. 1.2-2.ა). ეს სურათი მომავალშიც ნარჩუნდება, რადგანაც მიმდინარე საუკუნეში ტემპერატურის უფრო ინტენსიური მატება დასავლეთში გადაინაცვლებს. მთელს ტერიტორიაზე ყველაზე ცხელი სადგური საშუალო წლიური ტემპერატურით 14.9 °C იყო და რჩება ქუთაისი, რომელსაც 2100 წლისათვის ჩაანაცვლებს ბათუმი, საშუალო წლიური ტემპერატურით 19.4 °C. ყველაზე გრილი კი გოდერძის გადასასვლელია საშუალო წლიური ტემპერატურით - 2.6 °C, რომელიც მომავალშიც ასევე რჩება, საშუალო წლიური ტემპერატურით 7.5 °C. (ნახ. 1.2-2 ბ).



ნახაზი 1.2-2. ტემპერატურის საშუალო წლიური მნიშვნელობები: ა) 1986-2010 წწ.; ბ) 2021-2010 წწ.

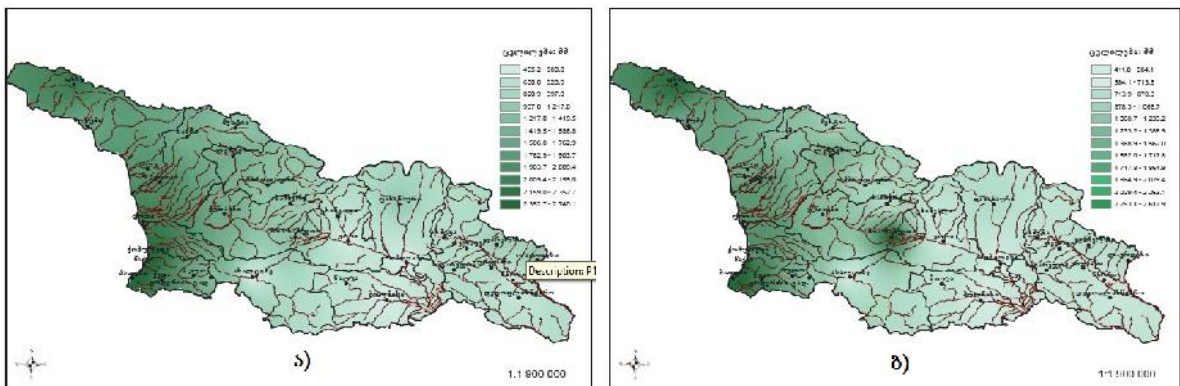
ნალექების წლიურმა ჯამმა ორ პერიოდს შორის (1961-1985; 1986-2010) ყველაზე მეტად სვანეთის დაბალმთიან ზონებსა და აჭარის მთიანეთში მოიმატა (14%-მდე), აგრეთვე საგრძნობლად მოიმატა ფოთსა და იმერეთის მთიანეთში (10%-მდე). ზოგადად დასავლეთ საქართველოში, რამდენიმე გამონაკლისის გარდა (მნიშვნელოვანი კლება მოხდა მაღალმთიანი აჭარის აღმოსავლეთ ნაწილში, გოდერძის გადასასვლელზე - 17%), ნალექების მატება მოხდა, აღმოსავლეთში კი კლება (მესხეთში - 6%, ლიხის ქედის ცენტრალურ ნაწილში / მთა-საბუეთი - 8%, ჯავახეთსა და ქვემო ქართლში). აღმოსავლეთში ფასანაურსა და ლაგოდეხში ნალექმა 2% და 8%-ით მოიმატა. (ნახ. 1.2-3. ა). ნალექების მატების მდგრადი ტრენდები ძირითადად ფიქსირდება დასავლეთ საქართველოში და განსაკუთრებით მის მთიან ზონებში. ეს ტრენდი გრძელდება 2050 წლამდე, რის შემდეგაც იწყება კლება გარდა ზოგიერთი გამონაკლისისა (ბათუმი, ფსხუ და აღმოსავლეთში მთა-საბუეთი). აღმოსავლეთ საქართველოში კლების ტრენდი ზრდით იცვლება და 2050 წლამდე მოსალოდნელია ნალექების მატება საშუალოდ 3.4%-ით, თუმცა ლაგოდეხი აქაც გამონაკლისია და ნალექები 6.3%-ით იკლებს (ნახ. 1.2-3. ბ). 2100 წლისათვის მოსალოდნელია ნალექების მნიშვნელოვანი კლება საქართველოს

მთელ ტერიტორიაზე მათ შორის ყველაზე მეტად სამეგრელოში, ქვემო ქართლსა და კახეთში (22%). ამ პერიოდში გამონაკლისს წარმოადგენს ლიხის ქედის ცენტრალური ნაწილი სადაც ნალექების წლიური ჯამი 93%-ით იმატებს. (იხ. ნახ. 1.2-3. გ).



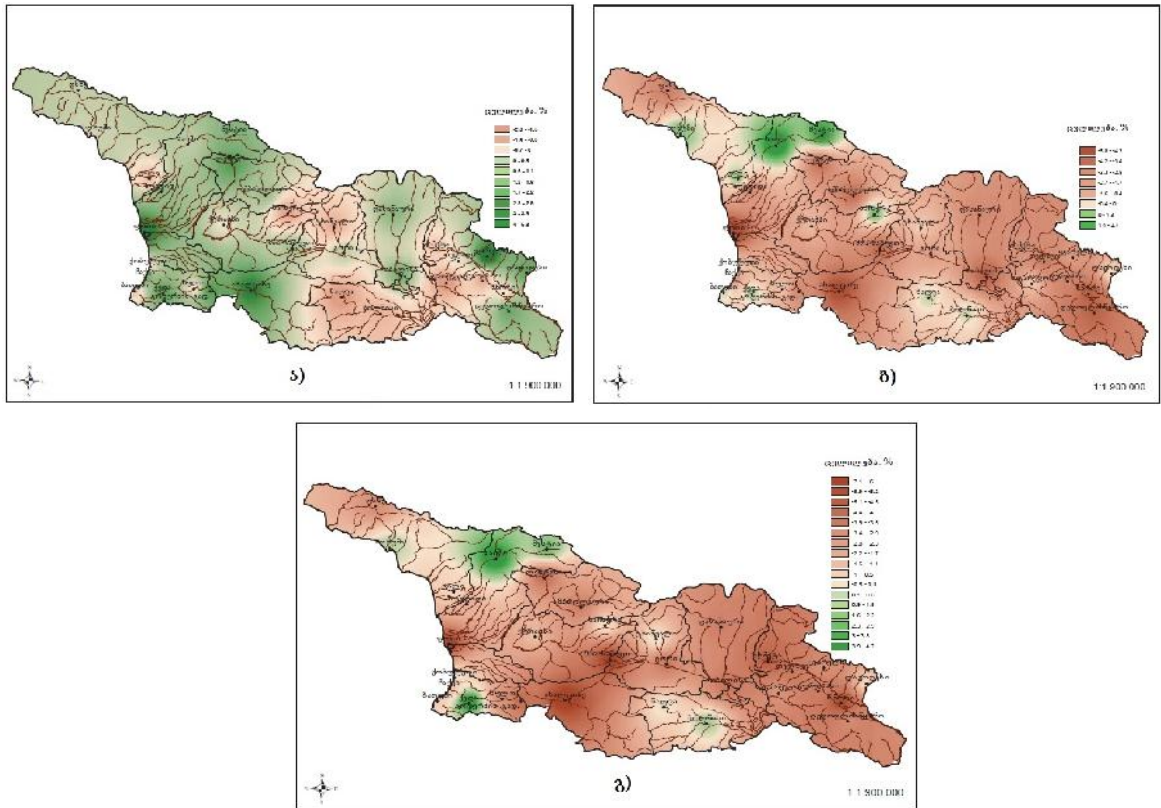
ნახაზი 1.2-3. ნალექების წლიური ჯამის ცვლილების რუკები: ა) 1986-2010 წწ. და 1961-1985 წწ.; ბ) 2021-2050 წწ. და 1986-2010; გ) 2071-2100 წწ. და 1986-2010 წწ.

ნალექების წლიური ჯამების განაწილების თავისებურება მომავლის პროგნოზშიც უცვლელია. კერძოდ, ყველაზე ნალექიანი აჭარის სანაპირო ზოლი იყო (2300 მმ და ზემოთ) და მიმდინარე ცვლილების პირობებშიც და 2100 წლისთვისაც ასე რჩება (ნახ. 1.2-4 ა,ბ) აღმოსავლეთ საქართველოში ყველაზე უხვნალექიანი - 1101 მმ მთა-საბუეთია. ასევე აღმოსავლეთ საქართველოში სხვა სადგურებთან შედარებით ნალექების ჯამი მაღალია ფასანაურში, ლაგოდეხსა და ყვარელში. მომავალშიც ეს ტენდენცია შენარჩუნდება. ისევე, როგორც უმცირესი ნალექის რაოდენობა ქვემო ქართლში;



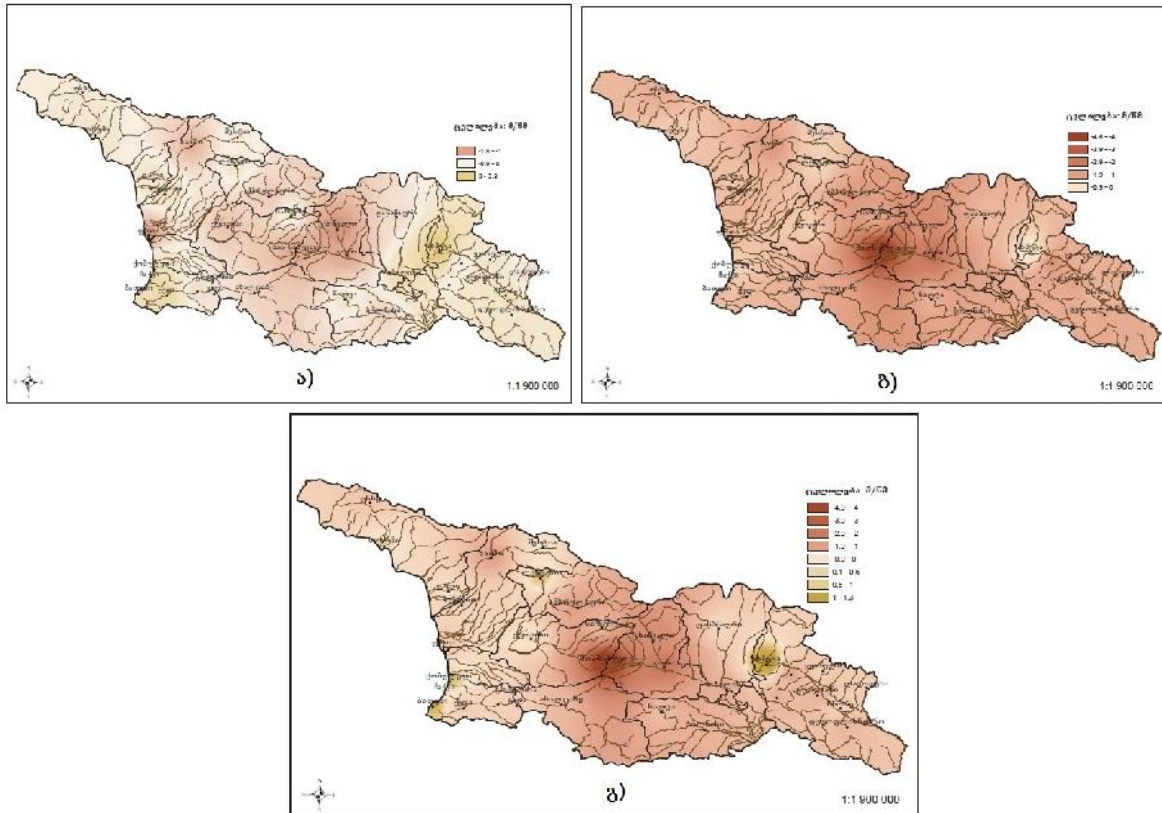
ნახაზი 1.2-4. ნალექების წლიური ჯამის საშუალო მნიშვნელობები: ა) 1986-2010 წწ.; ბ) 2071-2100 წწ.

ფარდობითი სინოტივე განხილულ პირველსა და მეორე პერიოდებში მთელი საქართველოს ტერიტორიაზე ძირითადად გაზრდილია 2 %-ით. ყველაზე დიდი ზრდა (5.4%) მდგრადი ტრენდით ფიქსირდება გოდერძის უღელტეხილზე (ნახ. 1.2-5 ა). ეს აღმავალი ტრენდი 2050 და 2100 წლისათვის დადმავალი ტრენდით იცვლება სადგურების უმეტესობაზე. არის რამდენიმე გამონაკლისი, სადაც გრძელდება ამ პარამეტრის მნიშვნელოვანი ზრდა: ხაიში (4.7%), ქედა (4.6%) და მესტია (2.2 %) (ნახ. 1.2-5 ბ,გ).



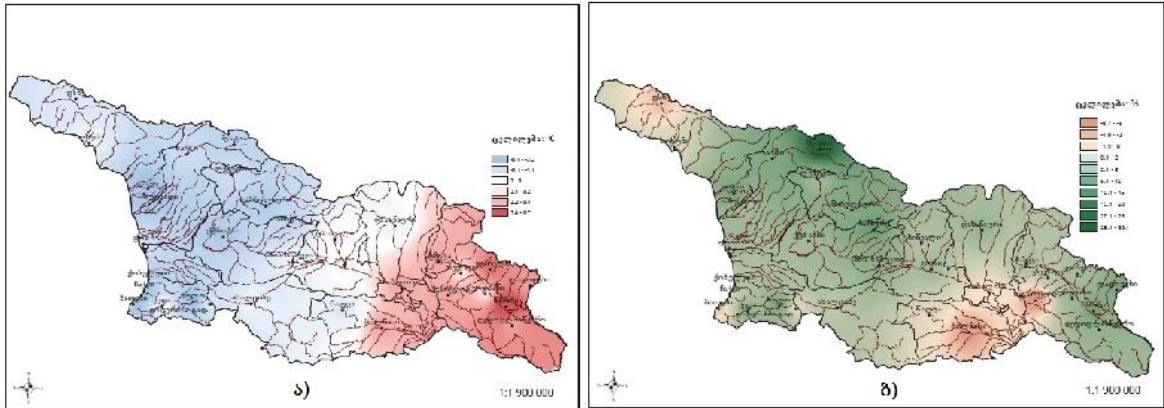
ნახაზი 1.2-5. ფარდობითი სინოტივის საშუალო წლიური მნიშვნელობების ცვლილება: ა) 1986-2010 წწ. და 1961-1985 წწ.; ბ) 2021-2050 წწ. და 1986-2010 წწ.; გ) 2071-2100 წწ. და 1986-2010 წწ.

ქარის საშუალო წლიურმა სიჩქარემ საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე მნიშვნელოვნად დაიკლო და მათ შორის ყველაზე დიდი კლება მდგრადი ტრენდით იმ სადგურებზე (მთა-საბუეთი, ფოთი) დაიკვირვება, რომლებიც ქარის ატლასში ქარის ენერგეტიკის გასანვითარებლად ყველაზე პერსპექტიულ ადგილებად ითვლება (ნახ. 1.2-6 ა). მომავალში საუკუნის ბოლომდე საქართველოს თითქმის მთელ ტერიტორიაზე ქარის საშუალო სიჩქარე კლებას განაგრძობს. მთა-საბუეთზე საუკუნის ბოლოსათვის სიჩქარე ეცემა 9.2 მ/წმ-დან 4.3 მ/წმ-მდე. ყველაზე მეტად ქარის საშუალო სიჩქარე იმატებს ახმეტაში, თუმცა საუკუნის ბოლოსათვის ყველაზე ქარიანი სადგურები (5.1 მ/წმ) მოსალოდნელია ქუთაისი, ბათუმი და გოდერძი (ნახ. 1.2-6 ბ,გ).



ნახაზი 1.2-6. ქარის საშუალო სიჩქარის წლიური მნიშვნელობების ცვლილება: ა) 1986-2010 წწ. და 1961-1985 წწ.; ბ) 2021-2050 წწ. და 1986-2010 წწ.; გ) 2071-2100 წწ. და 1986-2010 წწ.

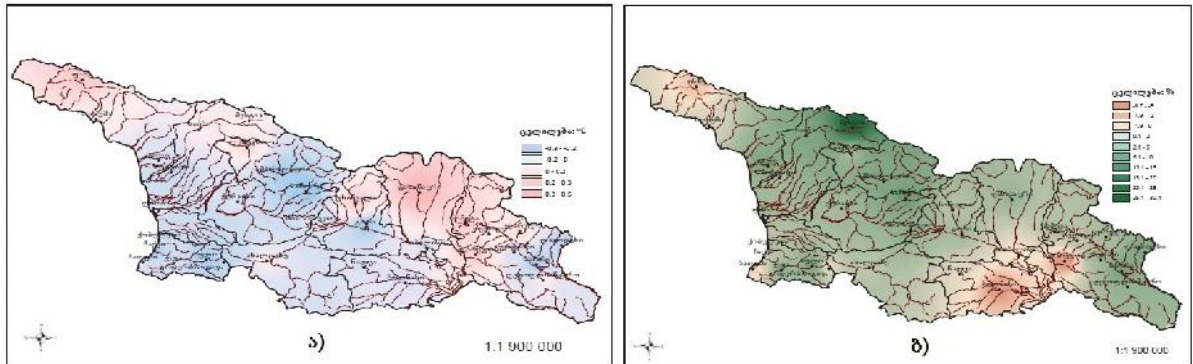
ზამთარში, დაკვირვების მეორე პერიოდში, აღმოსავლეთ საქართველოში დათბობის ტენდენცია გამოვლინდა, თუმცა მდგრადი ტრენდი არც ერთი სადგურზე არ არის. დასავლეთ საქართველოში 10 სადგურზე აგრილების ტენდენციაა და აქედან 2 სადგურზე მდგრადი ტრენდია. ქვეყნის უმეტეს ნაწილზე ზამთრის ნალექმა 10%-ით მოიმატა. მომავალში ზამთრის დათბობა უფრო ინტენსიურად დასავლეთ საქართველოშია მოსალოდნელი. საუკუნის ბოლოს დასავლეთ საქართველოში ზამთარი საშუალოდ 0.4 °C-ით უფრო მეტად თბება. აგრილების ყველა ტენდენცია დათბობით იცვლება, მათ შორის გალსა და ლენტეხშიც, სადაც მანამდე დაკვირვების მონაცემებით კლების მდგრადი ტრენდები გამოვლინდა. 2050 წლისათვის მთელი ქვეყნის ტერიტორია ზამთარში საშუალოდ 1.3 °C-ით გათბება და ნალექების ჯამი მატებას გააგრძელებს. 2100 წლისათვის ტემპერატურის ნაზრდი 3.2 °C იქნება და ნალექების მატების ტენდენციაც კლებით შეიცვლება. ზამთარში ნალექების ზრდის უცვლელი ტენდენცია მხოლოდ შემდეგ ხუთ სადგურზე გამოვლინდა: დედოფლისწყარო, ახალციხე, წალკა, სოხუმი და ლენტეხი. სხვა სადგურებზე ცვლილების მიმართულება ცვალებადობს სხვადასხვა პერიოდებს შორის.



ნახაზი 1.2-7. ზამთრის ტემპერატურის (ა) და ნალექების (ბ) მიმდინარე ცვლილება 2010-1986 წწ. და 1985 -1961წწ.

გაზაფხულის სეზონზე ტემპერატურის აღმავალი ტრენდებიდან მხოლოდ ორს აქვს მდგრადი ტრენდი აღმოსავლეთ საქართველოში ფასანაურს და ბოლნისს. ტემპერატურის კლება არცერთ სადგურზე მდგრადი ტრენდით არ ხასიათდება. მომავალში დათბობის ტენდენცია გრძელდება და აღმოსავლეთ საქართველოში უფრო ინტენსიური ხასიათი აქვს ვიდრე დასავლეთში. 2050 წლისათვის ყველაზე დიდი ნაზრდი 2.6 გრადუსია, ხოლო 2100 წლისათვის ის 4 გრადუსამდე აღწევს.

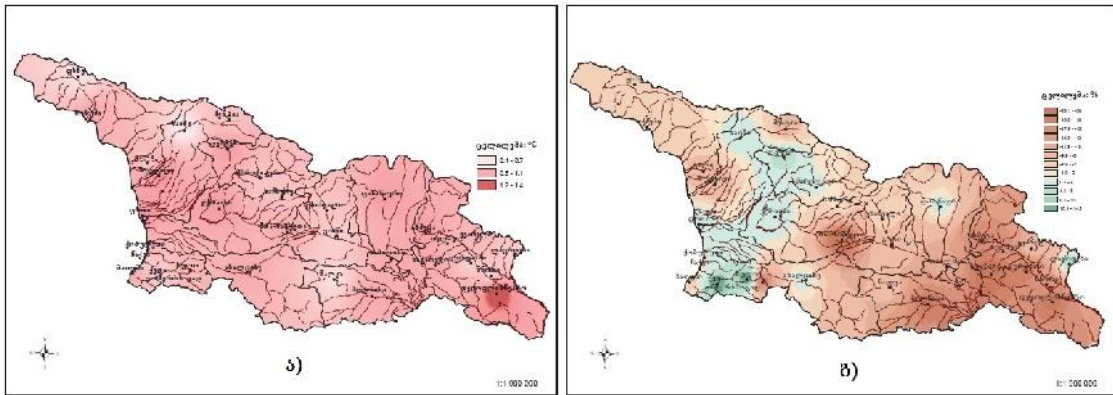
ნალექების ცვლილებასთან მიმართებაში გაზაფხულზე მდგრადი ტრენდების უმრავლესობა დასავლეთში გამოვლინდა, რომლებიც ამ სეზონზე ნალექის 5-დან 28%-მდე მატებაზე მიუთითებს. გამონაკლისი მხოლოდ გოდერძის გადასასვლელზე გამოვლენილი სეზონური ნალექის კლების ტრენდია. მომავალში ზრდის ტენდენცია კლებით იცვლება, ტრენდი მხოლოდ გოდერძის გადასასვლელზე ნარჩუნდება. ნალექების რაოდენობა განუხრელად იზრდება ბათუმში, თუმცა ამას მიმდინარე ტრენდი არ ადასტურებს.



ნახაზი 1.2-8. გაზაფხულის ტემპერატურის (ა) და ნალექების (ბ) მიმდინარე ცვლილება 2010-1986 წწ. და 1985 -1961წწ.

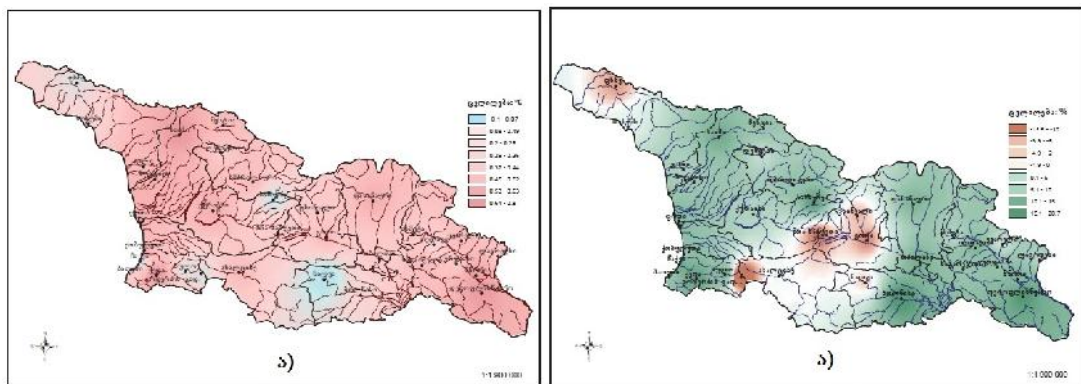
1961-2010 წ.წ. პერიოდში ზაფხულის დათბობა თითქმის ყველგან მდგრად ტრენდს აჩვენებს. 23 სადგურზე აღმოსავლეთსა და დასავლეთში ტემპერატურამ მოიმატა 1 °C-მდე 50 წლიან პერიოდში. რაც შეეხება ნალექებს, მხოლოდ სამ სადგურზე (ბოლნისი, გოდერძის გადასასვლელი, მთა-საბუეთი) გამოვლინდა მდგრადი ტრენდი და სამივე

დადმავალია. ამდენად ზაფხული ტემპერატურის მატებისა და ნალექების კლების ტენდენციას ავლენს. მომავალში ტემპერატურის მატება ყველგან გრძელდება და უდიდეს მნიშვნელობას 4.7 °C -ს აღწევს, ნალექების ჯამი კი საუკუნის შუაში ქვეყნის უმეტეს ნაწილზე იმატებს, მათ შორის იმ სადგურებზეც სადაც აქამდე მდგრადი დადმავალი ტრენდები გამოვლინდა. 2050-იანი წლების შემდეგ საუკუნის ბოლომდე სეზონური ნალექების მატება კვლავ კლებით იცვლება და სადგურთა უმეტესობაზე მცირდება დაკვირვების პერიოდში არსებულ მნიშვნელობაზე მეტად.



ნახაზი 1.2-9. ზაფხულის ტემპერატურისა (ა) და ნალექების (ბ) მიმდინარე ცვლილება 2010-1986 წწ. და 1985 -1961წწ.

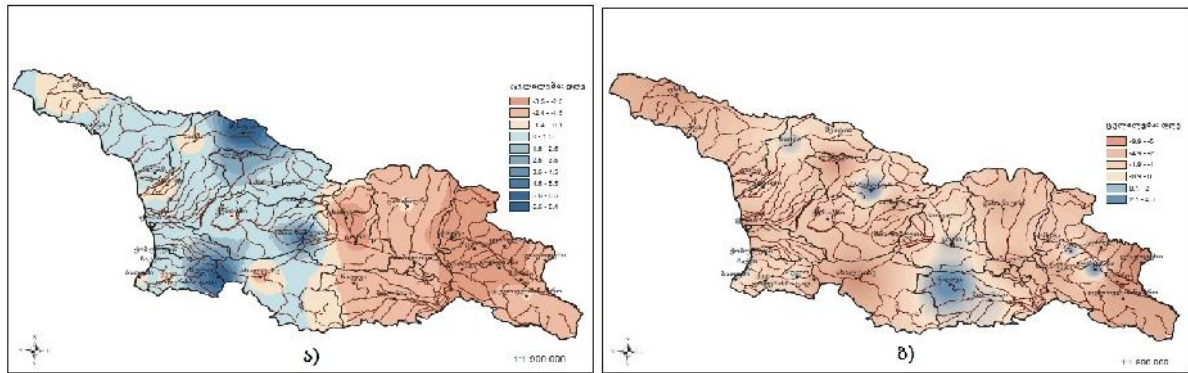
შემოდგომაზე ტემპერატურისა და ნალექების ტრენდები მხოლოდ მატებას ავლენენ მთელი ქვეყნის ტერიტორიაზე. ნალექების მხრივ გამონაკლისს რამდენიმე სადგური წარმოადგენს (გორი, ცხინვალი, წალკა, მთა-საბურთი, ფსხუ და გოდერძის გადასასვლელი). ამდენად შემოდგომა უფრო თბილი და უხვნალექიანი გახდა. 2021-2050 პერიოდისათვის ცვლილება ასევე გრძელდება, ნალექებიც იმატებს ტემპერატურის ზრდასთან ერთად, რაც 2100 წლისათვის ინტენსიური დათბობითა და ნალექების კლებით იცვლება.



ნახაზი 1.2-10. შემოდგომის ტემპერატურისა (ა) და ნალექების (ბ) მიმდინარე ცვლილება 2010-1986 წწ. და 1985 -1961წწ.

ყინვიანი დღეების რაოდენობის შემცირება მთელი ქვეყნის ტერიტორიაზე ხდება დაკვირვების მეორე პერიოდში, თუმცა საიმედო/მდგრადი ტრენდები არც სეზონურად

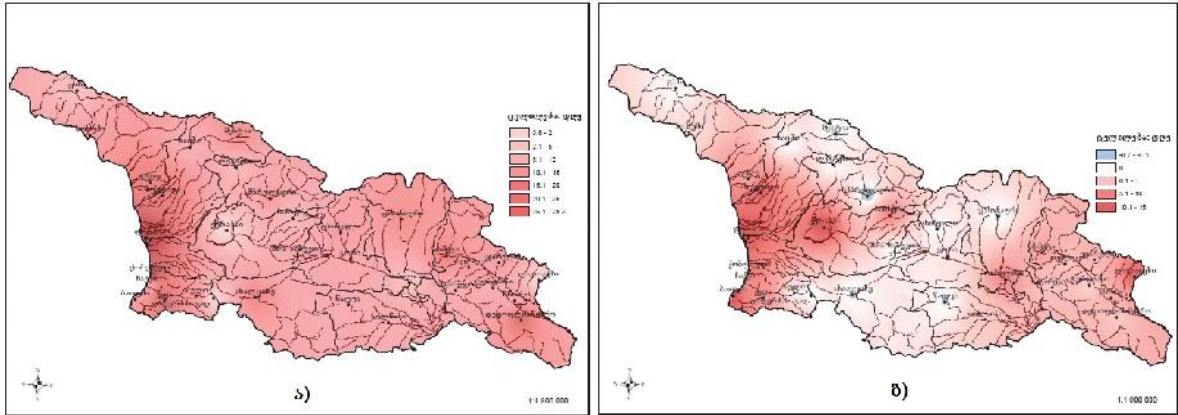
და არც წლიურად არ ვლინდება. ზრდადი წლიური და ზამთრის მდგრადი ტრენდი ახასიათებს მესტიასა და ლენტეხში. ყველა მომდევნო პერიოდში ყინვიანი დღეების რაოდენობა შემცირდება ტემპერატურის საშუალო მნიშვნელობის ზრდასთან ერთად, თუმცა ამ საუკუნის 50-იანი წლებისათვის ამ მოვლენის რისკი კვლავ არსებობს საქართველოს ბარში, ზამთარშიც და განსაკუთრებით გაზაფხულზე. ხოლო საუკუნის ბოლოსათვის ყინვიანი დღეები ძირითადად მხოლოდ მთიანი ტერიტორიებისათვის იქნება დამახასიათებელი (ნახ. 1.2-11. ა).



ნახაზი 1.2-11. ყინვიანი დღეების-ID0 (ა) და ყინვიანი ღამეების-FD0 (ბ) მიმდინარე ცვლილება 2010-1986 წწ. და 1985-1961წწ.

ყინვიანი ღამეების რაოდენობა უფრო სწრაფად მცირდება ვიდრე ყინვიანი დღეებისა. 50-იანი წლებისათვის გარდამავალ სეზონებზე ამ მოვლენის განმეორადობა მცირედ, მაგრამ იზრდება ბარის სადგურებზე აღმოსავლეთშიც და დასავლეთშიც, რაც ამ პერიოდში წაყინვების რისკს გაზრდის. საუკუნის ბოლოს კი აღმოსავლეთ საქართველოსა და დასავლეთის მთაში ასეთი შემთხვევების რიცხვი ნახევრდება, ხოლო დასავლეთის ბარში კი 70%-ით მცირდება (ნახ. 1.2-11 ბ).

საქართველოს ტერიტორიაზე ცხელი დღეების (SU25) რაოდენობა იმატებს ძირითადად ზაფხულსა და შემოდგომაზე და შესაბამისად წლიურადაც. სადგურთა უმრავლესობაზე ამას ადასტურებენ მდგრადი ტრენდებიც. უფრო გამოკვეთილი სახე მატებას ბარის სადგურებზე აქვს სადაც ცხელი დღეების წლიური რიცხვი 15%-ით იზრდება. შემოდგომაზე მატება უფრო ინტენსიურია, ვიდრე გაზაფხულზე, სადაც აგრილების შემთხვევებიც ვლინდება და მდგრადი ტრენდებიც ნაკლებია. 2021-2050 წ.წ. პერიოდისათვის ცხელი დღეების რაოდენობის მატებას ბარის სადგურებზე უფრო ნაკლებ ინტენსიური ხასიათი აქვს ვიდრე დაკვირვებისას. კახეთში, ქვემო ქართლსა და დასავლეთ საქართველოს ბარის სადგურთა უმრავლესობაზე (გარდა ბათუმისა და ჩაქვისა) ხდება მისი შემცირებაც, ძირითადად ზაფხულში. მთის სადგურებზე კი რიგ შემთხვევაში ეს სიდიდე 100%-ით იმატებს (წალკა, ფასანაური, ამბროლაური, გოდერძის გადასასვლელი). საუკუნის ბოლოსათვის სადგურთა უმეტესობაზე ცხელი დღეების საშუალო წლიური რაოდენობა 50 დღით მეტი იქნება. გამონაკლის მხოლოდ ამბროლაური წარმოადგენს, სადაც ეს სიდიდე 2071-2100 წ.წ. პერიოდში 110 დღით იმატებს (ნახ. 1.2-12 ა).



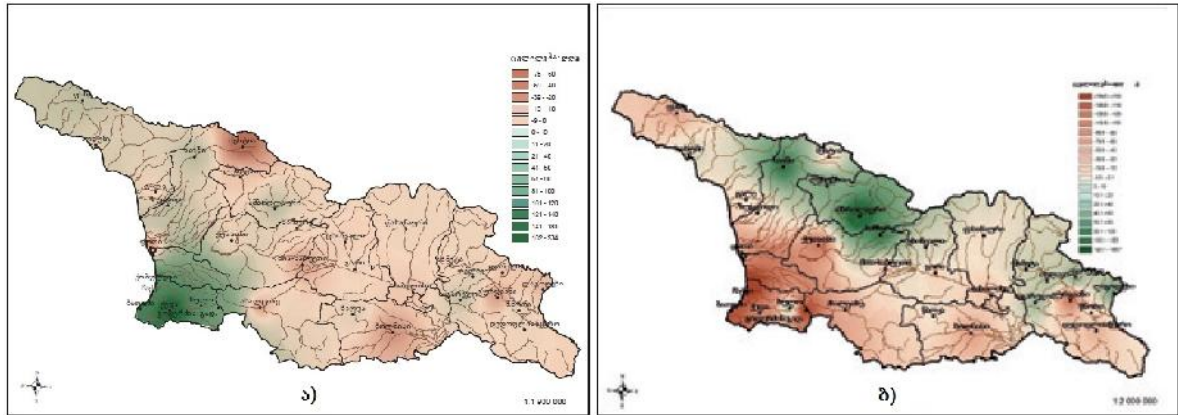
ნახაზი 1.2-12. ცხელი დღეებისა-SU25 (ა) და ტროპიკული ღამეების-TR20 (ბ) მიმდინარე ცვლილება 2010-1986 წწ. და 1985 -1961წწ.

TR20 ინდექსი იზრდება მთელი საქართველოს ტერიტორიაზე. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი ზრდა (≈ 1.5 -ჯერ) ბარის სადგურებზე დაფიქსირდა. გარდამავალ სეზონებზე ეს პარამეტრი მხოლოდ ბარის სადგურებზე აღინიშნება და მისი უფრო ინტენსიური მატება შემოდგომაზე მიმდინარეობს. 2071-2100 წწ. პერიოდში TR20 ინდექსი მთელი საქართველოს ტერიტორიაზე 2050-იან წლებთან შედარებით კიდევ 3-ჯერ გაიზრდება. ეს პარამეტრი ზამთრის გარდა ყველა სეზონზე აღინიშნება, გარდა მაღალ მთიანი სადგურებისა. საუკუნის ბოლოსათვის ზამთარში ფოთში ჩნდება ცხელი დღეები (10 წელიწადში ერთხელ) (ნახ. 1.2-12 ბ).

ტემპერატურული ინდექსების ცვლილების ანალიზით მინიმალური ტემპერატურების დათბობაზე მიუთითებს TR20 ინდექსის ზრდა და FD0-ის კლება ქვეყნის მთელ ტერიტორიაზე. მაქსიმალური ტემპერატურაც თბება, ეს განსაკუთრებით თვალსაჩინოა SU25-ის მატების ფონზე, თუმცა ID0-ის ზრდა სვანეთსა და მაღალმთიან აჭარაში აჩვენებს, რომ მაქსიმალური ტემპერატურის დათბობას უფრო ნაკლებ ინტენსიური ხასიათი აქვს.

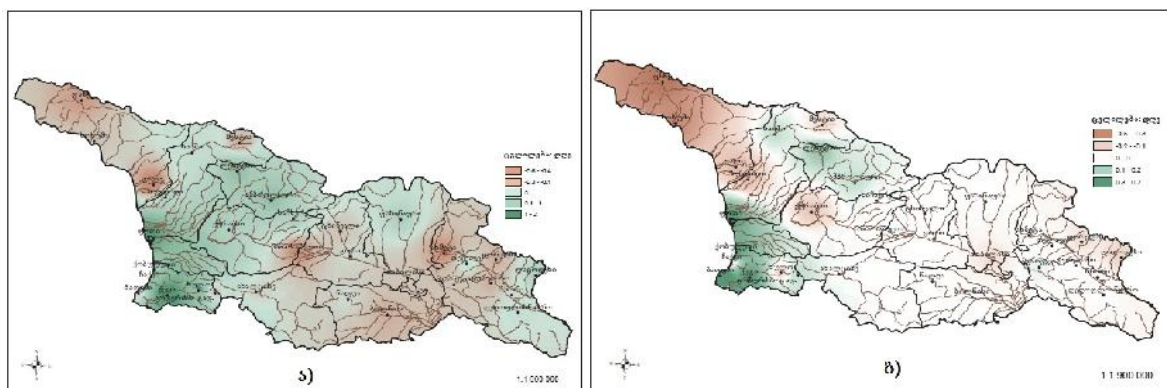
ერთ და ხუთ დღეში გადაბმულად მოსული მაქსიმალური ნალექის რაოდენობის ცვლილება აღმოსავლეთ საქართველოს სადგურთა ნახევარზე შემცირებით ხასიათდება, ამ ტენდენციას მხოლოდ ერთი ტრენდი ადასტურებს (თბილისი), თელავსა და საგარეჯოში ეს პარამეტრები იზრდება. თელავში Rx5day-ის ზრდას ტრენდიც ამტკიცებს. დასავლეთში უმეტეს შემთხვევაში ერთი და ხუთ დღიანი ნალექის მაქსიმუმებს ცვლილების ურთიერთსაწინააღმდეგო ხასიათი აქვთ. ტრენდი მხოლოდ სოხუმსა და ამბროლაურში აჩვენებს ორივე პარამეტრის ზრდას. 2021-2050 წ.წ. პერიოდისათვის ერთ დღეში მოსული მაქსიმალური ნალექის რაოდენობა იზრდება მთელს სანაპირო ზოლში (ფოთის გარდა) აჭარასა და სამეგრელოში, ხოლო ხუთ დღეში მოსული მაქსიმალური ნალექის რაოდენობის მატება მხოლოდ ზუგდიდისა და გალის შემოგარენშია მოსალოდნელი, სადაც ერთდღიანი მაქსიმუმების მატების ფონზე წყალმოვარდნა/დატბორვის საფრთხეს გაამწვავებს. 2071-2100 წ.წ. პერიოდისათვის ორივე ეს პარამეტრი ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე იკლებს, თუმცა იმატებს ყვარლისა და ლაგოდეხის ტერიტორიაზე, აგრეთვე სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში, სადაც ღვარცოფებისა და დატბორვის რისკი ისედაც მაღალია. დასავლეთ საქართველოში

სამეგრელოში რჩება ერთდღიანი ნალექების მაქსიმუმების და მათთან დაკავშირებული რისკების საფრთხე (ნახ. 1.2-13 ა,ბ).



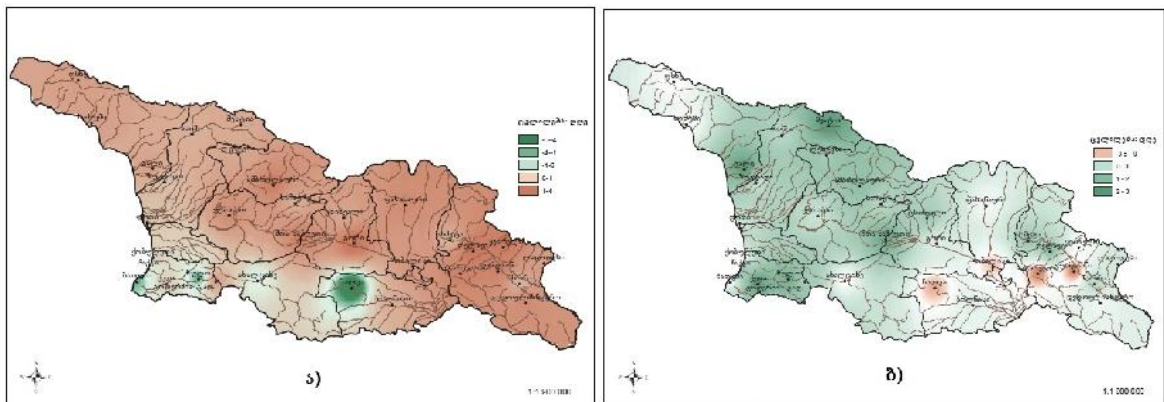
ნახაზი 1.2-13. ერთ დღეში Rx1 (ა) და ხუთ თხეში გადაბმულად Rx5 (ბ) მოსული ნალექების რაოდენობაში ცვლილება 2010- 1986 წწ. და 1985 -1961წწ.

ექსტრემალურად უხვნალექიანი დღეების რაოდენობა განხილული მონაცემებით აღმოსავლეთ საქართველოში მცირედ იკლებს, რასაც ცხინვალსა და მთასაბუეთში ტრენდიც ადასტურებს, დასავლეთის ბარში ეს პარამეტრები უმეტესად იზრდება. R50-ის აღმავალი ტრენდები ფოთში, ქედასა და ამბროლაურში გამოვლინდა. დღეების რაოდენობა 50 მმ-ზე მეტი ნალექით აღმოსავლეთ საქართველოში 2050-იან წლებში მცირდება და საუკუნის ბოლოშიც თითქმის უცვლელად ნარჩუნდება. დასავლეთში კი შემცირება მოსალოდნელია მთიანი ტერიტორიისათვის, ხოლო სანაპირო ზოლში ასეთი დღეების რაოდენობა იზრდება. მათი რიცხვი საუკუნის ბოლოს უფრო ნაკლებია ვიდრე 2050-იან წლებში და შესაბამისად მათ მიერ გამოწვეული წყალდიდობა/წყალმოვარდნის რისკიც უფრო მაღალია ამ პერიოდში. დღეების რაოდენობა 90 მმ-ზე მეტი ნალექით, რომელიც ძირითადად დასავლეთშია მოსალოდნელი იზრდება 2050-იან წლებში და შემდეგ რამდენადმე მცირდება, თუმცა მეტი რჩება, ვიდრე დაკვირვებისას აღირიცხა (ნახ. 1.2-14 ა,ბ).



ნახაზი 1.2-14. ცვლილება დღეების რაოდენობაში 50 მმ-ზე მეტი ნალექით R(50) (ა) და დღეების რაოდენობაში 90 მმ-ზე მეტი ნალექით R(90), 2010-1986 წწ. და 1985 -1961წწ.

უნალექო (CDD) და ნალექიანი (CWD) პერიოდების მაქსიმალური ხანგრძლივობის მიმდინარე ცვლილება საქართველოს აღმოსავლეთსა და დასავლეთში ისეთ ტენდენციებს ავლენს, რომ ამ მოვლენებით გამოწვეულ რისკებს უფრო შეუწყობს ხელს. კერძოდ CDD ზრდა კახეთსა და შიდა ქართლში სასმელი და სარწყავი წყლის დეფიციტს გაამწვავებს, თუმცა იმავე ტერიტორიაზე ნალექიანი პერიოდების ხანგრძლივობაც იზრდება და წყლის დეფიციტი ამ მხრივ კონპენსირდება. დასავლეთ საქართველოში კი ამ უკანასკნელი ინდექსის ზრდა, კვლავ წყალდიდობისა და წყალმოვარდნების, ღვარცოფებისა და მეწყერების რისკის გააქტიურებას გულისხმობს. მომავალში მშრალი და ნალექიანი პერიოდების მაქსიმალური ხანგრძლივობა 2050-იან წლებამდე უმატესად იზრდება მთელს ტერიტორიაზე და მათთან დაკავშირებული რისკების სიხშირეც ამ პერიოდში დაიკლებს. რამდენიმე გამონაკლისის გარდა, აღსანიშნავია შიდა ქართლის ტერიტორია, სადაც CDD-ს ზრდა და CWD -ს კლება ერთდროულად მიმდინარეობს და წყლის დეფიციტის საშიშროებას შექმნის. საუკუნის ბოლოსათვის უნალექო პერიოდების გახანგრძლივებისა და ნალექიანი პერიოდების ხანგრძლივობის შემცირების ტენდენცია თითქმის მთელი საქართველოსათვის არის დამახასიათებელი და ყველა რისკი რაც მიმდინარე პერიოდში აღინიშნა უფრო მწვავე ხასიათს მიიღებს (ნახ. 1.2-15 ა,ბ).



ნახაზი 1.2-15. უნალექო (CDD) და ნალექიანი (CWD) პერიოდების მაქსიმალური ხანგრძლივობის ცვლილება, 2010-1986 წწ. და 1985 -1961წწ.

საქართველოს ტერიტორიაზე განხილული დაკვირვების 33 სადგურიდან 16 აღმოსავლეთ საქართველოში მდებარეობს, 17 დასავლეთში. აღმოსავლეთ და დასავლეთ საქართველოსათვის საშუალო, საშუალო მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურისა და ნალექების ჯამის წლიური მნიშვნელობები მიღებული იქნა მათი მარტივი გასაშუალებით. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ აღნიშნული სადგურების უმრავლესობა ბარში მდებარეობს, ხოლო ქვეყნის მთიანი ნაწილის (კავკასიონის მთიანეთის, აგრეთვე მცირე კავკასიონის) კლიმატური დახასიათება, მხოლოდ რამდენიმე სადგურით მოხდა. ამდენად, ქვეყნის ტოპოგრაფიულად ყველაზე მაღალი და შესაბამისად ცივი ტერიტორიების კლიმატის სათანადოდ ასახვა ვერ მოხერხდა ობიექტური მიზეზების გამო. ამასთან ერთად, შედარების მიზნით, გამოყენებული იქნა cru (climate research unit) მონაცემთა ბაზაში არსებული გრიდირებული მონაცემები მთელი დედამიწისათვის (50 კმ-იან ბადეზე). ეს ბაზა აგებულია ამინდის დაკვირვების სადგურებიდან მიღებული ინფორმაციის სივრცული და დროითი ინტერპოლირების

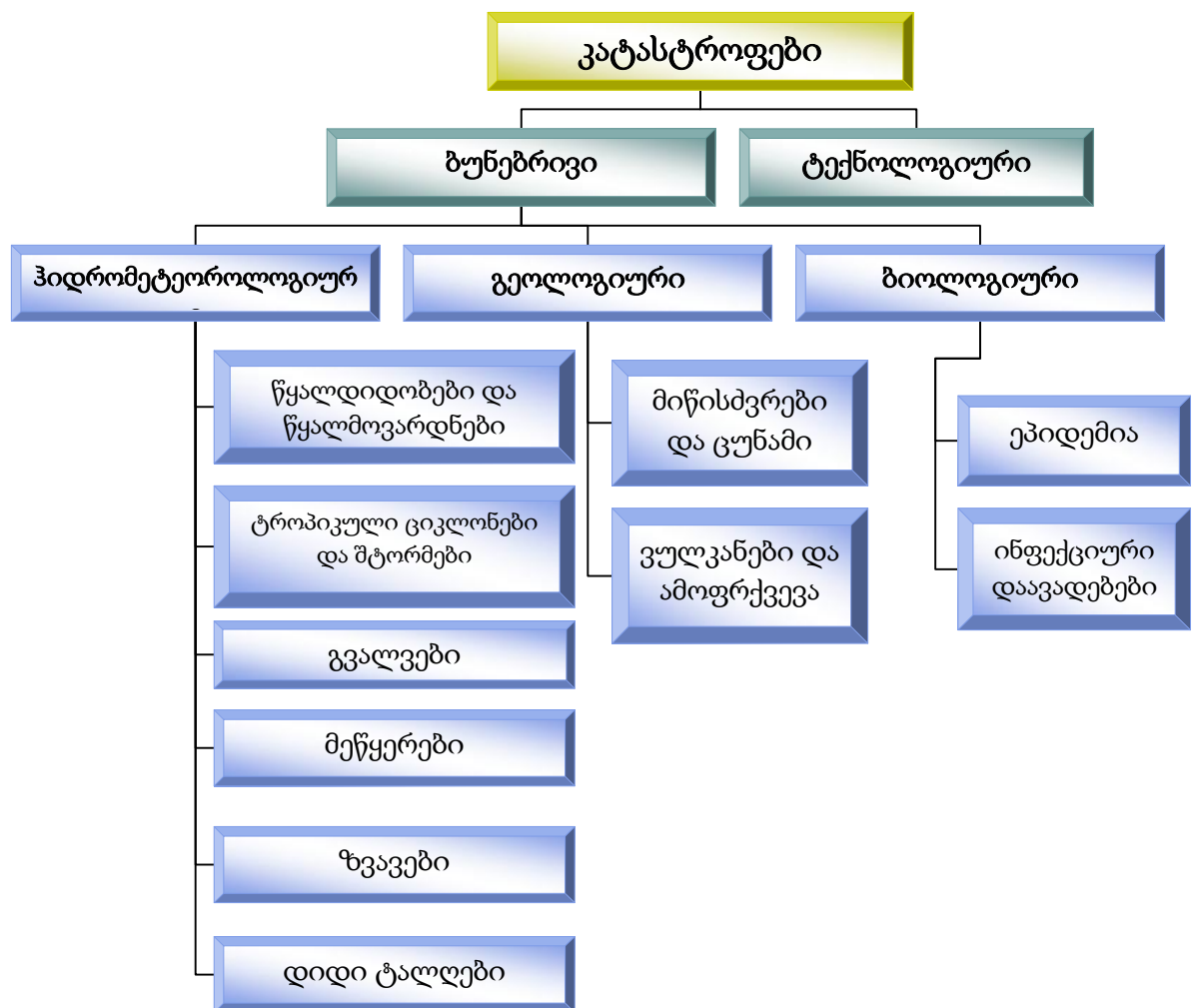
მეთოდებით. თვითოეული პარამეტრისათვის საშუალო წლიური მნიშვნელობები გამოთვლილი იქნა 1961-85 წ.წ. და 1986-2010 წ.წ. პერიოდებისათვის. შედარებისას, როგორც მოსალოდნელი იყო, დაკვირვების სადგურების მონაცემების მარტივი გასაშუალებით მიღებული სიდიდეები გაცილებით მაღალია, ვიდრე გრიდირებული. კერძოდ საშუალო ტემპერატურები აღმოსავლეთში დაახლოებით 5, დასავლეთში კი 4 გრადუსით უფრო მაღალია. მაქსიმუმები 4.5-ის ფარგლებში, ხოლო მინიმუმები ყველაზე მეტად არის მაღალი 6 გრადუსით აღმოსავლეთში და 5 გრადუსით დასავლეთში. რაც შეეხება ნალექებს აქ განსხვავება აღმოსავლეთში დაახლოებით 50 მმ-ით ნაკლებია სადგურებზე გასაშუალებული ნალექი, ხოლო დასავლეთში კი 500 მმ-ით მეტი. ორ პერიოდს შორის ცვლილების ტენდენციები ორივე მეთოდით მიღებულ სიდიდეებს შორის ერთმანეთთან ძალიან კარგ თანხვედრაშია. კერძოდ ტემპერატურის სამივე პარამეტრი მთელი ქვეყნის ტერიტორიაზე 0.4-0.5°C-ით არის მომატებული, ხოლო ნალექების წლიური ჯამი დასავლეთში გაიზარდა 5%, აღმოსავლეთში კი თითქმის უცვლელია (-0.1%) [3].

თავი II. სტიქიური მოვლენები

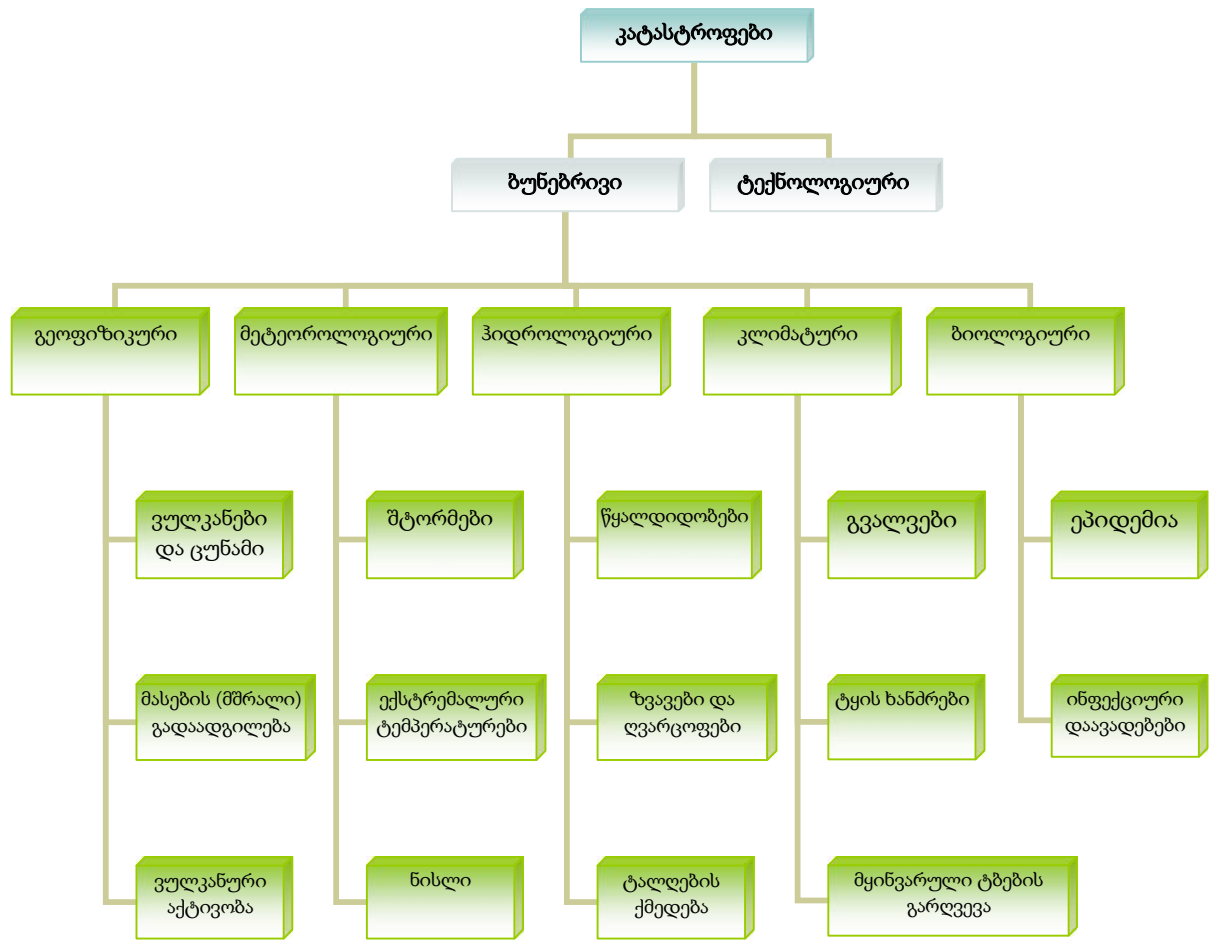
2.1. სტიქიური მოვლენების კლასიფიკაცია

კაცობრიობის ერთ-ერთ ურთულეს პრობლემას სტიქიური მოვლენები (უბედურებები) წარმოადგენს. სტიქიური მოვლენები არის ნებისმიერი კატასტროფული (დამანგრეველი) ბუნებრივი მოვლენა და პროცესი (მიწისძვრები, ვულკანების ამოფრქვევა, გვალვები, მეწყერები, წყალდიდობები და სხვა), რომელთაც შეუძლიათ გამოიწვიონ ადამიანთა მსხვერპლი და ქვეყანას მიაყენოს მატერიალური ზარალი.

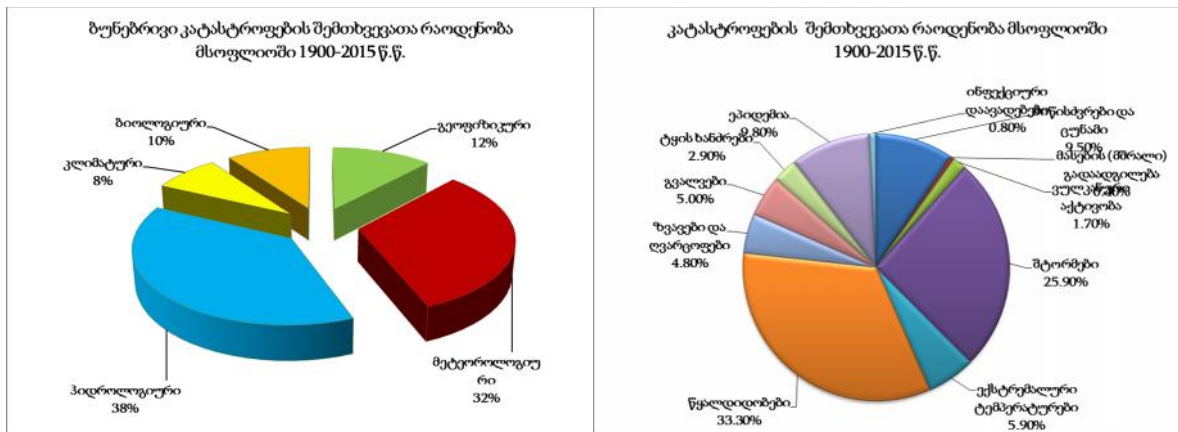
საერთაშორისო კატასტროფების ცენტრის [4] შეფასებით კატასტროფები დაყოფილია ორ ძირითად სახედ: ბუნებრივი და ტექნოლოგიური კატასტროფები. ამ ორიდან ყველაზე უფრო მნიშვნელოვანია ბუნებრივი კატასტროფები. 2003 წლისათვის კატასტროფები დაყოფილი იყო შემდეგი სახით:



აღნიშნული სქემა კატასტროფების საერთაშორისო ცენტრის მიერ უფრო დაკონკრეტდა და უკვე 2015 წლისათვის დაყოფა მოცემულია შემდეგი კატეგორიების მიხედვით:

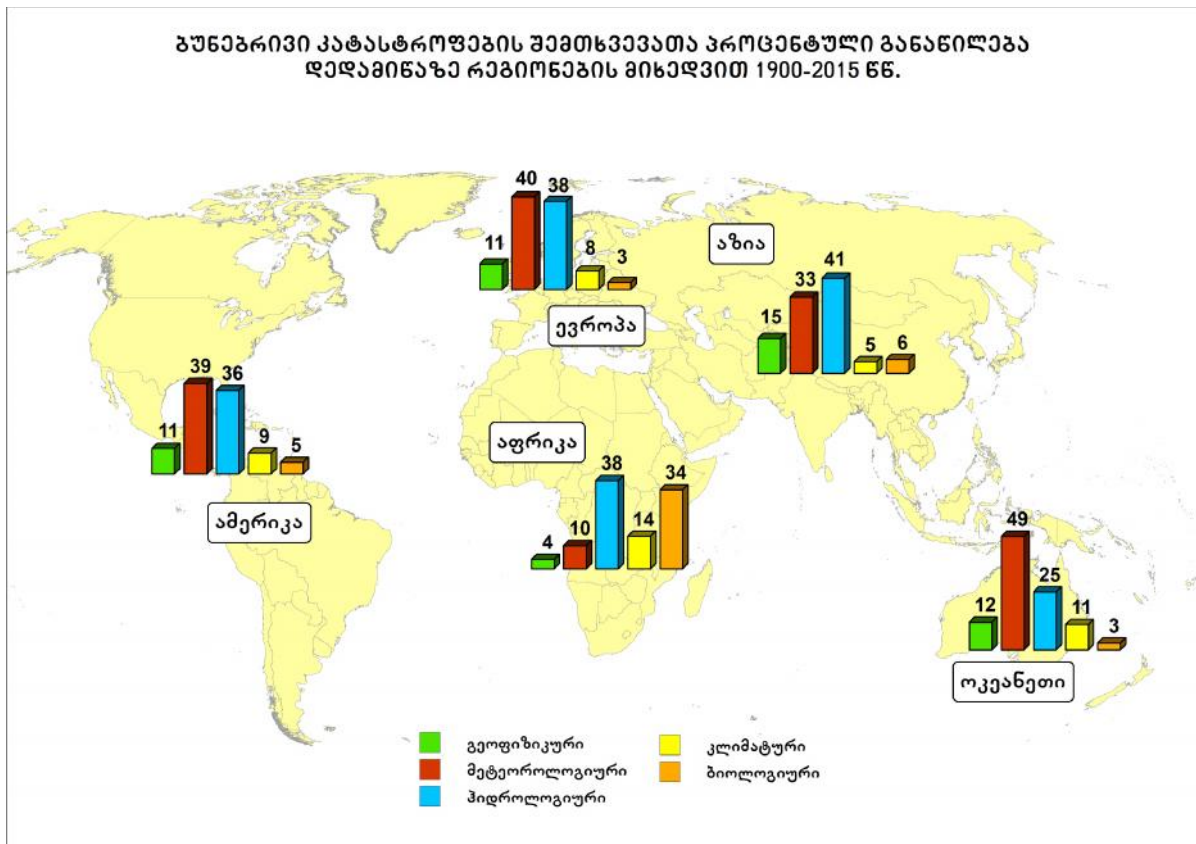


1976 წლის შეფასებით დადგინდა, რომ 9/10 მსოფლიო სტიქიური უბედურებები შეიძლება დაიყოს 4 ძირითად ტიპად: წყალდიდობები 40%, ტროპიკული ციკლონები 20%, მიწისძვრები 15% და გვალვები 15%. 1997 წლის მონაცემებით 1963-1992 წლებში მომხდარი დიდი სტიქიური უბედურებების მნიშვნელოვანი ზარალი მოდის წყალდიდობებზე 32%, ტროპიკულ ციკლონებზე 30%, გვალვაზე 23%, მიწისძვრაზე 10%, სხვებზე 6%, ხოლო მსხვერპლთა რაოდენობა წყალდიდობებზე 26%, ციკლონებზე 19%, ეპიდემიაზე 17%, მიწისძვრებზე 13% და ა.შ.



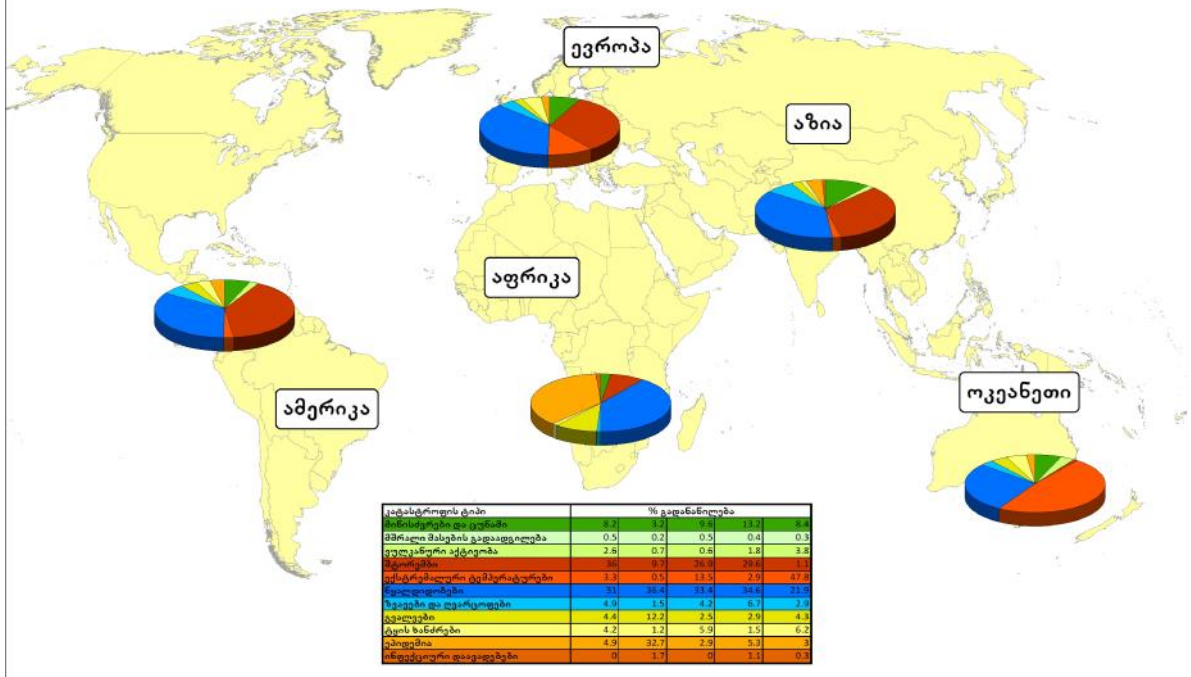
ნახაზი 2.1-1. კატასტროფების შემთხვევათა რაოდენობები მსოფლიოში 1900-2015 წ.წ.

ნახაზი 2.1-1-დან ნათლად ჩანს, რომ მსოფლიოში ჰიდროლოგიური კატასტროფების შემთხვევათა რაოდენობა (38%) მეტია სხვა ბუნებრივ კატასტროფებზე, ხოლო რაც შეეხება უშუალოდ წყალდიდობებს, მსოფლიოში სხვა კატასტროფებს შორის შემთხვევათა რაოდენობის მიხედვით 33.3%-ს აღწევს, რაც ერთ-ერთი მაღალი მაჩვენებელია. აღნიშნული კატასტროფების განაწილება მსოფლიოში რეგიონების მიხედვით მოცემულია ნახაზი 2.1-2-ზე და ნახაზი 2.1-3-ზე.



ნახაზი 2.1-2. ბუნებრივი კატასტროფების შემთხვევათა რაოდენობის განაწილება რეგიონების მიხედვით 1900-2015 წ.წ.

კატასტროფების შემთხვევათა პროცენტული განაწილება
დედამიწაზე კონტინენტების მიხედვით 1900-2015 წწ.



ნახაზი 2.1-3. კატასტროფების შემთხვევათა რაოდენობის განაწილება რეგიონების მიხედვით 1900-2015 წ.წ.

აღნიშნული სტატისტიკით ჩანს, რომ წყალდიდობები, ბუნებრივ კატასტროფულ მოვლენათა შორის, მნიშვნელოვანია როგორც მსხვერპლთა რაოდენობის, ისე მატერიალური ზარალის მხრივ.

2.2. წყალდიდობები და მათი კლასიფიკაცია

ადამიანთა ბუნებრივი სურვილია საცხოვრებელი პირობების გაუმჯობესება და ამისათვის ხშირად იღებენ სარისკო გადაწყვეტილებებს. კერძოდ, საცხოვრებელ სახლებსა და ტექნიკურ ნაგებობებს აშენებენ მდინარეების, ტბებისა და ზღვის სანაპირო ტერიტორიებზე, მიუხედავად იმისა, რომ ამ ტერიტორიებზე გაზრდილია ბუნებრივი და ტექნოგენური კატასტროფების საშიშროება, მათ შორის წყალდიდობების.

წყალდიდობის ქვეშ იგულისხმება მიწის ზედაპირის წყლით სტიქიურად დატბორვა და ნაპირებიდან გადმოსვლა, ინტესიური ნალექებისა და თოვლის დნობის შედეგად.

დატბორვის საფრთხე პირველ რიგში დამოკიდებულია მდინარეში წყლის დონის სიმაღლის ცვალებადობაზე. ამიტომ ყველაზე მნიშვნელოვანია წყლის დამახასიათებელი მაქსიმალური დონე, რომელიც ირიბად მიუთითებს ტერიტორიის ფართობის, ფენის და ხანგრძლივობის დატბორვაზე. წყალდიდობა ემუქრება მიწის ფართობის დაახლოებით 70%-ზე მეტს.

განვიხილოთ წყალდიდობის კლასიფიკაცია, აღვწეროთ მათი წარმოქმნის მექანიზმი, პირობები და ჰიდრომეტეოროლოგიური ფაქტორები, რომლებიც განსაზღვრავენ წყალდიდობის სივრცულ მასშტაბს, ინტენსივობასა და ხანგრძლივობას. ამ ფაქტორების კლიმატური ცვლილება - დაკვირვებული და მოსალოდნელი მომავალში - იწვევს და გამოიწვევს სათანადო ცვლილებებს წყალდიდობის ხასიათში, რომელიც შეიძლება შეფასდეს რაოდენობრივი თვალსაზრისით.

უმეტესი დასახლებული პუნქტი, როგორც წესი, მდებარეობს წყლის ობიექტებთან (მდინარეები, ტბები და წყალსაცავები) ახლოს. სოციალური თვალსაზრისით, სანაპირო ტერიტორიების მიმზიდველობა სამოქალაქო მშენებლობაში განისაზღვრება, ქალაქის ისტორიული და ცენტრალური რაიონების ჩვეულებრივი სიახლოვეთ წყალსატევებთან. ეს თავის მხრივ მნიშვნელოვნად ამარტივებს გადაწყვეტილებებს სატრანსპორტო საკითხებში, სანაპიროზე მცხოვრები მოსახლეობისათვის. სანაპირო რაიონებში ცხოვრების განვითარების მიზეზია ის, რომ მოსახლეობა უზრუნველყონ ახალი შენობებით და უფრო კომფორტული საცხოვრებელი პირობებით, რადგან, როგორც წესი, უმეტეს ქალაქებში, პარკები, პლაჟები და სხვა დასასვენებელი ადგილები, წყლის ობიექტებთანაა განლაგებული. ამავდროულად ამ ტერიტორიების პირობები და ეკოლოგიური მდგომარეობა, უფრო ხელსაყრელია საცხოვრებლად.

სანაპირო რაიონების სამეურნეო ათვისება, მდინარეთა მაღალი წყლიანობის პერიოდში, მნიშვნელოვნად ზრდის დატბორვისა და მორალური და მატერიალური ზიანის რისკს. წყალდიდობისაგან გამოწვეული ზიანის მოცულობა დამოკიდებულია მთელ რიგ მიზეზებზე, როგორცაა წყლის საშიში დონის სიმაღლე და ხანგრძლივობა, დატბორილი ტერიტორიის ფართობი და წლის დრო, როდესაც ხდება წყალდიდობა, წყალდიდობის დროული და ზუსტი პროგნოზირება, ასევე იმ ორგანიზაციათა ღონისძიებები, რომლებიც ვალდებულნი არიან შეჩერონ ან შეამცირონ წყალდიდობის მიერ გამოწვეული არასასურველი შედეგები. ზიანის ჯამური მოცულობის განსაზღვრაზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს მოსახლეობის სიმჭიდროვე, განაშენიანების დრო და სიმჭიდროვე და ა. შ. ცხადია, ზარალი ამ შემთხვევაში ერთ ჰექტარზე გადაანგარიშებით უფრო მეტია, ვიდრე სხვა უფრო ნაკლებად დაუსახლებელ ტერიტორიაზე.

წყალდიდობის გამომწვევი მიზეზები სხვადასხვაგვარია. პირველ რიგში ესაა თოვლის სეზონური დნობა, რომელიც წლის წინა სეზონში გროვდება მთებსა და მთისწინა რაიონებში, მოსული ატმოსფერული ნალექები წვიმის სახით, ძლიერი ქარი, ყინულოვანი და შეტბორვითი მოვლენები.

წყალდიდობის ყველა სახე, მიუხედავად წარმოქმნის სხვადასხვა მიზეზისა, შეიძლება გაერთიანდეს ექვს ძირითად ტიპად.

მდინარეთა დიდი უმრავლესობის წყალდიდობის ძირითადი ტიპი დაკავშირებულია თოვლის დნობასთან, რომელიც გროვდება მდინარეთა აუზებში ზამთარში. ასეთი წყალდიდობა ხდება წლის პერიოდში მხოლოდ გაზაფხულზე. წყლის მაღალი დონის ფორმირება იწყება რამდენიმე დღიდან და გრძელდება 1.5-2 თვემდე და დამოკიდებულია ისეთ ფაქტორებზე, როგორცაა მდინარის აუზის ფართობი და აუზის საშუალო დახრილობა, ტერიტორიის ტყიანობა, დაჭაობებული ტერიტორიის ფართობი, ნიადაგური საფარი და სხვა ფაქტორები. როგორც წესი, ასეთი წყალდიდობა დაბლობის მდინარეებზე დაიკვირვება.

წყალდიდობის კიდევ ერთი მიზეზია, ინტენსიური ნალექები და მათგან გამოწვეული მაღალი წვიმის წყალმოვარდნები. ასეთი ტიპის წყალდიდობები წარმოიქმნება როგორც დაბლობის მდინარეთა აუზებში, ასევე მთის მდინარეთა აუზებში.

მთიან რაიონებში, ასეთი ტიპის წყალდიდობები სწრაფგამრეცხია, დროის სხვაობა მოსულ ატმოსფერულ ნალექებსა და მდინარეში წყლის დონის ინტენსიურმა ტემპსა შორის 1-3 საათია, ხოლო წყლის დონის სიმაღლის მატება თითქმის მთლიანად დამოკიდებულია მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენობაზე.

დაბლობებზე, თავსხმა წვიმების წყალმოვარდნის ფორმირების პროცესი უფრო რთული და ხანგრძლივია, ნალექების მოსვლის მომენტიდან მდინარეში წყლის დონის მომატება შეიძლება რამდენიმე საათიდან რამდენიმე დღემდე გაგრძელდეს (ძირითადად დიდ მდინარეთა სისტემები). წყლის დონის აწევის სიმაღლე დამოკიდებულია მრავალ ფაქტორებზე, პირველ რიგში, მოსული ატმოსფერული ნალექების რაოდენობაზე, ინტენსივობაზე და ასევე აუზში ნიადაგის ტენიანობაზე და მდინარის სისტემაში წყლის მარაგზე.

მთიან რაიონებში, მაღალი ინტენსივობის წვიმის შემთხვევაში, დაიკვირვება ნიადაგური ფენიდან თხელდისპერსიული ნაწილაკების გადარეცხვის პროცესი. ამ დროს, მკვეთრად მცირდება ნიადაგის ინფილტრაციული თვისებები და იზრდება ზედაპირული ჩამონადენის კოეფიციენტი, ხოლო წყალდიდობა შეიძლება გადაიზარდოს კატასტროფულ წყალმოვარდნაში, განსაკუთრებით თუ მდინარის აუზის ტერიტორიის მნიშვნელოვან ნაწილში მოვიდა უხვი ატმოსფერული ნალექი წვიმის სახით.

მდინარეთა შესართავის ზოგიერთ ნაწილში წყალდიდობა გამოწვეულია ზღვასთან შეერთებისას დონის აწევით. ასეთი ტიპის წყალდიდობები ყველაზე ხშირია ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ზომიერ განედებში. მათი განვითარება სწრაფად ხდება: მდინარეში წყლის დონის მატების ხანგრძლივობა მაქსიმალური დონის ნიშნულამდე, 1 საათიდან 6-12 საათამდე დროის პერიოდში მიმდინარეობს. მსგავსი ტიპის წყალდიდობის მაგალითად შეიძლება მივიჩნიოთ რუსეთში მდინარე ნევაზე მიმდინარე პროცესები ქალაქ სანკტ-პეტერბურგთან [24, 25].

ძალიან საშიშია ყინულხერგილებით წარმოქმნილი წყალდიდობა, რომელიც ყალიბდება შემოდგომაზე ყინულის საფარის დადგომისას ან ყინულის მსხვრევისას გაზაფხულზე. ასეთი ტიპის წყალდიდობა ძირითადად ყალიბდება ჩრდილოეთის მდინარეებზე, რომლებიც მიედინებიან სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ. ყინულსაფარის ფორმირების შედეგად მდინარის კალაპოტში ყალიბდება ხელოვნური ყინულის კაშხალი, რომლის ზედა ბიეფში წყლის დონე საკმაოდ იმატებს, ხოლო ქვედა ბიეფში წყლის დონე მკვეთრად ეცემა. ყინულხერგილის ზემოთ, მდინარეში წყლის დონის მატებამ შეიძლება მიაღწიოს ათეულ მეტრს, რაც იწვევს დიდი ტერიტორიის დატბორვას. ხშირად ასეთი წყალდიდობის დროს მკვეთრად ეცემა ჰაერის ტემპერატურა, რაც მნიშვნელოვნად აფერხებს სამაშველო სამუშაოების ჩატარებას.

წყალდიდობის კიდევ ერთი ტიპი დაკავშირებულია წყალსაცავების მშენებლობასთან და ექსპლუატაციასთან. წყალსაცავები შენდება მთელი რიგი კომპლექსური ამოცანების გადასაწყვეტად, მათ შორის ყველაზე მნიშვნელოვანია მდინარის სისტემის წყლის რესურსების მართვა, მისი დროსა და სივრცეში გადანაწილების მიზნით, როგორცაა ელექტროენერჯის გამომუშავება, ქალაქის

წყალმომარაგების ნორმალური უზრუნველყოფა, სასოფლო-სამეურნეო მიწების მორწყვა, სამდინარო ფლოტის ნორმალური ფუნქციონირება და სხვა [26].

თუმცა, წყალსაცავის არასწორი რეგულირების დროს, განსაკუთრებით უხვწყლიან წლებში წყლის დონემ შეიძლება მიაღწიოს კრიტიკულ დონეს. ამ შემთხვევაში ხდება წყალსაცავის მიმდებარე ტერიტორიის დატბორვა. ხოლო დამატებითა დაწნევამ შეიძლება გამოწვიოს კაშხლის ნგრევა, რომლის დროსაც წარმოქმნილი მაღალი ტალღა დატბორავს კაშხლის ქვედა ბიეფში მიმდებარე ტერიტორიას.

დიდი ეკონომიკური ზარალი და საფრთხე მოსახლეობისათვის ბევრ ქვეყანაში დაკავშირებულია წყალდიდობასთან, რომელიც გამოწვეულია ტროპიკული ციკლონებით (ტაიფუნის). ასეთ წყალდიდობებს, ქარის დიდი სიჩქარის გამო, გამანადგურებელი შედეგები აქვთ.

გარდა ზემოაღნიშნული წყალდიდობის კლასიფიკაციისა დაფუძნებული მის გამომწვევ მიზეზებზე, არსებობს წყალდიდობის კლასიფიკაცია საფრთხის ხარისხის მიხედვით. წყალდიდობებს ზომებისა და მათგან გამოწვეული ზიანის შესაბამისად ყოფენ მცირე, დიდ, გამორჩეულ და კატასტროფულ წყალდიდობებად [5]. მცირე წყალდიდობას მიეკუთვნება წყალდიდობა, რომელიც 5-8 წლის განმავლობაში ერთხელ ხდება (მაქსიმალური დონის უზრუნველყოფა 15-20% [მოცემული დონის უზრუნველყოფა როგორც შემთხვევითი სიდიდისა არის მისი გადამეტების ალბათობა]); დიდ წყალდიდობას მიეკუთვნება ისეთი, რომელიც ყოველ 10-25 წელს მეორდება (მაქსიმალური დონის უზრუნველყოფა 4-10%) და როგორც წესი, თან ახლავს მოსახლეობის ნაწილობრივი ევაკუაცია; გამორჩეულ წყალდიდობას მიეკუთვნება წყალდიდობა, რომელიც ყოველ 50-100 წელს მეორდება (მაქსიმალური დონის უზრუნველყოფა 1-2%) და მოიცავს დიდი მდინარის სისტემას, იწვევს სამეურნეო საქმიანობის სრულ პარალიზებას და მოსახლეობის მასობრივ ევაკუაციას; კატასტროფული წყალდიდობას მიეკუთვნება წყალდიდობა, რომელიც მეორდება მინიმუმ ერთხელ 100 წლის განმავლობაში (მაქსიმალური დონის უზრუნველყოფა 1%-ზე ნაკლები), დიდი ხნით იწვევს სამეურნეო საქმიანობის პარალიზებას და თან ახლავს ადამიანთა მსხვერპლი [27].

ბოლო წლებში რუსეთში ბუნებრივი კატასტროფების (მათ შორის, წყალდიდობები) კლასიფიკაციისათვის შემუშავდა ექვსქულიანი სისტემა, რომელიც ეფუძნება ბუნებრივი კატასტროფების შედეგების მოცულობას. ყველაზე დაბალი ტიპის საშიშროებას (ოდნავ სახიფათო წყალდიდობა) მიენიჭა 1 ქულა, ხოლო ყველაზე სახიფათო ტიპის საშიშროებას - 6 ქულა [6]. ამ კლასიფიკაციის შესაბამისად:

- უმნიშვნელო საშიშროების (1 ქულა) ბუნებრივი კატასტროფები, რომლებიც იწვევენ ცალკეული შენობების დაზიანებას და ზარალი 0.15 მილიონ აშშ დოლარს აღწევს;

- დაბალი საშიშროების (2 ქულა) ბუნებრივი კატასტროფები, რომლებიც იწვევენ შენობა-ნაგებობების დაზიანებასა და ნგრევას და ზარალი 1.5 მილიონ აშშ დოლარამდეა;

- ზომიერად საშიში (3 ქულა) ბუნებრივი კატასტროფები, რომლებიც იწვევენ ზომიერ დაზიანებებს და უფრო ძლიერ ნგრევებს, როგორც წესი უმსხვერპლოდ და ზარალი 15 მილიონ აშშ დოლარამდეა;

- საშიში (4 ქულა) ბუნებრივი კატასტროფები იწვევენ მძიმე და გამანადგურებელ შედეგებს ლოკალურად, ერთეულ ადამიანთა მსხვერპლით და ზარალი 150 მილიონ აშშ დოლარს აღწევს;

- საკმაოდ საშიში (5 ქულა) ბუნებრივი კატასტროფები, რომლებიც იწვევენ მასობრივ ნგრევას ლოკალურად გარკვეულ ტერიტორიებზე, მოსახლეობის მსხვერპლს, ხოლო წყალდიდობით გამოწვეული ზარალის რაოდენობა აღწევს 500 მილიონ აშშ დოლარს;

- უკიდურესად საშიში (6 ქულა) ბუნებრივი კატასტროფები, რომლებიც იწვევენ მასობრივ ნგრევას დიდ ტერიტორიებზე, მოსახლეობის მსხვერპლს და ზარალის რაოდენობა 500 მილიონ აშშ დოლარზე მეტია.

მსოფლიოს ზოგიერთ ქვეყანაში არსებობს კიდევ უფრო ზოგადი კლასიფიკაცია, ანალოგიური ზემოთ მოყვანილისა. მაგალითად, ავსტრალიის მეტეოროლოგიური ბიუროს [7] კლასიფიკაციაში გამოიყოფა წყალდიდობის სამი ჯგუფი - მაღალი, საშუალო და დაბალი, რომელთაც შემდეგი მახასიათებლები გააჩნიათ.

დიდი წყალდიდობა, რომელიც იწვევს დიდი ტერიტორიების დატბორვას, მცირე და დიდი ქალაქების იზოლირებას. ძირითადად ნგრევები ხდება საავტომობილო და სარკინიგზო გზებზე, შეიძლება მოსახლეობის ევაკუაციაც გახდეს საჭირო. სოფლის დასახლებებში იტბორება სასოფლო-სამეურნეო სავარგულები.

საშუალო წყალდიდობის დროს იტბორება დაბალი ტერიტორიები, რომლის დროსაც ხდება დატბორილ ტერიტორიებზე მცხოვრები მოსახლეობის ნაწილის ევაკუაცია და საავტომობილო მაგისტრალების ცალკეული მონაკვეთების დატბორვის გამო წყდება სატრანსპორტო მოძრაობა.

მცირე წყალდიდობისას, იქმნება ერთგვარი დისკომფორტი, როგორცაა მეორეხარისხოვანი გზებისა და ხიდების დახურვა, რომლებიც მდებარეობენ წყლის დონის ნიშნულზე დაბლა.

წყალდიდობის სხვა მრავალი კლასიფიკაციებიდან აღსანიშნავია საერთაშორისო სამეცნიერო საბჭოს (ICSU) პუბლიკაციებში [8] მოცემული კლასიფიკაცია. მასზე დაყრდნობით გამოიყოფა შემდეგი კატეგორიები:

- სანაპირო წყალდიდობა - წყალდიდობა, რომელიც გამოწვეულია ქარისმიერი დინებებითა და ცუნამის ტალღებით მდინარეთა შესართავებში და ზღვის (ოკეანის) წყლის დადაბლებულ ადგილებში;

- სწრაფად განვითარებული წყალმოვარდნა და მის მიერ გამოწვეული წყალდიდობა - ესაა უეცრად (3-6 სთ) განვითარებული წვიმის წყალმოვარდნა, რომელიც ფორმირდება ხევებითა და რუებით დაქსელილ მცირე ზომის მდინარეთა აუზებში;

- მდინარეთა წყალდიდობა - მდინარის სანაპირო რაიონების (კალაპოტი და ჭალა) დატბორვა, რომელიც გამოწვეულია თოვლის სეზონური დნობით ან უხვი ატმოსფერული ნალექების მოსვლით;

- ურბანული წყალდიდობა - წყალდიდობა, რომელიც ქალაქის ტერიტორიაზე ყალიბდება ინტენსიური ნალექების მოსვლის, თოვლის დნობის და ზედაპირის შემცირებული შეწოვადობის შედეგად, ასევე საკანალიზაციო სისტემის არასაკმარისი გამტარუნარიანობით;

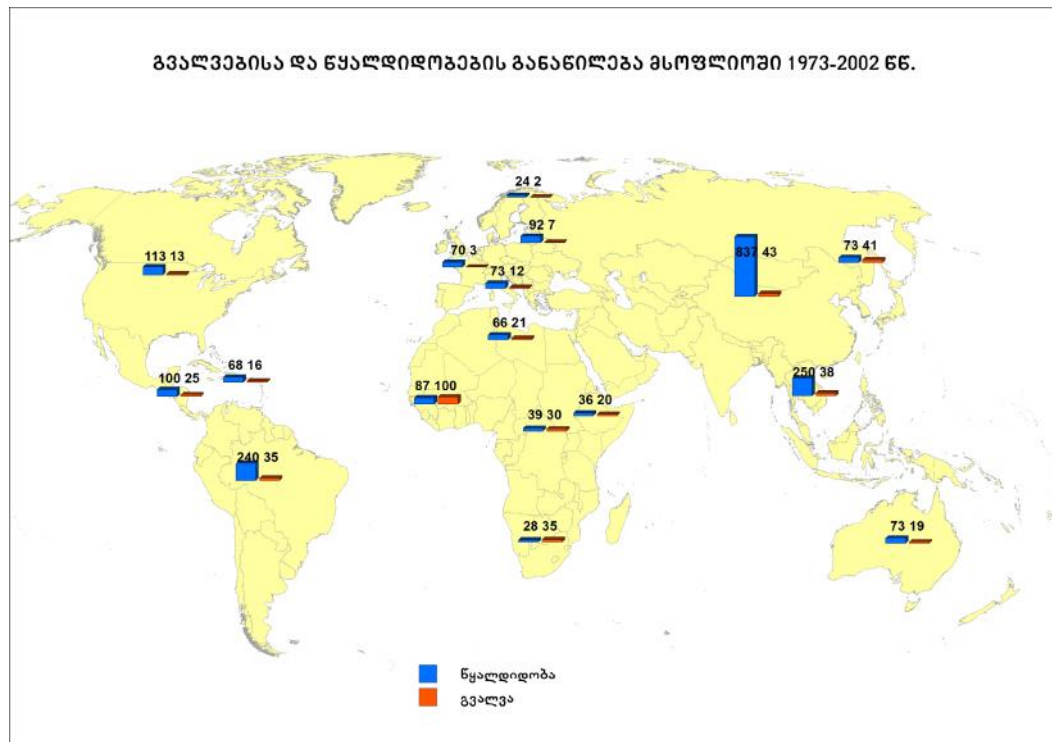
- ღრუბლის აფეთქება (Cloudburst) - წყალდიდობა, რომელიც ყალიბდება მცირე გეოგრაფიულ არეალში, თავსხმა წვიმების შედეგად.

აღსანიშნავია, რომ ზემოაღნიშნული კლასიფიკაციის მეორე და მეხუთე ტიპის წყალდიდობები, თავისი გენეზისითა და განვითარებით ძალიან ახლოს არიან ერთმანეთთან და ამიტომ მათ როგორც წესი, აერთიანებენ ერთ ტიპად - სწრაფად განვითარებული წყალმოვარდნა და წყალდიდობა.

ამდენად, წყალდიდობის ფორმირების პროცესის სირთულემ და მრავალფეროვნებამ, ასახვა ჰპოვა, ამ ბუნებრივი მოვლენის კლასიფიკაციის განსხვავებულ მიდგომებში. ცალსახად შეუძლებელია, ზემოთჩამოთვლილი კლასიფიკაციებიდან, რომელია რეკომენდირებული საქართველოს პირობებისათვის. კონკრეტული ამოცანის გადასაწყვეტად გამოიყენება სხვადასხვა კლასიფიკაცია. მაგალითად, ადრეული გაფრთხილებისათვის გამოიყენებენ ქულობრივ კლასიფიკაციას, რადგან იგი ყველაზე კონცენტრირებული სახით აძლევს შესაძლებლობას სისტემის მომხმარებლებს სწრაფად შეაფასონ წყალდიდობით გამოწვეული მოსალოდნელი საფრთხის ხარისხი (სიმძიმე). ხშირად ერთდროულად გამოიყენება რამოდენიმე კლასიფიკაცია.

2.3. წყალდიდობები მსოფლიოს სხვადასხვა რეგიონებში

მსოფლიოს ბევრ ქვეყანაში, ადამიანის სიცოცხლისა და ეკონომიკის ძირითად ბუნებრივ საფრთხეს, წყალდიდობა წარმოადგენს [9]. წყალდიდობით ზარალდება, როგორც განვითარებადი ეკონომიკის, ასევე ეკონომიკურად ძლიერი ქვეყნები. ნახაზი 2.3-1-ზე მოყვანილია მსოფლიოში წყალდიდობებისა და გვალვების რაოდენობების გავრცელების შესახებ ინფორმაცია 1973-2002 წლებში. აღსანიშნავია, რომ წყალდიდობების რაოდენობა ბევრად აღემატება გვალვების რაოდენობას.



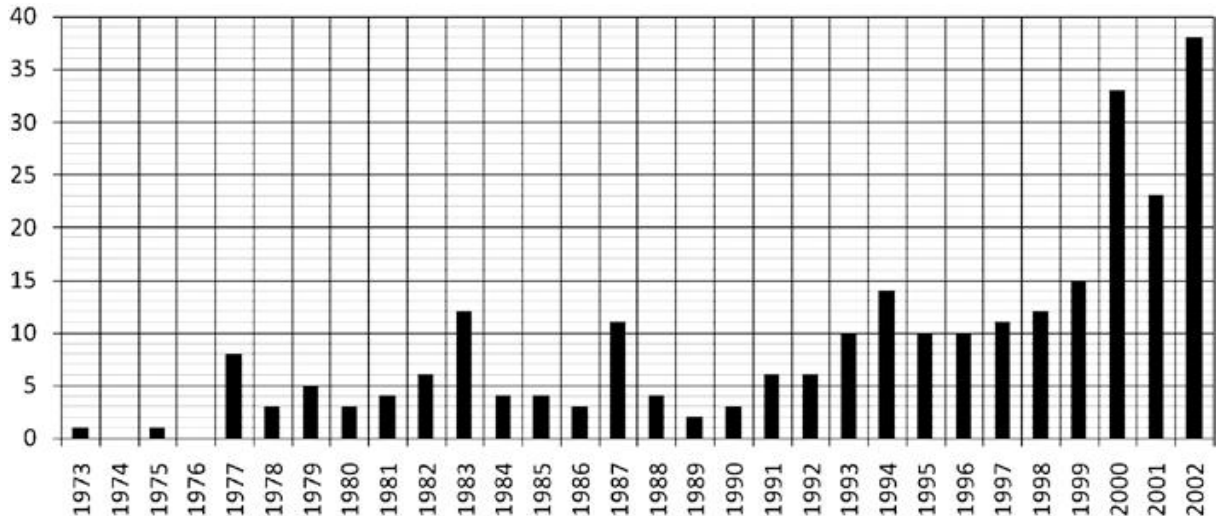
ნახაზი 2.3-1. გვალვებისა (1) და წყალდიდობების (2) განაწილება მსოფლიოში 1973-2002 წლებში [4].

წყალდიდობები, ანტარქტიდისა და უდაბნოების ზონების გარდა, პრაქტიკულად პლანეტის თითქმის ყველა რეგიონში ხდება. წყალდიდობებით ყველაზე სახიფათო რეგიონებს წარმოადგენენ: შორეული აღმოსავლეთი, სამხრეთ-აღმოსავლეთ აზია, ცენტრალური აზია და სამხრეთ ამერიკა, სადაც წყალდიდობები დაკავშირებულია უხვ ატმოსფერულ (თავსხმა) ნალექებთან. აღნიშნულ რაიონებში 30 წლის განმავლობაში, 1973 წლიდან 2002 წლამდე, აღრიცხული წყალდიდობების რაოდენობამ 173-დან 337-მდე შეადგინა. საკმაოდ ხშირად ხდება ასევე წყალდიდობები აღმოსავლეთ ევროპაში, ჩრდილოეთ და ცენტრალურ ამერიკაში, კარიბის აუზის ქვეყნებში, აღმოსავლეთ და დასავლეთ აფრიკაში. აღსანიშნავია, რომ აფრიკაში წყალდიდობებისა და გვალვების რაოდენობების რიცხვი დაახლოებით ერთნაირია.

ცხრილი 2.3-1. 1973-2002 წლებში მომხდარი ათი ყველაზე დამანგრეველი ბუნებრივი კატასტროფა [10].

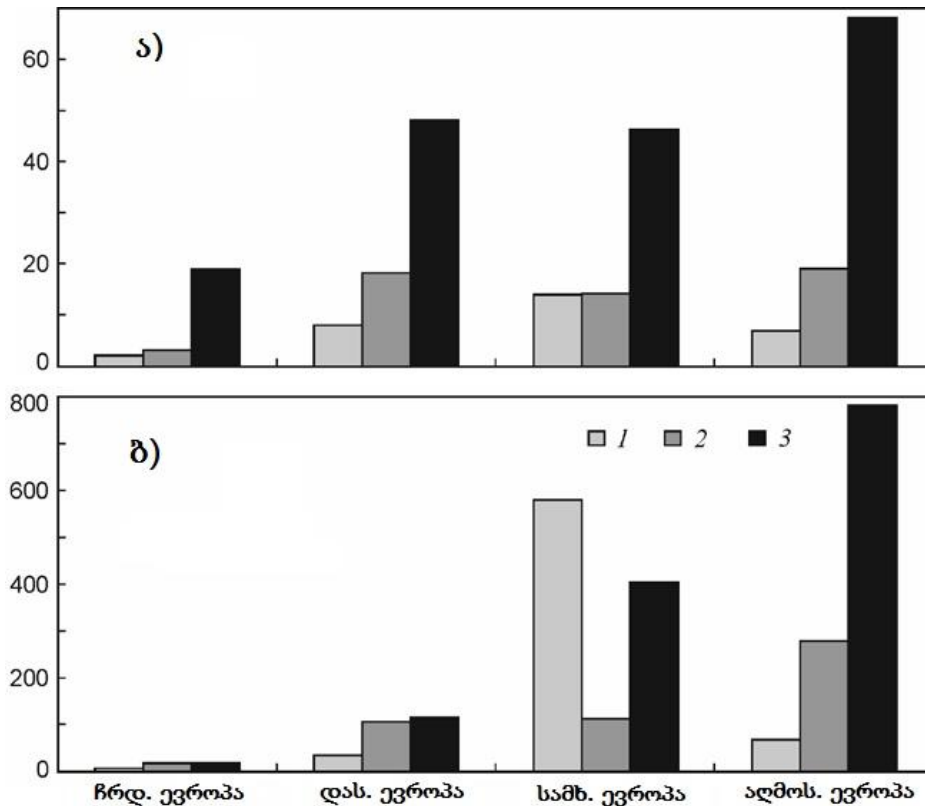
ბუნებრივი კატასტროფის ტიპი	წელი	ქვეყანა	დაზარალებულთა რაოდენობა, მლნ ადამიანი
გვალვა	1987	ინდოეთი	300
გვალვა	2002	ინდოეთი	300
წყალდიდობა	1988	ჩინეთი	223
წყალდიდობა	1991	ჩინეთი	206
გვალვა	1979	ინდოეთი	190
წყალდიდობა	1996	ჩინეთი	150
წყალდიდობა	1993	ინდოეთი	128
წყალდიდობა	1995	ჩინეთი	114.4
წყალდიდობა	1999	ჩინეთი	100
წყალდიდობა	1989	ჩინეთი	100

ცხრილში 2.3-1-ში მოყვანილია ათი ყველაზე დამანგრეველი ბუნებრივი კატასტროფა, რომელიც 1973-2002 წლებში მოხდა. მათი მოქმედების შედეგად დაზარალდა სულ 1811.4 მილიონი ადამიანი და ეს ბუნებრივი კატასტროფები დაკავშირებული იყო მხოლოდ გვალვებთან და წყალდიდობებთან. წყალდიდობებით დაზარალებულთა რაოდენობა - 1021.4 მილიონი ადამიანია (56%) და უმეტესი მათგანი ცხოვრობდა ჩინეთში.



ნახაზი 2.3-2. ევროპაში დამანგრეველი წყალდიდობების რაოდენობრივი ცვლილება 1973-2002 წლებში [11].

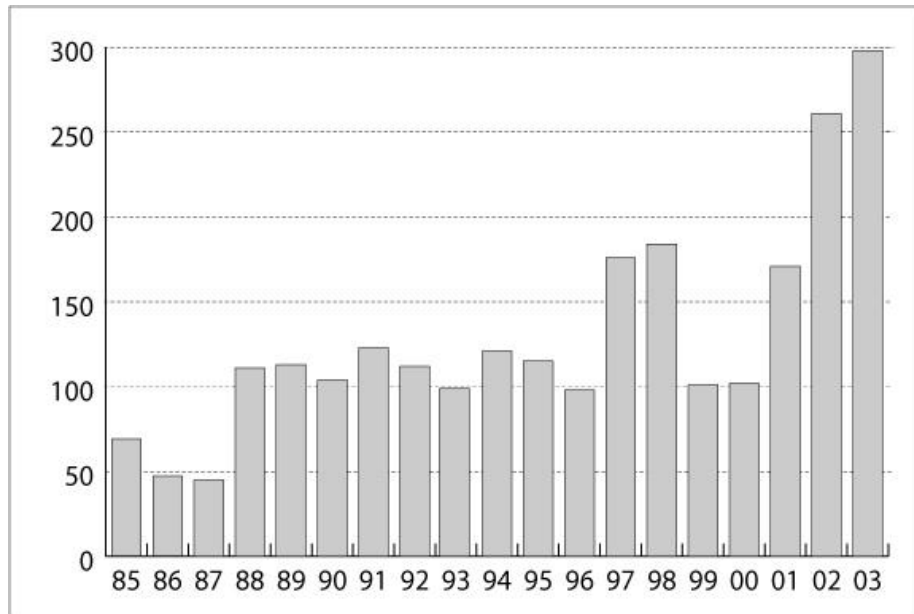
ბოლო ათწლეულებში, მსოფლიოში დაიკვირვება კატასტროფულად დამანგრეველი წყალდიდობების რაოდენობის ზრდის ტენდენცია. მაგალითად, ევროპაში, (ნახ. 2.3-3ა) 1973-2002 წლებში დამანგრეველი წყალდიდობების რაოდენობა, 31-დან (1973-1982 წ.წ.) გაიზარდა 177-მდე (1993-2002 წ.წ.). ყველაზე ხშირად ხდებოდა მის აღმოსავლეთ ნაწილში, რაც დასტურდება ნახ. 2.3-3ბ-ს მონაცემებით. არც 2010 წელი იყო გამონაკლისი, როდესაც დამანგრეველი წყალდიდობით, რომელიც გამოწვეული იყო კოკისპირული წვიმებით, დაიტბორა პოლონეთის საკმაოდ დიდი ტერიტორია მდინარე ვისლის აუზში და მათ შორის ვარშავის ზოგიერთი რაიონი. მნიშვნელოვნად გაიზარდა წყალდიდობის დროს დაღუპულთა რაოდენობა, განსაკუთრებით აღმოსავლეთ და სამხრეთ ევროპაში (ნახ. 2.3-3ბ). მაგალითად, აღმოსავლეთ ევროპაში 1973-1982 წლებში წყალდიდობისას დაიღუპა 80 ადამიანი, ხოლო 1993-2002 წლებში - 780 ადამიანი, ე.ი. წყალდიდობის დროს დაღუპულთა რაოდენობა გაიზარდა ცხრაჯერ.



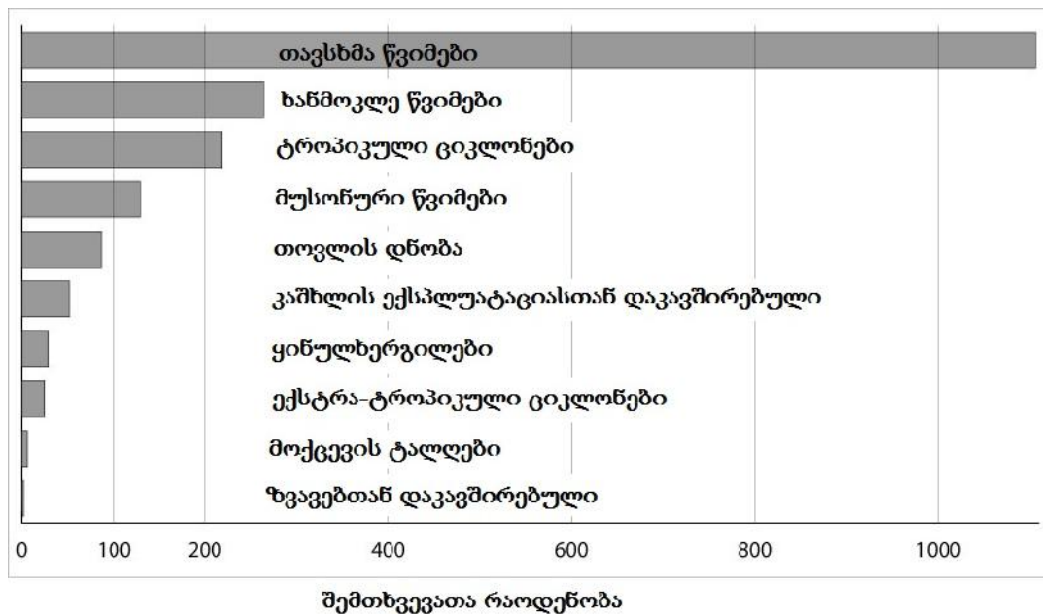
ნახაზი 2.3-3. ევროპაში დამანგრეველი წყალდიდობისა (ა) და წყალდიდობის მსხვერპლთა (ბ) რაოდენობის განაწილება 1973-2002 წლებში [11]. 1) 1973-1982 წ.წ.; 2) 1983-1992 წ.წ.; 3) 1993-2002 წ.წ.

დორტმუნდის წყალდიდობის ლაბორატორიის მონაცემებით, 1985 წლიდან 1990-იანი წლების შუა პერიოდამდე, მსოფლიოში ყოველწლიურად წყალდიდობების საერთო რაოდენობა მერყეობდა 50-150-ის ფარგლებში. თუმცა, მოგვიანებით წყალდიდობების რაოდენობამ დაიწყო მნიშვნელოვანი ზრდა, რომლის მნიშვნელობამაც 2003 წელს მიაღწია 300-ს წელიწადში (ნახ.2.3-4).

მსოფლიოში ყველაზე გავრცელებულია წყალდიდობა [12], რომელიც დაკავშირებულია წვიმის წყალმოვარდნასთან და ფორმირდება ძლიერი წვიმების შედეგად. დორტმუნდის წყალდიდობის ლაბორატორიის მონაცემებით, 1985-2003 წლებში, ასეთი წყალდიდობების რაოდენობამ გადააჭარბა 1300-ს. მოკლე პერიოდის თავსხმა წვიმებმა ბარში (დაბლობში) გამოიწვია წყალდიდობის 280 შემთხვევა, ხოლო ტროპიკულმა ციკლონებმა - 210. 100-მდე წყალდიდობის შემთხვევა დაკავშირებულია თოვლის დნობასთან. ამავე დროს, აღნიშნულ პერიოდში, ჰიდროტექნიკური ნაგებობების მუშაობით გამოწვეულმა წყალდიდობების რაოდენობამ გადააჭარბა, ყინულხერგილებით, არატროპიკული ციკლონებით და ქარისმიერი დინებებით გამოწვეული წყალდიდობების რაოდენობას.



ნახაზი 2.3-4. წყალდიდობის რაოდენობა მსოფლიოში 1985-2003 წლებში. დორტმუნდის წყალდიდობის ლაბორატორიის მონაცემები (<http://www.dartmouth.edu/~floods/archiveatlas/index.htm>).



ნახაზი 2.3-5. წყალდიდობის რაოდენობა მსოფლიოში 1985-2003 წლებში, გამომწვევი მიზეზების მიხედვით დაჯგუფებული. დორტმუნდის წყალდიდობის ლაბორატორიის მონაცემები (<http://www.dartmouth.edu/~floods/archiveatlas/index.htm>).

2.4. წყალდიდობის გავლენა მოსახლეობის უსაფრთხოებასა და ეკონომიკაზე

მკვლევართათვის [13, 14, 15] განსაკუთრებული ინტერესის საგანს პირველ რიგში წარმოადგენს კატასტროფული წყალდიდობა. გასული საუკუნეში მრავლად იყო მსგავსი წყალდიდობები. ცხრილში 2.4-1 მოყვანილია მსოფლიოში ბოლო 100 წლის მანძილზე მომხდარი ათი ყველაზე მნიშვნელოვანი კატასტროფული წყალდიდობა, რომლებმაც გამოიჩინა ადამიანთა მსხვერპლის დიდი რაოდენობით. ცხრილი მონაცემები ადასტურებს იმ ფაქტს, რომ წყალდიდობა წარმოადგენს მრისხანე, ძალიან საშიშ და დამანგრეველ სტიქიურ უბედურებას. იგი შეიძლება საფრთხეს უქმნიდეს არა მხოლოდ პატარა რეგიონებს, არამედ სახელმწიფოების არსებობასაც კი. მაგალითად, ჩინეთში, 1931 წლის ივლისში მომხდარი წყალდიდობის შედეგად დაიღუპა 3.7 მლნ. ადამიანი, რაც ზოგიერთი ევროპული სახელმწიფოს მთლიან მოსახლეობას შეადგენს. ბანგლადეშში, 1991 წლის აპრილში, ტროპიკული ციკლონის შედეგად, რომელმაც გამოიწვია კატასტროფული წყალდიდობა დაიღუპა 130 ათასი ადამიანი.

ცხრილი 2.4-1. ბოლო 100 წლის განმავლობაში მომხდარი უდიდესი წყალდიდობები [8]

ქვეყანა	წყალდიდობის თარიღი	დაღუპულთა რაოდენობა, ათასი ადამიანი
ჩინეთი	1931 წლის ივლისი	3700
ჩინეთი	1959 წლის ივლისი	2000
ჩინეთი	1939 წლის ივლისი	500
ჩინეთი	1935 წელი	142
ჩინეთი	1911 წელი	100
ჩინეთი	1949 წლის ივლისი	57
გვატემალა	1949 წლის ოქტომბერი	40
ჩინეთი	1954 წლის აგვისტო	30
ბანგლადეში	1974 წლის ივლისი	28.7
მიანმა	2008 წელი	10

წყალდიდობის შედეგად გამოწვეულმა ზარალმა შეიძლება მიაღწიოს ათობით მილიარდ აშშ დოლარს. ჩინეთში, 1998 წლის 12 ივნისიდან 30 აგვისტომდე პერიოდში მოხდა წყალდიდობის 13 შემთხვევა და მოიცვა ქვეყნის თითქმის მთელი ტერიტორია. წყალდიდობის შედეგად დაზარალდა 240 მილიონი ადამიანი, 56 მილიონზე მეტს მოუწია ადგილის დროებით დატოვება, დაიღუპა ათასობით ადამიანი. ხოლო მატერიალურმა ზარალმა შეადგინა 30 მლრდ. დოლარი [12].

2.5. წყალდიდობები და წყალმოვარდნები საქართველოში

წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების რეჟიმით საქართველოში გამოიყოფიან მდინარეები ზაფხული წყალდიდობით (კავკასიონის ნივალურ ზონაში); გაზაფხულ-ზაფხულის წყალდიდობით (სამხრეთით მოსაზღვრე ზონა); გაზაფხულ-ზაფხულის წყალდიდობითა და შემოდგომის წყალმოვარდნებით, გაზაფხულის წყალდიდობით,

შემოდგომისა და ზამთრის წყალმოვარდნებით (დასავლეთ საქართველო), გაზაფხულის წყალდიდობითა და წყალმოვარდნებით (აღმოსავლეთ საქართველო), გაზაფხულის წყალდიდობით და ყინულისვლასთან დაკავშირებული ზამთრის წყალმოვარდნებით (სამცხე-ჯავახეთის ზეგანი) და წყალმოვარდნებით მთელი წლის განმავლობაში (კოლხეთის დაბლობი). ცალკე გამოიყოფა წყალდიდობები და წყალმოვარდნები, რომლებიც დაკავშირებულია ხეობების კლდეზვავებით, მეწყერებით, მყინვარული გამონატანით, თოვლის ზვავებისა და მდინარეების ზამთრის ყინულებით ჩახერგვით და გარღვევებით, რომლებსაც ადგილი აქვს საქართველოს მთიან რაიონებში და წლის ნებისმიერ დროს.

წყალდიდობები გრძელდება 3-6 თვეს, გამოწვეული თოვლის საფარისა და მყინვარების დნობით წვიმებთან ერთად. წყლის მაქსიმალური დონეები დგება აპრილ-მაისში გაზაფხულის წყალდიდობის ტიპის მდინარეებზე და ივნის-ივლისში გაზაფხულ-ზაფხულის წყალდიდობის ტიპის მდინარეებზე და აღწევენ 1.5 - 2 მეტრს.

წყალდიდობისაგან დიდად განსხვავებულია წყალმოვარდნები, რომლებსაც ადგილი აქვს დროის მცირე მონაკვეთში (1-5) დღე და ხასიათდებიან დონეების ინტენსიური მატებითა და დაცემით, აღწევენ 7-10 მეტრს, გამოირჩევიან დიდი კატასტროფულობით და დიდ ზიანს აყენებენ ქვეყნის ეკონომიკას.

კატასტროფულ წყალმოვარდნებს [16] ბევრჯერ ჰქონია ადგილი საქართველოს მდინარეებზე. მათ წინაპრები უხსოვარი დროიდან იცნობდნენ. პირველი ასეთი ისტორიული ცნობა გვაქვს 735 წლიდან. მაშინ მდინარეების აბაშისა და ცხენისწყლის წყალმოვარდნისაგან დაიღუპა სარდალ მურვან ყრუს 30 000 ჯარისკაცი. კატასტროფულ წყალმოვარდნებს პერიოდულად ადგილი ჰქონდა მთელ დასავლეთ საქართველოში. მაშინ მდინარე ჭოროხზე დაინგრა მეექვსე საუკუნეში აშენებული ხიდი. ასეთი შედეგებით აღინიშნა 1121 წლის წყალმოვარდნა მდინარე მტკვარზე და მის შენაკადებზე, რის შედეგადაც დაიტბორა დიდი ტერიტორია. ასეთი იყო 1842 წლის წყალმოვარდნა მდინარე რიონზე, რომლის წყლის დონემ ქალაქ ქუთაისის ფარგლებში გადააჭარბა 5 მეტრს წინააღმდეგ დონესთან შედარებით. დიდ წყალმოვარდნებს შემდგომშიც ჰქონდა ადგილი და ყოველ 20-24 წლის შემდეგ მეორდებოდნენ. განსაკუთრებით დიდმა წყალმოვარდნებმა გაიარეს 1839, 1864 და 1895 წლებში მდინარე მტკვარზე, აქედან უდიდესი იყო 1839 წლის 29 მაისის წყალმოვარდნა, რომლის დონემ ქალაქ თბილისში მეტეხის ხიდთან მიაღწია 9.8 მეტრს წინააღმდეგ დონესთან შედარებით და 2-2.5 მეტრით მეტი იყო 1968 წლის დიდი კატასტროფული წყალმოვარდნის მაქსიმალურ დონეზე. არანაკლები იყო 1895 წლის 30-31 ოქტომბრის წყალმოვარდნები დასავლეთ საქართველოს მდინარეებზე. დაიტბორა სოფელი ჯურყვეთი, ლანჩხუთი, იგოეთი და ქალაქი ფოთი. განსაკუთრებით დიდი იყო 1911 წლის 4 იანვრის წყალმოვარდნა, მაშინ გაიარა თოვლ-წვიმის კატასტროფულმა წყალმოვარდნამ და 2-3 მეტრით დაიტბორა მდინარისპირა ტერიტორია ქალაქ ფოთში, ჭალადიდში, სენაკში, მწყობრიდან გამოვიდა 2-3 კმ სიგრძის რკინიგზა ქალაქ ფოთში.

ჰიდროლოგიური დაკვირვების დაწყებიდან მოგვეპოვება სარწმუნო სრულფასოვანი ცნობები წყალმოვარდნების შესახებ. დაკვირვების დაწყება აღინიშნა დიდი კატასტროფული წყალმოვარდნებით დასავლეთ საქართველოში. მას ადგილი ჰქონდა 1922 წლის 25 ოქტომბერს. მაშინ 5 დღის განმავლობაში 11 მეტეოროლოგიური სადგურის მონაცემებით მოვიდა 123 მმ (მწვანე კონცხი) - 200 მმ (აჯამეთი) ნალექები, რომელსაც მოჰყვა კატასტროფული წყალმოვარდნა, რომლის წყლის მაქსიმალურმა

ხარჯმა მდინარე რიონზე ალპანასთან მიაღწია 1470 მ³/წმ-ს, 5400 მ³/წმ სოფელ საკოჩაკიძესთან. დაიტბორა ქალაქი ფოთი 2.8 მ წყლის ფენით. წყლის ეს ხარჯი დღემდე ითვლება წყლის უდიდეს მაქსიმალურ ხარჯად.

1952 წლიდან იწყება სერია წყალმოვარდნებისა, რომლებმაც მოიცვა მაღალმთიანი რაიონების პატარა მდინარეები და ამ წლიდან წყალმოვარდნების ზედა საზღვარმა 4500-5000 მეტრს მიაღწია. 1952 წელს ცენტრალური კავკასიონის რაიონში მდინარეების ქსანის, თეთრი და შავი არაგვის, ხევსურეთის არაგვის სათავეებში მოვიდა კოკისპირული წვიმა, რომელსაც მოჰყვა კატასტროფული წყალმოვარდნები. დაინგრა ხიდები, ნაპირები, გზები. მდინარე ხევსურეთის არაგვის აუზის სოფლები მოსწყვიტა რაიონულ ცენტრს. არანაკლები შედეგებით აღინიშნა 1953 წლის 16 აგვისტოს წყალმოვარდნები ისევ ცენტრალურ კავკასიონზე, ამჯერად ჩრდილოეთ რაიონებში მდინარე თერგის სათავეებში ყაზბეგის რაიონის ფარგლებში. მაშინ 3656 მეტრის სიმაღლეზე მოვიდა 127 მმ ნალექი კოკისპირული წვიმის სახით გამაყრუებელი და შემზარავი ჭექა-ქუხილით, ამან გააძლიერა გლაციოლოგიურ ზონაში თოვლის საფარისა და მყინვარების დნობა, რასაც მოჰყვა დიდი კატასტროფული წყალმოვარდნები მდინარე თერგის შენაკადებზე. 2-5 დღის განმავლობაში თითოეული შენაკადი წყლის გარბენის დროის შუალედებით ერთიმეორეს მისდევდნენ. მყინვარული აუზებიდან დაშვებული წყალი ვერ ეტეოდა მყინვარულ გროტებში და მყინვარის ენების ნამსხვრევების ვებერთელა ყინულის ლოდების სახით ეყარა მის მახლობლად. მდინარე მნასწყლის წყალმოვარდნის დიდი სიჩქარის გამო ხეობის მოსახვევ უბანზე 15 მეტრის სიმაღლემდე აჰყვა ფერდობს და დაემუქრა სოფელ მნას, მაგრამ იქვე დაუბრუნდა მდინარეს და მის ქვემოთ ხეობის ძირი ამოავსო ქვის ლოდებით. წყალმოვარდნამ დიდი ზარალი მიაყენა ყაზბეგის რაიონის ეკონომიკას, დაინგრა ხიდები, გზები, დაიკეტა სამხედრო გზა 1-2 დღით. კესარას კანიონი გადაიქცა გაუვალ ხეობად და თრუსოს დასახლება მოწყვიტა რაიონულ ცენტრ - ყაზბეგს [17].

მომდევნო 14 წლის მანძილზე დადგა ჩვეულებრივი წყალმოვარდნების პერიოდი. მაგრამ იგი შეიცვალა 1982 წელს, რომლის შემდეგ დღემდე გრძელდება კატასტროფული წყალმოვარდნების სერია თითქმის მთელ საქართველოში, როგორც დიდ ასევე პატარა მდინარეებზე, როგორც დიდ ტერიტორიაზე, ასევე ლოკალურ უბნებზე.

ეს პერიოდი დაიწყო 1982 წლის 1-2 აპრილს დიდი კატასტროფული წყალმოვარდნებით მდინარე რიონზე და მის შენაკადებზე - ყვირილაზე, ცხენისწყალზე, ასევე მდინარე ხობზე, ენგურზე და სხვა. დასავლეთ საქართველოს დიდთოვლიან ჩრდილოეთ რაიონებში 30 მარტს დაიწყო ნალექების მოსვლა, მაღალმთიან ზონაში იგი მოდიდოდა თოვლის სახით, 800-1000 მეტრის ზონაში თოვლისა და წვიმის სახით, ქვემოთ მდებარე რაიონებში - წვიმების სახით. ყველაზე ძლიერ და ინტენსიურ წვიმას ადგილი ჰქონდა 1 აპრილს. მაშინ კოლხეთის დაბლობზე და მიმდებარე რაიონებში მოვიდა 160-170 მმ ნალექი. მას მოჰყვა დიდი კატასტროფული წყალმოვარდნები, რომელთა წყლის მაქსიმალურმა ხარჯმა მიაღწია 4700-4800 მ³/წმ მდინარე რიონზე სოფელ საკოჩაკიძესთან. დანარჩენ შენაკადებზე და მდინარეებზე წყლის მაქსიმალურმა ხარჯებმა გადააჭარბეს 60 წლის მაქსიმალურ ხარჯებს. წყალმოვარდნამ გაარღვია მდინარე რიონის ჯებირები, დაიტბორა სამოვრები, პალიასტომის ტბაზე წყლის დონე აიწია 70 სმ-ით, სამოვრებზე დაიღუპა 3300 მსხვილფეხა საქონელი.

წყალმოვარდნები გაძლიერდა 1983 წლის 19-20 ივლისს. წინა დღეებში მოვიდა ძლიერი წვიმა რომლის რაოდენობამ 20 ივლისს მიაღწია 185 მმ (ხიდი და სენაკი) - 225

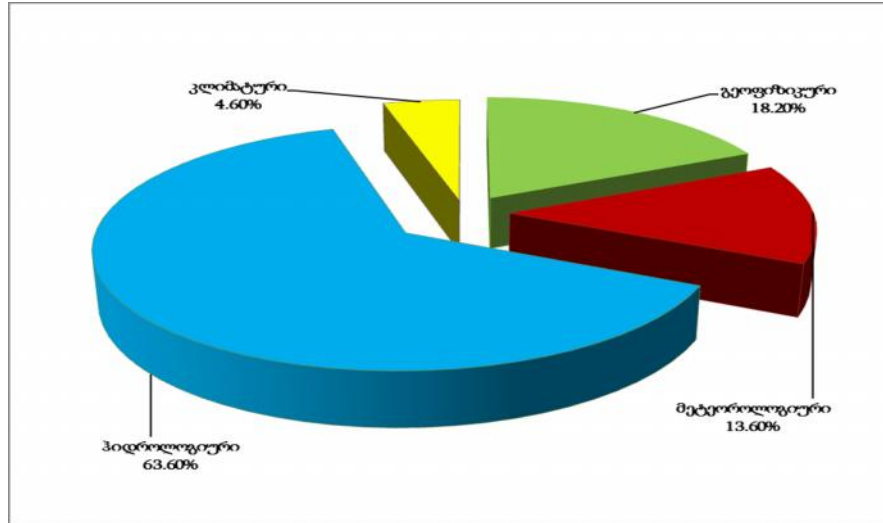
მმ (ნაქალაქევი) და მოიცვა დასავლეთ საქართველოს ჩრდილოეთ მხარე, მაშინ როდესაც სამხრეთ რაიონებში (მდინარეების ყვირილას, ხანისწყლის და სულორის აუზებში) არ აღემატებოდა 15-36 მმ-ს. წვიმის შედეგად გაირა დიდმა კატასტროფულმა წყალმოვარდნებმა მდინარეებზე: ხობზე, ცივზე, ტეხურაზე, აბაშაზე, ნოღელაზე, ცხენისწყალზე, რიონზე, წყლის მაქსიმალურმა ხარჯმა მიაღწია 3480 მ³/წმ მდინარე რიონზე სოფელ დაფნართან. დაიტბორა მდინარისპირა რაიონები, ათასობით ჰექტარი სავარგულები, ნათესები, ეზოები, ფერმები, ავტოპარკები, ასევე აბჰესისა და ვარციხეჰესის შენობები.

ყოველგვარ მოლოდინს გადააჭარბა 1987 წლის 31 იანვრის, წყალმოვარდნამ. მას ადგილი ჰქონდა უჩვეულო დიდი თოვლიანობის დროს. მაშინ თოვლის საფარის სისქემ მიაღწია 3-6 მეტრს, წყლის მარაგმა თოვლის საფარში 400-600 მმ. ასეთ თოვლიან ზამთარში მოვიდა დიდი ნალექები, რომლის ცენტრებში: ამბროლაური-ტყიბულში, ზუგდიდში და სოხუმ-გუდაუთაში მოვიდა შესაბამისად 264, 203 და 194-198 მმ ნალექი ერთ ღამეში. მასთან მალა მდებარე მთებში ნალექები არ აღემატება 60-65 მმ, რომლებიც თოვლის სახით გროვდება, წვიმების გავრცელების ზონაში, რომელიც მოქცეული იყო 1500 მეტრზე დაბალ მდებარე ტერიტორიაზე, ძლიერი წვიმებისა და სქელი თოვლის საფარის ინტენსიურ დნობას მოყვა თოვლ-წვიმის კატასტროფული წყალმოვარდნა, რომლის წვიმის მაქსიმალურმა ხარჯმა მდინარე რიონზე საქონაკიძესთან (ფართობი 13300 კმ²) მიაღწია 5500 მ³/წმ.

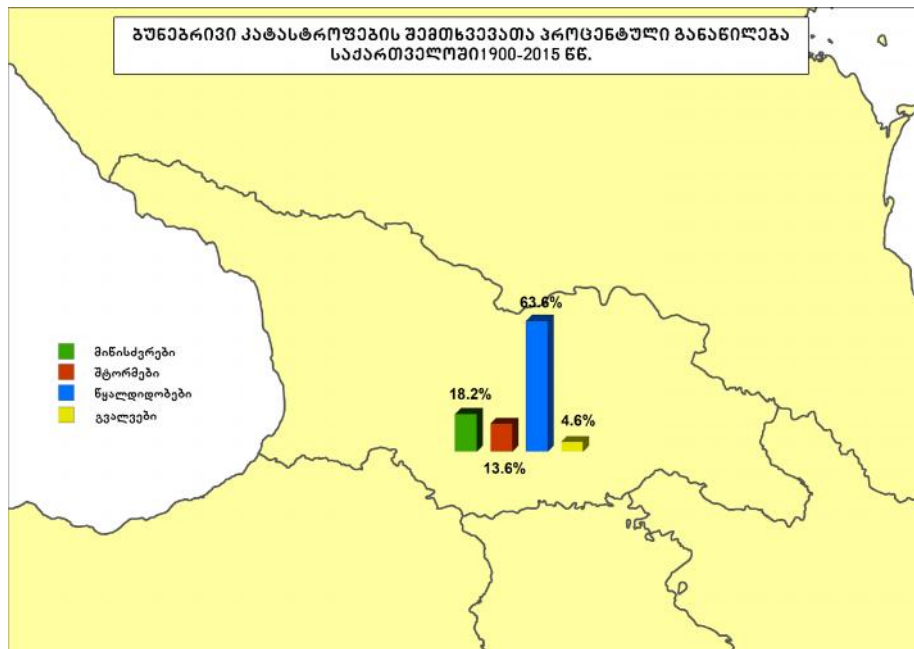
წყალმოვარდნამ დიდი ზარალი მიაყენა ჭიათურის, საჩხერის, ზესტაფონის, ონის, ამბროლაურის, ხობის, ჩოხატაურის, სამტრედიის, აბაშის, სენაკის რაიონების ეკონომიკას. მდინარე რიონის წყალმოვარდნამ სოფელ საგვინჩაოსთან გაარღვია დამბა 150 მეტრის სიგანით და წყლის ნაკადმა მდინარე ხობისწყლის წყალმოვარდნასთან ერთად დატბორა 300 კმ²-ზე მეტი ფართობი და ზარალი მიაყენა სოფლებს: საგვინჩაოს, ჭალადიდს, პატარა ფოთს, ხორგას და სხვა დასახლებებს. 8-10 დღის შემდეგაც ქუჩებში მიედინებოდა წყალი.

1900-1903 წლების მსგავსად არა ერთხელ ჰქონდა ადგილი ლოკალურ წყალმოვარდნებს. მათ რიცხვს ეკუთვნის 1927, 1942, 1962, 1979, 1995, 1996 და 1997 წლების კატასტროფული წყალმოვარდნები აჭარის შავიზღვის პირა მდინარეებზე, გურჯაანის პატარა მდინარეებზე: ახტალასხევზე, ჭერემის ხევზე, კაჭრეთის ხევზე (1983 წლის 13 და 20 მაისს), მარნეულის პატარა მდინარეებზე: იალღუჯის ხევზე, აღბურუნის ხევზე, ასურეთის ხევზე (1983 წლის 6 და 26 ივნისს), ლაგოდების რაიონის პატარა მდინარეებზე - კაბალაზე, ბაისუბნის ხევზე, ცოდნის კარის ხევზე, ჭარტლის ხევზე (1983 წლის 26-27 ივნისი და 4 აგვისტო), წალკის პატარა მდინარეებზე (1983 წლის 5 ივლისი), ლენტეხის რაიონის პატარა მდინარეებზე ხელედულაზე, ლასკანურაზე, წვერიან ღელეზე (1983 წლის 19 ივნისი და 2 აგვისტო), ზესტაფონისა და ხაშურის რაიონის მდინარეებზე ყვირილაზე და სურამულაზე (1983 წლის 28-30 დეკემბერი), გორის, იგოეთის და ქსანის რაიონის მდინარეებზე (1987 წლის 11 ივნისი), აბაშის რაიონის დაბლობის პატარა მდინარეებზე ნოღელაზე, ცუდიღარზე, (1987 წლის 29-30 ივნისი), დუშეთისა და ყაზბეგის რაიონების მაღალმთიანი ნივალური ზონის პატარა მდინარეებზე - ხევსურეთის არაგვზე, ფშავის არაგვზე, სნოსწყალზე, კისტინკაზე და მათ პატარა შენაკადებზე (1996 წლის 4 და 29 ივლისი და 1997 წლის აპრილის თვის ბოლო რიცხვები) [16].

საერთაშორისო კატასტროფების ცენტრში [4] საქართველოში განვითარებულ ბუნებრივ სტიქიურ კატასტროფებზე ინფორმაცია მხოლოდ 1991-2015 წლებისათვის მოიპოვება. საქართველოშიც, როგორც მთელ მსოფლიოში ჰიდროლოგიური კატასტროფები და წყალმოვარდნები, რაოდენობის მიხედვით პირველ ადგილზეა (ნახ. 2.6-1 და 2.6-2).



ნახაზი 2.6-1. ბუნებრივი კატასტროფების შემთხვევათა რაოდენობა საქართველოში 1991-2015 წლებში



ნახაზი 2.6-2. კატასტროფების შემთხვევათა რაოდენობა საქართველოში 1991-2015 წლებში

ცხრილი 2.6-1. 1991-2015 წლებში საქართველოში კატასტროფების შედეგად დაღუპულთა და დაზარალებულთა რიცხვი [4]

კატასტროფა	დაღუპულთა რაოდენობა	დაზარალებული	დაშავებული	უსახლკარო	დაზარალებულთა ჯამური რაოდენობა
გვალვა	-	69600	-	-	69600
მიწისძვრა	15	27490	286	2436	30212
წყალდიდობა	61	152770	18	290	153078
შტორმი	-	2650	18	6000	8668

ისეთი პატარა ქვეყნისათვის, როგორც საქართველოა ცხრილში 2.6-1-ში მოყვანილი რიცხვები საკმაოდ დიდია, განსაკუთრებით დაღუპულთა და დაზარალებულთა რაოდენობები, სადაც მეტი წილი წყალდიდობებზე მოდის.

2.6. წყალდიდობის მონიტორინგის, პროგნოზირებისა და წყალდიდობის შესახებ გაფრთხილების სისტემა მსოფლიოში

ჰიდროლოგიური სიტუაციის მონიტორინგისა და პროგნოზირების განვითარებისათვის მსოფლიოს თითქმის ყველა ქვეყანაში შექმნილია და ფუნქციონირებს ჰიდროლოგიური სადგურებისა და საგუშაგოების ქსელი. ისინი წარმოადგენენ ძირითად ინფორმაციულ წყაროს წყლის ობიექტების მდგომარეობაზე და მათ ჰიდროლოგიურ რეჟიმზე. მონიტორინგის ქსელი თავის მხრივ წარმოადგენს სადგურების (საგუშაგოების) ჯგუფს, რომელიც განკუთვნილია დაკვირვებისათვის განსაზღვრული სპეციალური პროგრამით და ურთიერთდამოკიდებულია ერთი ან რამდენიმე ამოცანის გადასაწყვეტად. არსებობს ორი ძირითადი ტიპის ჰიდროლოგიური სადგურები:

- სარეჟიმო საგუშაგოები (ყოველდღიური დაკვირვების მონაცემების არგადაცემა ინფორმაციის შეგროვების ცენტრში და პირველ რიგში განკუთვნილია, მდინარის ჩამონადენის შესახებ ინფორმაციის აღრიცხვისათვის);

- ოპერატიული საგუშაგოები (დაკვირვების მონაცემების ყოველდღიური გადაცემა ოპერატიული წარმოების გამოყენების მიზნით და მათ შორის საპროგნოზო საქმიანობისათვის).

ჰიდროლოგიური საგუშაგოების ოპტიმალური განთავსება განისაზღვრება ტერიტორიის ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებით. გადაწყვეტილება მიიღება ტერიტორიის ზონირების საფუძველზე, ჩამონადენის ფორმირების პირობებით და მასში გამოყოფილი ზონალური და აზონალური წყლის ობიექტების გათვალისწინებით. საკმარისად დიდი ტერიტორიის ფარგლებში ჰიდროლოგიური რეჟიმის ელემენტი (ე. წ. ჰიდროლოგიური სიდიდე) შეიძლება შეფასდეს მისი მნიშვნელობის მიხედვით. ზოგადად მიღებულია ვარაუდი მათი იზოტროპულობისა (ყველა ჰორიზონტალური მიმართულებით მსგავსი სტატისტიკური თვისებების მქონე ველები) და კვაზიერთგვაროვნების (შესასწავლი სივრცის ყველა წერტილში განსახილველი ჰიდროლოგიური სიდიდეების მსგავსი მათემატიკური ლოდინი) შესახებ [18]. ეს საშუალებას გვაძლევს გამოყენებულ იქნას სივრცითი ინტერპოლაციის მეთოდები,

რათა განისაზღვროს ჰიდროლოგიური პარამეტრების მნიშვნელობები შეუსწავლელ რაიონებში.

დღეისათვის მიღებულია, რომ მსოფლიოს ნებისმიერ წერტილში სრულფასოვანი და ყოვლისმომცველი მონიტორინგის ქსელის შექმნა შეუძლებელია, ან არაპრაქტიკულია [19]. ამიტომ, ზედაპირული ქსელის განლაგების დაგეგმვისას, სრულმასშტაბიანი (შესაბამისი ნებისმიერი ამოცანის გადასაჭრელად) და სრულყოფილი ქსელის შექმნის ნაცვლად გამოყენება მთელი რიგი სხვა მიდგომები. ამდენად, მონაცემების ეკონომიკური ღირებულების ოპტიმიზაციის ნაცვლად ყურადღებას ამახვილებენ მაქსიმალურად შინაარსობრივ დაკვირვების მონაცემებზე [20]. ამ შემთხვევაში, ეფუძნებიან იმ მოსაზრებას, რომ რაც უფრო მეტია ინფორმაცია, მეტია ალბათობა იმისა, რომ იგი უფრო მეტ წვლილს შეიტანს დაკვირვების მონაცემების ეკონომიკურ ეფექტურობაში. ცხადია, რომ ინფორმაციის რაოდენობას არ შეიძლება ჰქონდეს წრფივი დამოკიდებულება მის ეკონომიკურ მნიშვნელობასთან. იმ რაიონებში, სადაც კარგადაა განვითარებული ქსელი, მისი ეკონომიკური მნიშვნელობა ახლოსაა შესაძლებლობების ზღვართან ანუ გაჯერების დონესთან. წრფივი დამოკიდებულება კარგად მუშაობს იმ აუზებში, სადაც ჰიდროლოგიური დაკვირვებები ნაკლებადაა.

დაკვირვების ქსელის სტრუქტურის ოპტიმიზაციისათვის ყველაზე ხშირად გამოიყენება ანალიტიკური მიდგომის ხერხები, რომელსაც მიეკუთვნება შემდეგი მეთოდები [19, 20]: სივრცითი ანალიზის (კარტოგრაფიული მეთოდი), კორელაციური და რეგრესიული ანალიზის, ალბათური და დეტერმინისტული მოდელირების და დარაიონების.

თავი III. ჰიდროლოგიური მოდელების ზოგადი მიმოხილვა

3.1. მდინარის ჩამონადენის მოდელები

მდინარის ჩამონადენის მოდელირება წარმოადგენს მათემატიკურ მოდელს, რომლის საშუალებითაც შესაძლებელია წყალმოვარდნის ტალღის ფორმის, ზომის და გავრცელების სიჩქარის პროგნოზირება მისი მდინარეებში, არხებში, წყალსაცავებში და ესტუარებში გადაადგილების მიხედვით. წყალმოვარდნის ტალღის ფორმირება დაკავშირებულია ატმოსფერულ ნალექებთან (წვიმებთან ან ჩამონადენთან, რომელიც ფორმირდება თოვლის ნადნობი წყლებით).

დიდი ხნის განმავლობაში ადამიანისათვის ჩამონადენის ინტენსივობის შეფასებას სასიცოცხლო მნიშვნელობა ჰქონდა. ეს დაკავშირებული იყო წყლის ტრანსპორტის სისტემის გასაუმჯობესებლად, რომელიც ფუნქციონირებდა ხელოვნურად შექმნილ და ბუნებრივ წყალსადინარებში; მოსახლეობისა და პირადი საკუთრების ეფექტური დაცვითი ღონისძიებების შექმნა წყალდიდობისგან და ა.შ. წყალდიდობის ტალღის გავრცელების პროგნოზირების მათემატიკური მეთოდების შემუშავება დაიწყო XIX ს. სწორედ ამ პერიოდში გაჩნდა წყალმოვარდნის ტალღის გავრცელების ფუნდამენტალური თეორია. გარკვეული წილი აქვს ამ თეორიის შექმნაში 1871 წელს სენტ-ვენანტის მიერ გამოქვეყნებულ ნაშრომს. სენტ-ვენანტის თეორიულად დასაბუთებული განტოლებების ამოხსნა დიდ სირთულეებთან იყო დაკავშირებული, ამიტომ შემდგომ კვლევებში გაჩნდა წყალდიდობის ტალღის საანგარიშო უამრავი გამარტივებული მეთოდები. მხოლოდ ბოლო პერიოდში, მძლავრი კომპიუტერული ტექნიკის შექმნამ შესაძლებელი გახადა სენტ-ვენანტის განტოლებების ამოხსნა.

წყალსადინარებში წყალდიდობის ტალღის გადაადგილების თეორიული საფუძვლები თავიანთ ნაშრომებში შექმნეს ისეთმა გამოჩენილმა მეცნიერებმა, რომლებიც იყვნენ: ნიუტონი, ლაპლასი, პუასონი, ბუსინესკი და რა თქმა უნდა სენტ-ვენანტი, რომელმაც მოგვცა ერთგანზომილებიანი განტოლებები დაუმყარებელი ნაკადებისათვის. სენტ-ვენანტის სისტემა შედგება მასის შენახვის განტოლებისაგან:

$$\frac{\partial(AV)}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \quad (3.1)$$

და მომენტთა შენახვის განტოლებისაგან:

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \left(\frac{\partial h}{\partial x} + S_f \right) = 0 \quad (3.2)$$

სადაც, t - დროა, x - მანძილი წყალსადინარის სიგრძის მიხედვით, A - წყალსადინარის განივი კვეთის ფართობი, V - ნაკადის სიჩქარე, g - თავისუფალი ვარდნის აჩქარება, h - ნაკადის სიღრმე, S_f - ხახუნის კუთხე, რომელიც შეიძლება შეფასდეს შეზის ან მანინგის განტოლებებით.

მიღებული გამოსახულებები წარმოადგენენ წრფივ ჰიპერბოლურ კერძო წარმოებულიდან განტოლებებს ორი დამოკიდებული (V და h) და ორი დამოუკიდებელი (x და t) პარამეტრებით. ანალიტიკური ხერხებით ამ განტოლებების ამოხსნა შეუძლებელია. სენტ-ვენანტის განტოლებათა სხვადასხვა ვარიანტები მოცემულია სტოუკერის, შოუს, ჰენდერსონის, სტრელკოვის და ლიგეტას შრომებში.

როგორც ავლინებთ, სენტ-ვენანტის განტოლებათა სისტემის ამოხსნის ანალიტიკური ხერხები არ არსებობდა, ამიტომ გაჩნდა ამ განტოლებათა სისტემის ამოხსნის გამარტივებული მეთოდები. ისინი შეიძლება დავყოთ შემდეგ კლასებად (ჯგუფებად):

1. ემპირიული მეთოდები;
2. სენტ-ვენანტის განტოლებათა გაწრფივების მეთოდები;
3. ჰიდროლოგიური მეთოდები, რომლებიც დამყარებული არიან მასის შენახვის კანონზე და წყლის ხარჯსა და მოცულობის მიახლოებით თანაფარდობაზე;
4. ჰიდრავლიკური მეთოდები, რომლებიც დამყარებულნი არიან მასის შენახვის კანონზე და მომენტთა შენახვის გამარტივებულ განტოლებაზე.

ბოლო წლებში საფუძველი ჩაეყარა წყალდიდობის ჩამონადენის მოდელების მეხუთე ჯგუფს, რომლებიც დაფუძნებულნი არიან სენტ-ვენანტის თეორიულ განტოლებათა ამოხსნაზე.

ემპირიული მოდელები. ემპირიული მოდელები დაფუძნებულია ინტუიციასა და წინა წლებში გავლილი წყალმოვარდნის ტალღის დაკვირვებულ მახასიათებლებზე. ემპირიული მოდელების გამოყენებით ისინი იფარგლებიან იმ სიტუაციით, როდესაც ინფორმაცია გვერდით შენაკადებზე და საერთოდ წყალსადინარის გარკვეულ მონაკვეთებზე საკმარისია ემპირიული კავშირების და ჩამონადენის კოეფიციენტის დასადგენად. ემპირიული მოდელი კარგ შედეგს იძლევა იმ მდინარეებისათვის, რომლებიც ხასიათდებიან ხარჯების მცირე ცვალებადობით და აქვთ გვერდითი შენაკადების მცირე რაოდენობა. ემპირიული მოდელები იყენებენ საანგარიშო რესურსების მინიმალურ დანახარჯებს, მაგრამ მოითხოვს დიდი მოცულობის სამუსაოების ჩატარებას ემპირიული პარამეტრების მისაღებად.

წყალმოვარდნის ტალღის გარბენის დროის მოდელი. გარბენის დრო განისაზღვრება როგორც დროის სხვაობა წყალმოვარდნის ჩამონადენისა და მის დაცლას შორის წყალსადინარის გარკვეულ მონაკვეთზე. ტატუმის მიერ შემუშავებული გარბენის საშუალო დროის მეთოდით მიიღება, რომ თუ ვიმოდრავეთ მდინარის ნაკადის მიმართულებით მოიძებნება რაღაც წერტილი, რომელშიც წყლის ხარჯი Q_2 დროის t_2 მომენტში ტოლია მდინარის საშუალო ხარჯის ე.ი. $(Q_1 + Q_2)/2$. ტატუმმა დაადგინა, რომ წყალსადინარის გარკვეულ მონაკვეთზე წყალდიდობის ტალღის გარბენის საშუალო მიახლოებით ტოლია ტალღის გარბენის დროის შეფარდებას წყალსადინარის მონაკვეთის სიგრძეზე. წყლის ხარჯი წყალსადინარის მონაკვეთის ჩამკვეთ კვეთში ტოლია:

$$Q_{n+1} = c_1 q_1 + c_2 q_2 + \dots + c_{n+1} q_{n+1} \quad (3.3)$$

სადაც, n - არის წყალსადინარის მონაკვეთის დაყოფილი ქვემონაკვეთები. (3.3) ფორმულაში შემავალი ჩამონადენის კოეფიციენტები შეიძლება განვსაზღვროთ წყალსადინარის მონაკვეთში შემავალი და გამავალი ჰიდროგრაფების კორელაციით, რომელიც მიიღება უმცირეს კვადრატის მეთოდით. ანალოგიური მეთოდი განხილულია ჰარისონის შრომებში.

წრფივი მოდელები. სენტ-ვენანტის განტოლებათა სირთულემ მრავალ მეცნიერსა და ინჟინერს გადააწყვეტინა ეძებნათ ამ განტოლებათა ჩაწერის გამარტივებული ფორმები, რათა მიეღოთ მათი ამონახსნები. ისინი მთლიანად იგნორირებას უკეთებენ ამ განტოლებათა ძალზე მნიშვნელოვან არაწრფივ წევრებს, ან ახდენდნენ მათ

გაწრფივებას. ასეთი გარდაქმნების შედეგად ლებულობდნენ სენტ-ვენანტის განტოლებათა სისტემის გამარტივებულ ფორმებს, რომლებიც ანალიტიკური ხერხებით ინტეგრირების შემდეგ მარტივად იხსნება ნაკადის სიჩქარის მიმართ. როგორც წესი სენტ-ვენანტის განტოლებათა გამარტივებული ფორმით ჩაწერა გულისხმობს:

1. (3.2) განტოლებაში მეორე წევრის უარყოფას;
2. განივი კვეთის ფართობი მიიღება მუდმივ სიდიდედ (ძირითად შემთხვევებში მართკუთხედის ფორმის);
3. კალაპიტის ქანობი მიიღება მუდმივ სიდიდედ (ხშირ შემთხვევებში ნულის ტოლი);
4. განტოლების ის წევრი, რომელიც შეიცავს ხახუნის კუთხეს, წრფივდება ნაკადის სიჩქარისა და სიღრმის მიმართ;
5. იგულისხმება, რომ გვერდითი შენაკადი არ არსებობს;
6. მიიღება, რომ წყალმოვარდნის ტალღას აქვს მარტივი ფორმა და ექვემდებარება ანალიტიკურ აღწერას. ჩამოთვლილი შეზღუდვები ძალზედ მკაცრ პირობებს უყენებენ იმ პირობებს, რომლებშიც სამართლიანი ხდება გამარტივებული განტოლებების ამოხსნა.

ტალღის კლასიკური მოდელი. თუ (3.1) და (3.2) განტოლებებში უგულველყოფთ გვერდით შენაკადს, ხახუნის წინააღმდეგობას და არაწრფივ წევრებს $V\partial A/\partial x$ და $V\partial V/\partial x$, მივიღებთ ტალღის კლასიკურ წრფივ განტოლებებს:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial t^2} = gD \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} \text{ და } \frac{\partial^2 h}{\partial t^2} = gD \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \quad (3.4)$$

სადაც, D - ნაკადის საშუალო სიღრმეა. (3.4) განტოლებების კლასიკური ამონახსნია []:

$$V = c_1'(x - \sqrt{gDt}) + c_2'(x + \sqrt{gDt}) \quad (3.5)$$

სადაც, c_1' და c_2' ფუნქციებია, რომლებიც განისაზღვრებიან ნაკადის საწყისი და სასაზღვრო პირობებით.

ამასთან, თუ ჩავთვლით, რომ ნაკადის განივი კვეთი მართკუთხედი, კალაპიტის ქანობი ნულის ტოლია, უგულველყოფთ $V\partial V/\partial x$ და ხახუნის წინააღმდეგობის წევრს გავაწრფივებთ, მივიღებთ შემდეგი სახის განტოლებას:

$$gD \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 V}{\partial t^2} + C_0' \frac{\partial V}{\partial t} \quad (3.6)$$

სადაც, C_0' - გარკვეული მუდმივაა, რომელიც დამოკიდებულია ხახუნის წინააღმდეგობის გაწრფივებულ წევრზე.

მარტივი პულსაციური (გამოხმაურების) მოდელი. ჩამონადენის შეფასების მოდელირებისათვის იყენებენ წრფივ სისტემათა თეორიას. ამ თეორიის გამოყენება მიიღება, რომ ჩამონადენის მოდელი წარმოადგენს წრფივ მოცულობათა სისტემას, რომლებიც დაკავშირებულნი არიან წყალსადინართა წრფივ სისტემასთან. წრფივ სისტემათა თეორიის თანახმად, ნებისმიერი წრფივი სისტემა შესაძლებელია ამომწურავად აღვწეროთ მისი ერთჯერადი იმპულსური გამოხმაურებით გარე ზემოქმედებაზე. ვიცით, რა ერთჯერადი იმპულსური გამოხმაურება ყველა შესაძლო შემავალ ზემოქმედებაზე, მაშინ შესაძლებელია განვსაზღვროთ სისტემის ყველა შესაძლო გამოსავალი. სისტემაში შემავალი და გამოსავალი აღიწერება შემდეგი ინტეგრალით:

$$Q(t) = \int_0^t I(t)H(t-\tau')d\tau' \quad (3.7)$$

სადაც, $Q(t)$ - წყლის ხარჯია, $I(t)$ - შენაკადი, $H(t-\tau')$ - ერთჯერადი იმპულსური გამომხატურება. წრფივი მოცულობის ერთჯერადი იმპულსური გამომხატურება განაწილებული პარამეტრებით, მედოუზის [] თანახმად განისაზღვრება შემდეგნაირად:

$$H_N(x,t) = \frac{1}{N} \sum_{m=1}^N \frac{e^{-(t-m\tau')/K}}{K\Gamma(m)} \left(\frac{t-m\tau'}{K} \right)^{m-1} \dots t > m\tau' \quad (3.8)$$

სადაც, N - წრფივი ელემენტების რაოდენობაა, $\Gamma(m)$ - გამა-ფუნქციაა, K - წრფივი მოცულობის მახასიათებელი დროებითი მუდმივაა, τ - დროის მუდმივაა. K და τ პარამეტრების მიღება შესაძლებელია კალიბრირების საშუალებით, ისე როგორც აღწერილი აქვს მედოუზს. ანალოგიური მიდგომა ჩამონადენზე გამოკვლეული აქვს ზაუერსაც.

სენტ-ვენანტის საწყის განტოლებებზე დაფუძნებული გაწრფივებული მოდელები. ეს მოდელები შემუშავებულია უიტემის, ლაიხტილომისა და ბარელის მიერ. თუ (3.1) და (3.2) გადავწერთ კალაპოტის სიგანის ერთეულებში ტერმინებით ერთეულოვან განტვირთვებში q' და ნაკადის სიღრმის y მიხედვით, შემდეგ შევკრიბავთ და გავაწრფივებთ ნაკადის სიჩქარის ($V_0 = q'_0/y_0$) მიხედვით, მივიღებთ შემდეგ გაწრფივებულ განტოლებას:

$$(gy_0^3 - V_0^2) \frac{\partial^2 q'}{\partial x^2} - 2V_0 \frac{\partial^2 q'}{\partial x \partial t} - \frac{\partial^2 q'}{\partial t^2} = 3gS_0 \frac{\partial q'}{\partial qx} + 2g \frac{S_0}{V_0} \frac{\partial q'}{\partial t} \quad (3.9)$$

სადაც, S_0 - კალაპოტის ქანობია, ჰარლიმ თანაავტორებთან ერთად მიიღო ერთეულოვანი გამომხატურების ფუნქციის შემდეგი გამოსახულება, რომელიც (3.9) განტოლებაში შედის:

$$H(x,t) = e^{-px} \delta(t-x/C_1) + h'(x/C_1 - x/C_2) \cdot e^{-sx-t} I[zh'm']/m' \quad (3.10)$$

სადაც,

$$C_1 = V_0 + \sqrt{gy_0} \quad (3.11)$$

$$C_2 = V_0 - \sqrt{gy_0} \quad (3.12)$$

$$F = V_0/\sqrt{gy_0} \quad (3.13)$$

$$p = S_0(2-F)/[2y_0(F^2+F)] \quad (3.14)$$

$$z = S_0V_0(2+F^2)/(2y_0F^2) \quad (3.15)$$

$$S = S_0/(2y_0) \quad (3.16)$$

$$h' = S_0V_0[(4-F^2)(1-F^2)]^{1/2}/(4y_0F^2) \quad (3.17)$$

$$m' = [(t-x/C_1)(t-x/C_2)]^{1/2} \quad (3.18)$$

I - არის პირველი რიგისა და პირველი გვარის ფუნქცია, ხოლო δ კი დელტა ფუნქცია. ეს მოდელი მოგვაგონებს ბაიამის მიერ შემუშავებულ დიფუზიის მოდელს, მაგრამ მისგან განსხვავებით ჰარლის მოდელი არ იძლევა წყალმოვარდნის ტალღის ჩაქრობის მომატებულ მონაცემებს. ამ მოდელის სიზუსტე ბევრად არის დამოკიდებული ერთეულოვანი ხარჯის მიღებულ მნიშვნელობაზე.

3.2. ჰიდროლოგიური მოდელები

მდინარის ჩამონადენის დარეგულირების უდიდესმა პროგრამებმა, რომლებიც მე-20 საუკუნის დასაწყისში გაჩნდნენ, საფუძველი დაუდო ჰიდროლოგიურ მოდელებს. ისინი დამყარებული არიან მასის შენახვის (3.1) განტოლებაზე, რომელიც შეიძლება გადაიწეროს შემდეგნაირად:

$$I - O = \Delta S / \Delta t \quad (3.19)$$

სადაც, ΔS - წყლის მოცულობის ცვალებადობა წყალსადინარის მოცემულ მონაკვეთში Δt დროის განმავლობაში. მიიღება, რომ წყლის მოცულობა S დაკავშირებულია ჩამონადენის შემავალ (I) და გამავალ (O) სიდიდეებთან, ე.ი.

$$S = K[XI + (I - X)O] \quad (3.20)$$

სადაც, K არის მოცულობითი მუდმივა, რომელსაც დროის განზომილება აქვს, X - წონითი კოეფიციენტი, იგი იცვლება $0 \leq X \leq 1$. ყველა ჰიდროლოგიური მოდელი გამოიყენება იმ შემთხვევაში, როდესაც ნაკადის სიღრმისა და ხარჯის ფარდობა ერთმნიშვნელოვანია. აქედან გამომდინარე ეს მოდელები არ ითვალისწინებენ უკუნაყადებს, რომელთაც ადგილი აქვს მოქცევის დროს, წყლის მნიშვნელოვან მიღებას გვერდითი შენაკადებიდან, კაშხლებიდან და ხიდებიდან. ჰიდროლოგიური მოდელების გამოყენება არარეკომენდირებულია, აგრეთვე იმ წყალსადინარებისათვის, რომელთა კალაპოტის დახრილობა (ქანობი) მცირეა, სადაც შესაძლებელია არსებობდეს ნაკადის სიღრმისა და ხარჯის ციკლური გრაფიკები. ჰიდროლოგიური მოდელების უმრავლესობა გამოიყენება მხოლოდ იმ შემთხვევაში, როდესაც არსებობს ფაქტიური ჰიდროგრაფები სათავე და ჩამკეტ კვეთებში. როდესაც ფაქტიური ჰიდროგრაფები გამოიყენება ჩამონადენის კოეფიციენტების საანგარიშოდ, წყალმოვარდნის ტალღის კონფიგურაციის ცვალებადობა არ ითვალისწინება, ე.ი. მიღებული ჩამონადენის კოეფიციენტები გამოხატევენ წყალმოვარდნის ტალღის გასაშუალებულ ფორმას. საერთოდ ჰიდროლოგიური მოდელები შეიცავენ ორ საანგარიშო პარამეტრს, პირველი ეხება წყალმოვარდნის ტალღის გავრცელების სიჩქარეს, ხოლო მეორე ტალღის ჩაქრობის ხასიათს.

ჩამონადენის მოცულობითი მოდელები. ამ მოდელებში არის ერთი დაშვება, X პარამეტრი, რომელიც შედის (3.20) განტოლებაში ტოლია ნულის, ე.ი. (3.19) განტოლებას გადავწერთ საშუალოარითმეტიკულ სასრულ სხვაობათა სახით, მივიღებთ ჩამონადენის მოცულობით მოდელს:

$$\frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{O_1 + O_2}{2} = \frac{S_2 - S_1}{\Delta t} \quad (3.21)$$

(3.21) განტოლება შეიძლება გადაიწეროს შემდეგი სახითაც:

$$\frac{2S_2}{\Delta t} + O_2 = I_1 + I_2 + \frac{2S_1}{\Delta t} - O_1 \quad (3.22)$$

ეს განტოლება იხსნება მარცხენა წევრის მიმართ, რადგანაც O_1 და S_1 სიდიდეები, ცნობილია $t = 0$ დროის მომენტისათვის. წყალსადინარის გარკვეული მონაკვეთის ჩამკეტ კვეთში წყლის ხარჯი შეიძლება განისაზღვროს დამოკიდებულებით $S_2 = f(O)$, რომელიც მიიღება სატავე და ჩამკეტი კვეთების ჰიდროგრაფების ანალიზით.

მასკინგამის მოდელი. თუ (3.20) განტოლებას K და X სიდიდეების არანულოვანი მნიშვნელობებით, გამოვიყენებთ წყლის მოცულობის აღსაწერად და ჩავსვათ მას (3.21) განტოლებაში, მივიღებთ ხარჯის O საანგარიშო გამოსახულებას:

$$O_2 = C_1 I_1 + C_2 I_1 + C_3 I_1 + C_4 \quad (3.23)$$

სადაც,

$$C_0 = K - KX + \Delta t/2 \quad (3.24)$$

$$C_1 = -(KX - \Delta t/2)/C_0 \quad (3.25)$$

$$C_2 = (KX + \Delta t/2)/C_0 \quad (3.26)$$

$$C_3 = (K - KX - \Delta t/2)/C_0 \quad (3.27)$$

$$C_4 = 0.5(q_1 + q_2)\Delta x \cdot \Delta t/C_0 \quad (3.28)$$

მასკინგამის ჩამონადენის მოდელი პირველად აღწერილ იქნა შრომაში. იგი გამოიხატება (3.23) განტოლებით, რომელშიც დამატებულია წევრები, რომლებიც ითვალისწინებს გვერდითი q შენაკადის ეფექტს კალაპოტის Δx სიგრძეზე. K და X პარამეტრები განისაზღვრებიან სათავე და ჩამკეტი კვეთების ჰიდროგრაფების ანალიზის შედეგად. ჰიდროგრაფების ანალიზისას გამოიყენება: 1. უმცირეს კვადრატთა მეთოდი ან მისი შესაბამისი გრაფიკული მეთოდი; 2. მომენტთა მეთოდი; 3. დაგროვილ სხვაობათა მეთოდი; 4. პირდაპირი ოპტიმიზაციის მეთოდი. მასკინგამის და მისი მოდიფიკაციის მეთოდი აღწერილია უამრავ შრომებში.

მასკინგამ-კუნგას მოდელი. მასკინგამის მოდელი მნიშვნელოვნად გააუმჯობესა კუნგმა. ეფუძნებოდა რა ნაკადის სიღრმისა და ხარჯის ერთმნიშვნელოვან დამოკიდებულებას და ტალღის კლასიკურ კინემატიკურ განტოლებას, აგრეთვე მიახლოებით ოთხ წერტილიან სასრულ სხვაობათა არაცხად სქემას, გამოიყვანა შემდეგი სახის განტოლება:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (3.29)$$

პრინციპში (3.29) განტოლება იგივეა, რაც (3.23). ოღონდ K და X სიდიდეები განისაზღვრებიან შემდეგი გამოსახულებებით:

$$K = \Delta x/C \quad (3.30)$$

$$X = 0.5[1 - q_0/(CS_0 \Delta x)] \quad (3.31)$$

სადაც,

$$C = \partial Q/\partial A \quad (3.32)$$

აქ C კინემატიკური ტალღის გავრცელების სიჩქარეა, რომელიც შეესაბამება ერთეულოვან ხარჯს q'_0 ; Δx - ნაკადის მონაკვეთის სიგრძეა; S_0 - კალაპოტის ქანობი.

(3.32) განტოლება შეიძლება ჩავწეროთ სხვა სახითაც:

$$C = 1.27\beta S_0^{0.3} / (q_0^{0.4} n^{0.6}) \quad (3.33)$$

სადაც,

$$\beta = 5/3 - 2/3 \frac{A_0}{B_0^2} dB/dy \quad (3.34)$$

აქ A_0 განივი კვეთის ფართობია, რომელიც შეესაბამება საერთო საშუალო ხარჯს Q_0 , B_0 - კალაპოტის სიგანე, რომელიც ასევე შეესაბამება Q_0 , y - ნაკადის სიღრმე. (3.34) ფორმულის თანახმად განივი კვეთის ფორმის მიხედვით β სიდიდე იცვლება $1 < \beta \leq 5/3$ დიაპაზონში. შესაბამისი დროის (Δt) ბიჯის შერჩევა ხდება შემდეგი

დამოკიდებულებით: $\Delta t = T_v/M$, აქ T_v არის წყლის ხარჯის მატება სათავე კვეთში, M კი რაღაც მთელი რიცხვია, რომელიც ვარირებს 5 და 20-ს შორის ჰიდროგრაფის ცვალებადობის ხარისხის მიხედვით. ამოხსნის სიზუსტე დამოკიდებულია სივრცეში $\Delta x'$ -ის ბიჯის შერჩევაზე. ამ პარამეტრის მნიშვნელობა დაკავშირებულია Δt -ზე და შემოსაზღვრულია შემდეგი უტოლობით:

$$\Delta x \leq 0.5 [C\Delta t + q_0 / (CS)] \quad (3.35)$$

მართალია, მასკინგამ-კუნგას მოდელში შემავალი ჩამონადენის კოეფიციენტების განსაზღვრა არ მოითხოვს სათავე და ჩამკეტი კვეთის ფაქტიურ ჰიდროგრაფებს, რომლებიც აუცილებელია მასკინგის მოდელისათვის, მაგრამ საუკეთესო შედეგები მიიღება როცა წყალმოვარდნის ტალღის გავრცელების სიჩქარე C განისაზღვრება ჩამონადენზე ფაქტიური დაკვირვებული მონაცემების საფუძველზე.

ბოლო წლებში მასკინგამ-კუნგას მოდელმა დიდი ინტერესი გამოიწვია, როგორც საკმაოდ უნივერსალურმა და ამავე დროს ძალიან მარტივმა მოდელმა. კოუსისის, პონსის და ევევიჩის მიერ მოხდა მასკინგამ-კუნგას მოდელის გაუმჯობესება, მათ მოდელში ჩართეს ცვლადი C და B პარამეტრები, რომლებიც აღწერენ წყლის ხარჯის ცვალებადობის დროში.

კალინინ-მილიუკოვის მოდელი. მასკინგამის მოდელის ერთ-ერთ მოდიფიკაციას წარმოადგენს კალინინ-მილიუკოვის მოდელი. ეს მოდელი გამოიხატება შემდეგი სახით:

$$O_2 = O_1 + (I_1 - O_1)K_1 + (I_2 - I_1)K_2 \quad (3.36)$$

სადაც,

$$K_1 = 1 - e^{-C\Delta t/\Delta x} \quad (3.37)$$

$$K_2 = 1 - K_1 \Delta x / (C\Delta t) \quad (3.38)$$

$$\Delta x = O/S_0 (\Delta y/\Delta O) \quad (3.39)$$

აქ $\Delta y/\Delta O$ არის ნაკადის სიღრმესთან წყლის ხარჯის დამოკიდებულების გრაფიკის დახრილობის კუთხე. (3.36) განტოლება იდენტურია მასკინგამის მოდელისა თუ მასში შევცვლით: $K = \Delta x/C$ და $x = 0$.

მასკინგამის მოდელს კიდევ ერთ მოდიფიკაციას წარმოადგენს ჩამონადენის *SSARR* მოდელი, რომელიც როგორც მელეერმა და კუნგმა აჩვენეს, ანალოგიურია მასკინგამის მოდელის $x = 0$ პირობისათვის.

კიდევ ერთ ჩამონადენის მოცულობით ჰიდროლოგიურ მოდელს წარმოადგენს *Lag and K* მოდელი. ამ მოდელის მიხედვით, პირველ რიგში იანგარიშება ზედა კვეთიდან წყლის მოცულობის დაგვიანება, ხოლო შემდეგ $S_2 - S_1 = K(O_2 - O_1)$ ფრადობა ჩაისმება (3.21) განტოლებაში, რომელიც გადაიწერება O_2 -ის მიმართ. O_2 ხარჯი განისაზღვრება t_2 დროის მომენტში ე.ი.

$$O_2 = [I_1 + I_2 - O_1(1 - 2K/\Delta t)] / (1 + 2K/\Delta t) \quad (3.40)$$

ჩამონადენის დაგვიანების ხარისხი და K პარამეტრი მიიღებიან როგორც მუდმივი სიდიდეები ან მოცემულნი როგორც შემონადენისა და განადენის ფუნქციები.

3.3. გამარტივებული ჰიდრაულიკური მოდელები

იმის და მიხედვით, თუ რომელი წევრები რჩებიან (3.2) განტოლებაში, არჩევენ: კინემატიკურ, დიფუზიურ და კვაზისტაციონალურ მოდელებს. არც თუ ისე დიდი ხნის წინ გაჩნდა პონსის თანაავტორებთან შრომა, რომელშიც განხილულია კინემატიკური და დიფუზიური მოდელების გამოყენების დიაპაზონი, ამ მიზნისათვის პონსმა გამოიყენა სენტ-ვენანტის განტოლების სასრულ დაბოლოებათა მდგრადი ფორმის წრფივი ანალიზის მეთოდი. პონსი თანაავტორებთან ერთად წყალდიდობის ტალღის გავრცელების სიჩქარისა და ჩაქრობის კოეფიციენტების შედარების შემდეგ მივიდნენ იმ დასკვნამდე, რომ ამ მოდელების გამოყენების დიაპაზონი განისაზღვრება კალაპოტის ქანობით და ტალღის ფორმით. კინემატიკური მოდელები გამოიყენება ზედაპირული ჩამონადენის საანგარიშოდ, როცა ფერდობის ქანობი ან მდინარის კალაპოტის ქანობი დიდია, ხოლო წყალდიდობის დონის აწევა საკმაოდ მცირე. დიფუზიურ მოდელებს გაცილებით უფრო ფართო გამოყენების დიაპაზონი აქვთ. მათი საშუალებით შესაძლებელია მდინარის ჩამონადენის სცენარის გათამაშება ნაკლებ ქანობიანი კალაპოტებისათვის. მიუხედავად ამისა, რეალობაში არსებობს უამრავი სიტუაციები, როცა მცირე ქანობი და წყალდიდობის ტალღის ფორმა არ იძლევა საშუალებას იმისა, რომ ისინი აპროქსიმირებულ იქნან კინემატიკური ან დიფუზიური მოდელებით. ასეთი შემთხვევები აუცილებლად უნდა აღიწერონ სენტ-ვენანტის რეალური განტოლებებით.

კინემატიკური მოდელი. კინემატიკური მოდელებისადმი ინტერესი გაჩნდა ლაიხტილისა და უიტემის ნაშრომის შემდეგ. ამ ნაშრომის შემდეგ შემოთავაზებულ იქნა უამრავი კინემატიკური მოდელი, რომელთაც ჰქონდათ ერთი საერთო, ისინი (3.2) განტოლებას ამარტივებდნენ და წერდნენ შემდეგი სახით:

$$S_f - S_0 = 0 \quad (3.41)$$

სადაც, $\partial h / \partial x = \partial y / \partial x - S_0$. (3.41) განტოლება აღნიშნავს, რომ სითხის დაუმყარებელი მოძრაობის მომენტი ტოლია ერთგვაროვანი დამყარებული მოძრაობის მომენტისა. ერთგვაროვანი დამყარებული მოძრაობის მომენტი გამოისახება შეზის, მანინგის ან სხვა ანალოგიური გამოსახულებით, რომელშიც ხარჯი წარმოადგენს ნაკადის სიღრმის ერთმნიშვნელოვანი ფუნქციის, ე.ი. $\partial A / \partial Q = \partial A / \partial y = 1/C$, სადაც Q არის წყლის ხარჯი, C - კინემატიკური ტალღის სიჩქარე, რომელიც განისაზღვრება (3.31) ან (3.32) განტოლებებით. ამასთან, რადგანაც

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial A}{\partial Q} \frac{\partial Q}{\partial t} \quad (3.42)$$

და $Q = AV$, (3.1) განტოლება შეიძლება ჩავწეროთ კლასიკური კინემატიკური განტოლების სახით:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (3.43)$$

(3.43) განტოლება შეიძლება ამოვხსნათ სასრულ-სხვაობათა როგორც ცხადი ისე არაცხადი სქემით. ამასთან უკანასკნელი იძლევა გაცილებით დიდ ეფექტს მდინარის ჩამონადენის ამოცანებისათვის. კინემატიკური ტალღის მოდელების გამოყენება შესაძლებელია მაშინ, როდესაც არსებობს ერთმნიშვნელოვანი დამოკიდებულება ნაკადის სიღრმესა და ხარჯს შორის, ხოლო უკუდინებები, რომელსაც შეიძლება ადგილი ჰქონდეს მიჩნეულა არამნიშვნელოვანად, როდესაც კინემატიკური მოდელების

თანახმად წყლის ნაკადს უნდა ჰქონდეს მხოლოდ ერთი მიმართულება ზევიდან ქვევით. ძირითად კინემატიკური ტალღის მოდელებს იყენებენ წვიმის შედეგად წარმოქმნილი ზედაპირული (ფერდობული) ჩამონადენის ამოცანების ამოსახსნელად. აგრეთვე უნდა ავლნიშნოთ, რომ კინემატიკური ტალღის მოდელი ჩანართის სახით გამოყენება წყალშემკრები აუზის MIT მოდელისა და Hydrocomp მოდელში.

დიფუზიური მოდელი. იგი წარმოადგენს გამარტივებული ჰიდრავლიკური მოდელის სახესხვაობას. დიფუზიური მოდელი ცნობილია აგრეთვე სისტემის ნულოვანი ინერციის მოდელის სახელითაც, რადგანაც (3.2) განტოლების პირველი ორი ინერტული წევრი ითვლება არამნიშვნელოვნად. აქედან გამომდინარე დიფუზიურ მოდელში (3.2) განტოლება იღებს შემდეგ სახეს:

$$S_f + \partial h / \partial x = 0 \quad (3.44)$$

(3.44) განტოლება შეიძლება გამოვსახოთ კალაპოტის გამტარუნარიანობის K_c კოეფიციენტით, რომელიც ნაკადის სიღრმის h ერთმნიშვნელოვან ფუნქციას წარმოადგენს, ე.ი.

$$Q = -K_c (h_x / |h_x|) |h_x| \quad (3.45)$$

სადაც, $h_x = \partial h / \partial x$. (3.45) განტოლება გამოიყენება სწორი ნაკადებისათვის მდინარის ზემო წელში. ხადლერისა და არმაკოსტინის მიერ გამოყენებულ იქნა სასრულ სხვაობათა ცხადი სქემა, რომელიც შემუშავებულია ამერიკელი მეცნიერების მიერ სპეციალურად დიფუზიური მოდელებისათვის. რიცხვითი სქემის მდგრადობისათვის, ეს მოდელი საჭიროებს დროის პატარა ბიჯებს, რომელიც მოცემულია შემდეგი პირობით:

$$\Delta t = BS_0^{1/2} \Delta x^2 / (K_c + S_0 \Delta x \Delta K_c / \Delta h) \quad (3.46)$$

სადაც, B არის კალაპოტის სიგანე წყლის ზედაპირის გასწვრივ. ტალღის არაწრფივი დიფუზიური მოდელი გაცილებით მოდიფიცირებულია, ვიდრე კინემატიკური მოდელი, რადგანაც (3.44) განტოლებაში შედის $(\partial h / \partial x)$ წევრი, რომელიც შეესაბამება წყლის ზედაპირის ქანობს. სწორედ ამ წევრის საშუალებით, დიფუზიურ მოდელში, ხდება წყალმოვარდნის ტალღის ჩაქრობის აღწერა. ამას გარდა მისი საშუალებით შესაძლებელია სასაზღვრო პირობების დადგენა წყალსადინარის მონაკვეთის ქვემო საზღვარზე, რომლის საშუალებითაც შესაძლებელია უკუდინების ეფექტების გათვალისწინება. რადგანაც დიფუზიურ მოდელში არ არის გათვალისწინებულ (3.2) განტოლების ინერციული წევრები, ამიტომ იგი გამოიყენება იმ შემთხვევებისათვის, როდესაც ტალღის აწევის სიჩქარე მცირეა და კალაპოტის გეომეტრია კი მარტივი. (3.44) და (3.1) განტოლებების ამოხსნის სასრულ სხვაობათა მეთოდში ინერციული წევრების ჩართვის შედეგად მიიღება ტალღის დინამიური მოდელი, რომელსაც უპირატესობა აქვს დიფუზიურ მოდელთან, რადგანაც მისი გამოყენების დიაპაზონი გაცილებით ფართოა.

კვაზისტაციონალური მოდელი. გამარტივებული ჰიდრავლიკური მოდელების მესამე სახესხვაობა კვაზისტაციონალური მოდელი, რომელიც დადუმებულია (3.1) და (3.2) განტოლებებზე და მათში შემავალი ყველა წევრებით, გარდა $\partial V / \partial t$ -ი. (3.1) და (3.2) განტოლებების ასეთი გამარტივება იწვევს გაანგარიშების შედეგების საკმაოდ დიდ გადახრებს რეალურისგან, ამიტომ მისი გამოყენება არა რეკომენდირებულია.

3.4. სრული ჰიდრავლიკური მოდელები

როდესაც შესაძლებელი გახადა სენტ-ვენანტის განტოლებების გამოყენება წყალმოვარდნის ჩამონადენის მოდელებისათვის, სწორედ ამ მომენტიდან გაჩნდა დინამიური ტალღის სრული ჰიდრავლიკური მოდელები. ისინი კლასიფიცირდებიან ამოხსნის მეთოდების მიხედვით ე.ი. ამოხსნის რომელი მეთოდი გამოიყენება: პირდაპირი თუ მახასიათებლების. პირდაპირი მეთოდებით სასრულ დაბოლოებათა პროქსიმირებული კერძო წარმოებულნი წევრები პირდაპირ ისმება (3.1) და (3.2) განტოლებებში, გაანგარიშების შედეგები მიიღება თითოეული ბიჯისათვის Δt დროში Δx მანძილზე, რომლითაც წყალსადინარი დინების მიმართულებით იყოფა. მახასიათებლების მეთოდი გულისხმობს (3.1) და (3.2) კერძო წარმოებულნი განტოლებების გარდაქმნის ოთხ ჩვეულებრივ დიფერენციალურ განტოლებებად, რომლებიც იხსნებიან სასრულ დაბოლოებათა მეთოდით. ტალღის დინამიური მოდელები სასრულ დაბოლოებათა ამოხსნის ამოხსნის მეთოდების მიხედვით იყოფიან ცხად და არაცხად მეთოდებათ. ამოხსნის ცხადი სქემა დიფერენციალურ განტოლებებს გარდაქმნის მარტივად ამოსახსნელ ალგებრულ განტოლებათა სისტემად, ხოლო არაცხადი სქემის დროს კი ალგებრული განტოლებები იხსნებიან ერთდროულად. ალგებრულ განტოლებათა სისტემა შეიძლება იყოს წრფივი და არაწრფივი. არაწრფივი სისტემის ამოხსნის დროს უნდა გამოყენებულ იქნას იტერაციული მეთოდი.

მახასიათებლების მეთოდზე დაფუძნებული მოდელები. უმრავლეს შემთხვევაში ეს მოდელები დაფუძნებულია მახასიათებლების მეთოდზე, კერძოდ კი გაანგარიშების ცხად სქემაზე. არსებობს კვლევები, რომლებშიც გამოიყენება გაანგარიშების არაცხადი სქემებიც. უნდა აღინიშნოს, რომ მოდელებს, რომლებიც იყენებენ მახასიათებლების მეთოდს აქვთ მრუდწირულ ან სწორკუთხა საანგარიშო ზადე $(x-t)$ ამოხსნის არეში. არასწორი გეომეტრიის მქონე ბუნებრივი წყალსადინარების მოდელირებისათვის ცხადი საანგარიშო სქემების გამოყენება არაპრაქტიკულია. წყალსადინარების მოდელების არაცხადი მეთოდი, რომელიც ხარტრის მეთოდის სახელით არის ცნობილი ითხოს ინტერპოლაციური დამოკიდებულების ჩართვის გაანგარიშების სასრულ დაბოლოებათა სქემაში. ეს შეზღუდვები გარკვეულ წინააღმდეგობას უწევენ მოდელებს, რომლების აგებული არიან მახასიათებლების მეთოდზე წყალმოვარდნის ტალღის საანგარიშოდ. მიუხედავად ამისა ეს მოდელები წყალსადინარებისათვის, რომელთაც პრიზმის ფორმა აქვთ, დაფუძნებულნი არიან შემდეგ ოთხ დიფერენციალურ განტოლებებზე:

$$dx/dt - V - \sqrt{g A/B} = 0 \quad (3.47)$$

$$dV/dt + \sqrt{g B/A} dy/dt + g(S_f - S_0) - q(V - V_x)/A - \sqrt{g B/A} q/B = 0 \quad (3.48)$$

$$dx/dt - V + \sqrt{g A/B} = 0 \quad (3.49)$$

$$dV/dt - \sqrt{g B/A} dy/dt + g(S_f - S_0) + q(V - V_x)/A + \sqrt{g B/A} q/B = 0 \quad (3.50)$$

(3.44)-(3.50) განტოლებები ანალოგიურია სენტ-ვენანტის კერძო წარმოებულისა (3.1) და (3.2) განტოლებების. განსხვავება მხოლოდ იმაშია, რომ (3.47-3.50) განტოლებები შეიცავენ გვერდით შენაკადს q -ს. ამ განტოლებებში V_x - გვერდითი შენაკადის სიჩქარეა, A - განივი კვეთის ფართობი, B - კალაპოტის სიგანე წყლის თავისუფალი ზედაპირის მიმართ და y ნაკადის სიღრმე.

მოდელები, რომლებიც დაფუძნებული არიან გაანგარიშების ცხად სქემაზე. გაანგარიშების ცხადი სასრულ სხვაობათა სქემის მიხედვით, სენტ-ვენანტის განტოლებათა ამოხსნა ხდება თანმიმდევრული მოძრაობით წერტილიდან წერტილამდე დროის ერთი მომენტისათვის $(x-t)$ საანგარიშო არეში მანამდე, სანამ არ იქნება მიღებული უცნობი სიდიდეების შეფასებები, რომლებიც დაკავშირებული არიან დროის ამ მომენტისათვის. ამის შემდეგ იძებნება ამონახსნები დროის შემდეგი მომენტისათვის. ცხადია, სქემის მიხედვით, როგორც წარმოებულნი, ისე უწარმოებული წევრები იანგარიშება დროის იმ მომენტისათვის, რომლის დროსაც ცნობილია ყველა ცვლადის მნიშვნელობები. უცნობი სიდიდეები შეიცავენ დროით წარმოებულ წევრებს. მაშასადამე, ცხადი საანგარიშო სქემის მიხედვით ყველა საანგარიშო წერტილში სენტ-ვენანტის ორი განტოლების მაგივრად მიიღება ორი წრფივი ალგებრული განტოლებები, რომლებიც იხსნებიან პირდაპირი (ცხადი) მეთოდებით.

ამჟამად ცხადი სქემით შემუშავებულია ჩამონადენის მოდელირების უამრავი მეთოდები, რომლებშიც გამოყენებულია სასრულ სხვაობათა ცხადი სქემების ნაირსახეობები, მაგალითად სტოუკერის სქემა, დიფუზიური სქემა და ცვლადი მიმართულებების რიცხვითი მეთოდები.

(3.1) და (3.2) განტოლებების ანალოგი განტოლებების ამოხსნისათვის სასრულ-სხვაობათ სქემით, საჭიროა მათი წარმოდგენა შემდეგი სახით:

$$A \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial A}{\partial x} + B_r \frac{\partial y}{\partial t} - q = 0 \quad (3.51)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \left(\frac{\partial y}{\partial x} - S_0 + S_f \right) + \frac{(V - V_x)q}{A} = 0 \quad (3.52)$$

სადაც, B_r - არის კალაპოტის სიგანე, როგორც აქტიური ისე პასიური კვეთებისათვის; პასიურ კვეთად მიიღება ხეობის ის ნაწილი კალპოტის იქით, რომელიც წყალმოვარდნის დროს წყლით იფარება. ამას გარდა (3.51) და (3.52) განტოლებები შეიცავენ გვერდით შენაკადს (q).

ცხად საანგარიშო სქემებს აქვთ გარკვეული შეზღუდვები საანგარიშო დროის დროებითი ბიჯის (Δt) სიდიდესთან დაკავშირებით. ის უნდა შეირჩეს ისე, რომ უზრუნველყოს რიცხვითი ამონახსნების მდგრადობა. სტოუკერის სქემაში მაქსიმალურად დასაშვები დროის ბიჯი (Δt) მიიღება შემდეგი უტოლობით:

$$\Delta t = \Delta x \left[V + \sqrt{g A/B + gn^2 |V|} \Delta x / \left(C_1 R^{4/3} \right) \right] \quad (3.53)$$

სადაც, n - არის მანინგის კოეფიციენტი, $C_1=1.0$ თუ გამოიყენება ერთეულების მეტრული სისტემა და $C_1=2.21$ თუ გამოიყენება ერთეულების ინგლისური სისტემა, R - ჰიდრაულიკური რადიუსი. (3.53) უტოლობის მნიშვნელის პირველი ორი წევრი ცხადი სქემების მდგრადობის კიურეს ცნობილი პირობაა. ნაკადის მოდელირებისას არ გაითვალისწინება ხახუნი. (3.53) ტოლობის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ნაკადის საშუალო სიღრმის გაზრდასთან ერთად მნიშვნელოვნად მცირდება საანგარიშო დროის ბიჯი. აქედან გამომდინარე დიდ მდინარეებზე წყალდიდობის ჩამონადენის მოდელირებისას რიცხვითი ამონახსნების მდგრადობის უზრუნველსაყოფად ხშირად საჭიროა დროის ბიჯი ავთვალთ რამოდენიმე წუთი, ზოგჯერ რამოდენიმე წამიც. დროის ასეთი ბიჯები არაეფექტურს ხდის ცხადი საანგარიშო სქემების გამოყენებას. ამის გარდა ეს სქემები

მოითხოვს ნაკადის სიგრძის მიხედვით თანაბარ ბიჯებს (Δx), რაც კიდევ უფრო ამძიმებს ცხადი სქემის ნაკლოვანებებს.

მოდელები, რომლებიც დაფუძნებული არიან არაცხად მეთოდებზე. სასრულ სხვაობათა არაცხადი სქემის მიხედვით, სენტ-ვენანტის განტოლებების ამონახსნები მოიძებნებიან თანდათანობითი მოძრაობით. დროის ერთი მომენტიდან მეორემდე ერთდროულად საანგარიშო არის x ღერძის ყველა წერტილისათვის. მაშასადამე, არაცხად სქემებში სენტ-ვენანტის განტოლებათა სასრულ სხვაობათა ანალოგები ერთდროულად ჩაიწერებიან N კვადრატებისათვის, მიიღება $2N$ ალგებრულ განტოლებათა სისტემა, რომელიც შეიძლება იყოს წრფივიც და არაწრფივიც იმის და მიხედვით, თუ როგორ აპროქსიმირდებიან განტოლების არაწარმოებული წევრები.

არაწრფივი არაცხადი მეთოდები დაფუძნებულია სენტ-ვენანტის განტოლებების კონსერვატულ ფორმაზე, რომლებიც შეიცავენ გვერდით შენაკადს q -ს და ხეობის ფართობს, რომელიც წყალდიდობისას იტბორება A_0 . დამოუკიდებელ ცვლადებად გვევლინება წყლის ხარჯი Q და წყლის დონის ნიშნულები. ასეთი სახით ჩაწერილ განტოლებებს შემდეგი სახე აქვთ:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial(A + A_0)}{\partial t} - q = 0 \quad (3.54)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} + gA \left(\frac{\partial h}{\partial x} + S_f \right) + L = 0 \quad (3.55)$$

სადაც, $L = -qV_x$ გვერდითი შენაკადისათვის, $L = -qQ/A$ გვერდითი წყალგაცემისათვის.

(3.54) და (3.55) განტოლებების, გამოსახული სასრულ სხვაობათა სახით, დადებითი მხარეა ის, რომ ისინი ზუსტად აღწერენ წყალდიდობების ტალღას, რომელიც ვრცელდება წყალსადინარში, რომლის განივი კვეთის ფორმა განსხვავდება პრიზმისაგან.

წრფივი არაცხადი მეთოდები ხშირად დაფუძნებულია (3.54) და (3.55) განტოლებების ანალოგურ შემდეგ განტოლებებზე:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + B_T \frac{\partial y}{\partial t} - q = 0 \quad (3.56)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + 2 \frac{Q}{A} \frac{\partial Q}{\partial x} - \frac{Q^2}{A^2} \left[B \frac{\partial y}{\partial x} + \left(\frac{\partial A}{\partial x} \right) \right] + gA \left(\frac{\partial y}{\partial x} - S_0 + S_f \right) + L = 0 \quad (3.57)$$

სადაც, B_T - ხეობის საერთო სიგანეა; $(\partial A / \partial x)$ - A ცვალებადობა x ღერძის მიმართ ნაკადის ფიქსირებული სიღრმის (y) დროს, S_f - არაწრფივი წევრი, იმლება ტეილორის მწკრივად. რის შედეგადაც წრფივდება, ე.ი.

$$S_f^{t+\Delta t} = S_f + (\partial S_f / \partial Q)(Q^{t+\Delta t} - Q^t) + (\partial S_f / \partial y)(y^{t+\Delta t} - y^t) \quad (3.58)$$

აქ t და $t + \Delta t$ ინდექსები გვიჩვენებს, დროს რა მომენტში ხდება განტოლების მოცემული წევრის გაანგარიშება.

არაცხადი სქემები, როგორც წესი ოთხ წერტილებიანია, ე.ი. მასისა და მომენტთა შენახვის განტოლებები ნაკადისათვის იწერება ორი მეზობელი კვეთისათვის. ოთხწერტილიან სქემას წონითი კოეფიციენტებით გააჩნია საკმაო მოქნილობა x -ით წარმოებულნი და არაწარმოებულნი წევრების დათვლის დროს, დროს ორ მეზობელ მომენტს შორის საანგარიშო $(x-t)$ არეში. დროის ბიჯის მდგრადობის

უზრუნველყოფისათვის წონითი კოეფიციენტი ტოლი ან მეტი უნდა იყოს 1/2-ზე. საანგარიშო სქემის სიზუსტე მცირდება როცა წონითი კოეფიციენტი ერთს უახლოვდება. ე.ი. მაშინ, როდესაც განტოლებათა წევრები მთლიანად განისაზღვრებიან შემდეგი დროის კვეთში. ნაშრომებში შემოთავაზებულია ექვსწერტილიანი გაანგარიშების სქემები, მაგრამ მათი უარყოფითი მხარეა ის, რომ იგი ითხოვს თანაბარ ბიჯებს (Δx) x მიმართულებით, ამასთან ექვსწერტილიან სქემებში გაცილებით რთულია სასაზღვრო პირობების დადგენა, ვიდრე ოთხწერტილიან სქემებში.

მოდელები, რომლებიც დაფუძნებულია სასრულ ელემენტთა მეთოდზე. სენტ-ვენანტის განტოლებათა ამოსახსნელად იყენებენ სასრულ ელემენტთა მეთოდსაც [28]. მართალია გაანგარიშების ეს მეთოდი ფართოდ გამოიყენება ორგანოზომილებიანი არასტაციონალური ნაკადებისათვის, მაგრამ არფრით არ ფლობს რაიმე უპირატესობას ოთხწერტილიან არაცხად სქემაზე. პირიქით, მისი მათემატიკური საფუძველი გაცილებით რთულია, ვიდრე ოთხწერტილიანი სქემისა.

3.5. 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 გამდნარი წყლით ასაზრდოებს. ნაწილი ატმოსფერული ნალექებისა ნიადაგ-გროუნტში იჟონება და წარმოშობს მიწისქვეშა წყლებს, რომლებიც დედამიწის ზედაპირზე წყაროების სახით გამოდის და მდინარეებს ასაზრდოებს. მკაცრ ზამთარში მოსული თოვლი წლის თბილ პერიოდში ვერ ასწრებს გადნობას და გროვდება მარადი თოვლის სახით, რის შედეგად წარმოიშობა მაღალი მთის მყინვარები. მარადი თოვლისა და მყინვარების მდნარი წყალიც მონაწილეობს მდინარეთა საზრდოობაში. ამრიგად, გამოიყოფა მდინარეთა საზრდოობის ოთხი ტიპი: წვიმის, თოვლის, მყინვარისა და მიწისქვეშა წყლების.

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

იმ რეგიონების მდინარეები, სადაც გავრცელებულია თბილი კლიმატი, ძირითადად, წვიმის წყლებით საზრდოობენ. ამაზონის, განგისა და ბრაჰმაპუტრას, მეკონგის ჩამონადენი ფორმირდება წვიმის წყლებით. გლობალურ მასშტაბში მდინარეთა ამ ტიპის საზრდოობა წარმოადგენს ძირითადს. მნიშვნელობით მეორეა მდინარეთა თოვლის წყლებით საზრდოობა. მისი როლი ძალზედ დიდია იმ რეგიონების მდინარეებში, სადაც ზომიერი კლიმატური პირობებია. მნიშვნელობით მესამეა მიწისქვეშა წყლებით საზრდოობა. სწორედ მიწისქვეშა წყლებით საზრდოობა განაპირობებს ჩამონადენის უწყვეტობას წლის განმავლობაში. თავისი მნიშვნელობით, ბოლო მეოთხე ადგილზეა მდინარეთა მყინვარული წყლებით საზრდოობა, მასზე მოდის დედამიწის მდინარეთა ჩამონადენის მხოლოდ 1%.

წვიმის წყლებით საზრდოობა. წვიმა ხასიათდება მოსული ნალექების ფენის სიმადლით, ხანგრძლივობით, ინტენსივობით და გავრცელების ფართობით. სწორედ ამ

ფაქტორების გავლენით ფორმირდება მდინარის ჩამონადენი და მატულობს მიწისქვეშა წყლები. რაც უფრო დიდია წვიმის ინტენსივობა, ხანგრძლივობა, გავრცელების ფართობი და წვიმის გავრცელების ფართობის შეფარდება მდინარის აუზის ფართობთან, მით უფრო დიდია წყალმოვარდნის ტალღა. სწორედ ამ მიზეზებით პატარა და საშუალო მდინარეებში წარმოიქმნება კატასტროფული წყალმოვარდნის ტალღები. მიწისქვეშა წყლების მოცულობა იზრდება ხანგრძლივი წვიმების დროს. როდესაც წვიმის დროს ჰაერის ტენიანობა მცირეა და ნიადაგი მშრალი, ამ დროს ატმოსფერული ნალექების დანახარჯები, ძირითადად, მოდის აორთქლებაზე და ინფილტრაციაზე, ამიტომ ზედაპირული ჩამონადენის სიდიდე უმნიშვნელოა. პირიქით,

როცა წვიმა მოდის ტენიან ნიადაგზე და ჰაერის ტემპერატურა დაბალია, მაშინ ზედაპირული ჩამონადენის სიდიდე დიდია. აქედან გამომდინარე, შეგვიძლია ვთქვათ, რომ ერთი და იგივე წვიმა დამოკიდებული ჰაერის ტენიანობასა და ქვეფენილი ზედაპირის მდგომარეობაზე, ერთ შემთხვევაში შეიძლება იყოს ზედაპირული ჩამონადენის წარმომქმნელი, ხოლო მეორე შემთხვევაში კი არა.

თოვლის ნადნობი წყლებით საზრდოობა. თოვლის საფარში დაგროვილი წყალი ზომიერ განედებში მდინარეთა საზრდოობის ძირითადი წყაროა. თოვლი, დნობის დროს იძლევა სხვადასხვა მოცულობის წყალს, იგი დამოკიდებულია თოვლის საფარის სიმაღლესა და თოვლის სიმკვრივეზე. წყლის მარაგს თოვლის საფარში განსაზღვრავენ თოვლის საფარის აგეგმვით. თოვლის საფარში წყლის მარაგი დამოკიდებულია ზამთარში მოსულ ატმოსფერულ ნალექებზე. იგი თოვლის საფარში მდინარის აუზის ფართობზე არათანაბრად არის განაწილებული და დამოკიდებულია ადგილის სიმაღლეზე, ფერდობის ექსპოზიციაზე, რელიეფის ფორმაზე, მცენარეულ საფარზე და ა.შ.

თოვლის საფარში გამოყოფენ დნობისა და წყალგაცემის პროცესებს. თოვლის დნობა იწყება, როდესაც ჰაერის ტემპერატურები აღწევს დადებით მნიშვნელობებს და თოვლის ზედაპირზე დადებითი სითბური ბალანსია. თოვლის საფარიდან წყალგაცემა იწყება მოგვიანებით თოვლის დნობის შემდეგ, იგი დამოკიდებულია თოვლის ფიზიკურ თვისებებზე. თოვლის საფარიდან წყალგაცემის პროცესს თან სდევს ზედაპირული ჩამონადენი.

გაზაფხულის თოვლის დნობის სამ პერიოდს გამოყოფენ: 1. საწყისი პერიოდი (თოვლის საფარი მყარია, დნობა შენელებულია, წყალგაცემა პრაქტიკულად არ არის, ზედაპირული ჩამონადენი არ ფორმირდება); 2. თოვლის ძირითადი მასის ინტენსიური დნობის პერიოდი (იწყება ინტენსიური წყალგაცემა, სწრაფად იმატებს ზედაპირული ჩამონადენი); 3. თოვლის დნობის დასასრულის ფაზა (დარჩენილი თოვლის მარაგის დნობა). პირველ ფაზაში დნება თოვლის მარაგის დაახლოებით 30%, მეორე ფაზაში - 50%, ხოლო მესამეში - 20%. წყალგაცემა მაქსიმალურ მნიშვნელობას აღწევს მეორე ფაზის დროს.

ტერიტორიას, სადაც მოცემულ დროში მიმდინარეობს თოვლის დნობა, ერთდროული თოვლის დნობის ზონა ეწოდება. ეს ზონა შემოსაზღვრულია თოვლის დნობის ფრონტით (ხაზი, რომელიც ყოფს თოვლის დნობის ზონას, იმ მხარისაგან, სადაც თოვლის დნობა არ არის დაწყებული) და დნობის ზურგით (ხაზი, რომელიც ყოფს თოვლის დნობის ზონას იმ მხარისაგან, სადაც თოვლი უკვე დადნა). ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, გაზაფხულზე, ერთდროული თოვლის დნობის ზონა ვაკე ადგილებში

გადაადგილდება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ, მთებში კი ფერდობებზე ქვემოდან ზემოთ. თოვლის დნობის მნიშვნელოვანი მახასიათებელია მისი ინტენსივობა. იგი გაზაფხულის პერიოდში ჰაერის ტემპერატურის ცვალებადობით და ქვეფენილი ზედაპირის თავისებურებებით განისაზღვრება. გაზაფხულის წყალდიდობის წყლის მოცულობა განისაზღვრება თოვლის საფარში არსებული წყლის მთლიანი მოცულობით, ხოლო მდინარეში წყლის ხარჯის მატება და გაზაფხულის წყალდიდობის მაქსიმალური ხარჯები თოვლის დნობის ინტენსივობით და ნიადაგის ფილტრაციული თვისებებით. თოვლის დნობას და მისი როლის შეფასებას ჩამონადენის ფორმირებაში განსაზღვრავენ სხვადასხვა მეთოდებით.

მდინარეთა საზრდოობა მიწისქვეშა წყლებით. იგი განისაზღვრება მიწისქვეშა (გრუნტის) და მდინარეთა წყლების ურთიერთმოქმედების ხასიათით. რომლებიც, თავის მხრივ, დამოკიდებულნი არიან მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმზე და მდინარის მიმდებარე ტერიტორიის ჰიდროგეოლოგიურ პირობებზე. იმ შემთხვევაში, როდესაც არსებობს მუდმივი ჰიდრავლიკური კავშირი მდინარესა და მიწისქვეშა წყლებს შორის, მდინარეები საზრდოობს მიწისქვეშა წყლებით მთელი წლის განმავლობაში, გარდა იმ პერიოდისა, როდესაც წყალდიდობის პიკია.

მცინვარული საზრდოობა. ამ ტიპის საზრდოობა გააჩნია მდინარეებს, რომლებიც სათავეს იღებენ მაღალ მთებში მცინვარებიდან. მცინვარული საზრდოობის წილი მდინარის ჩამონადენში მით მეტია, რაც უფრო მეტი ფართობი უჭირავს მცინვარებს აუზში. მსოფლიოს მდინარეთა უმრავლესობას აქვს შერეული საზრდოობა.

მდინარეთა კლასიფიკაცია საზრდოობის წყაროების მიხედვით.

მდინარეთა საზრდოობაში კლიმატის როლი პირველად დაახასიათა ცნობილმა რუსმა კლიმატოლოგმა ა. ი. ვოიეიკოვამ [30, 31] 1884 წელს. მდინარეთა საზრდოობისა და კლიმატის დამოკიდებულების შესახებ მოგვცა მკაფიოდ ჩამოყალიბებული დებულება: „მდინარეები არსებითად კლიმატისა და მათი აუზების პროდუქტია“. მან შემოგვთავაზა დედამიწის მდინარეთა კლასიფიკაცია საზრდოობის წყაროების მიხედვით. ა. ი. ვოიეიკოვის კლასიფიკაცია ამავე დროს არის დედამიწის დარაიონება მდინარეთა საზრდოობის ხასიათის მიხედვით:

ტიპი A - მდინარეები, რომლებიც წყალს ღებულობენ ვაკეებიდან და 1000 მეტრამდე სიმაღლის მქონე მთებზე დაგროვილი თოვლის მდნარი წყლებიდან. მიახლოებით ამ ტიპს მიეკუთვნება ციმბირის ჩრდილო ნაწილისა და ჩრდილო ამერიკის ზოგიერთი მდინარე, სადაც თოვლის საფარი 8-10 თვის განმავლობაშია და მდინარეთა უმეტესი ნაწილი თოვლის მდნარი წყლებით საზრდოობს;

ტიპი B - მდინარეები, რომლებიც წყალს ღებულობენ მთაში დაგროვილი თოვლის დნობის შედეგად. მიახლოებით ასეთია შუა აზიის დასავლეთ მხარის მთიანი მასივის მდინარეები - სირდარია, ტამირი, ინდი ზემო წელის დინებაში. ქვემო წელის დინებაზე ამ მდინარეებს შემდინარეები არ აქვთ. ჰაერის ტემპერატურა ზაფხულის პერიოდში განაპირობებს რეგულარულ წყალდიდობას მდინარეებზე.

ტიპი C - მდინარეები, რომლებიც ძირითადად წვიმის წყლებით საზრდოობენ და წყალდიდობაც ზაფხულის პერიოდში ახასიათებთ. ამ ტიპს მიეკუთვნება ტროპიკული წვიმებითა და მუსონური წვიმებით საზრდოობის მდინარეები: ამაზონი, კონგო, ორინოკო, განგი, ბრაჰმაპუტრა. აზიაში აღმოსავლეთის მდინარეები - ამური და მისი შემდინარეების ნაწილი;

ტიპი D - მდინარეები, რომლებიც უმეტესად გაზაფხულზე საზრდოობენ თოვლის მდნარი წყლებითა და ზაფხულისა და შემოდგომის წვიმებით. ამ ტიპს მიეკუთვნება ევროპის ცენტრალური ნაწილის, დასავლეთ ციმბირის, ჩრდილოეთ ამერიკისა და სხვა მდინარეები;

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

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

ტიპი G - მდინარეები, რომელთაც მუდმივი დინება არა აქვთ მცირე ატმოსფერული ნალექების გამო. ასეთი ტიპის მდინარეებია სამხრეთ ამერიკაში და სამხრეთ აფრიკაში;

ტიპი H - მდინარეები, რომლებიც საზრდოობენ წვიმის წყლებით, მაგრამ წვიმის მოსვლა ძალიან მცირე პერიოდში ხდება. მდინარეებს წყალი აქვთ მხოლოდ წვიმების დროს, დანარჩენ პერიოდში კი ან შრება, ანდა ტბორებად იქცევა. ასეთი ტიპის მდინარეებია ყირიმის ჩრდილოეთ ნაწილში, მონღოლეთის ნაწილში, მდინარე მტკვრისა და არაქსის ქვემო დინების ველიან ნაწილში და სხვა;

ტიპი I - მდინარეები სრულებით არ არის, ხეობები დაფარულია თოვლითა და მყინვარებით ცივი კლიმატური პირობების გამო. აქ მდინარეებს ცვლის მყინვარები და მყინვარების ქვედა ნაკადები. ამ ტიპის მდინარეები გვხვდება გრელანდიაში.

უფრო სრულყოფილია მ. ი. ლოვიჩის [31] კლასიფიკაცია, რომლის მიხედვით ამა თუ იმ საზრდოობის წყაროების წილი მდინარეთა ჩამონადენში განისაზღვრება სამი გრადიენტით. თუ საზრდოობის ერთ-ერთი სახე იძლევა მდინარის წლიური ჩამონადენის 80%-ს, მაშინ ითვლება, რომ იგი განსაკუთრებული საზრდოობის წყაროა და სხვა სახის საზრდოობის წყაროები მხედველობაში არ მიიღება. თუ საზრდოობის წყაროზე მოდის მდინარის წლიური ჩამონადენის 50-80%, იგი ითვლება უპირატეს საზრდოობის წყაროდ (სხვა სახის საზრდოობის წყაროები მხედველობაში მიიღება თუ მათი წილი მდინარის წლიური ჩამონადენის 10%-ს შეადგენს). თუ მდინარეთა საზრდოობის არც ერთი წყარო არ იძლევა წლიური ჩამონადენის 50%-ზე მეტს, ითვლება რომ მდინარეთა საზრდოობა ასეთ შემთხვევაში შერეულია.

საქართველოს მდინარეების საზრდოობის წყაროების მიხედვით განაწილება მოცემულია ცხრილში 3.5-1 [32]:

ცხრილი 3.5-1

№	მდინარე	ჰ/კვეთი	წყალშემკრები აუზის ფართობი, კმ²	აუზის საშუალო სიმაღლე, მ	% -ში წლიდან				წლის ჩამონადენი, მლნ. მ³
					მიწისქვეშა	თოვლის	მყინვარის	წვიმის	
1	ფსოუ	ლესელიძე	420	1370	28.1	25.8		46.1	658
2	ბზიფი	რეზავეის ზემოთ	333	1990	24.5	44.7		30.8	805
3	ბზიფი	ჯირხვა	1430	1630	32.3	30.2		37.5	3040
4	გება	შესართავთან	418	1680	37.0	33.0		30.0	879
5	გუმისთა	აჩადრა	547	1090	28.7	22.7		48.6	913
6	დასავლეთ გუმისთა	სოხუმის ჰესი	241	1040	25.4	22.0		53.5	440

7	ადმოსავლეთ გუმისთა	კაშხლის ზემოთ	114	1590	31.9	26.4		41.7	256
8	ადმოსავლეთ გუმისთა	დერეკეი	174	1420	30.2	24.3		45.5	343
9	ცუმური	შესართავთან	41.4	1260	25.7	21.8		52.5	778
10	მაჭარა	მერხეული	76	490	16.9	7.00		76.1	111
11	კოდორი	ლათა	1420	1900	31.8	24.9	18.3	25.0	2730
12	კოდორი	განახლება	1990	1720	29.6	23.6	14.8	32.0	3880
13	გვანდრა	გვანდრა	204	2160	23.2	28.3	22.6	25.9	573
14	ჩხალთა	ჩხალთა	460	2070	25.0	26.6	14.0	34.4	1250
15	ჯიმპალი	ამტყელი	223	1350	31.3	16.3		52.4	423
16	ლალიბგა	ხუხუნა	243	1470	27.3	20.2		52.5	561
17	ოქუმი	გუდავა	244	560	21.1	6.70		72.2	415
18	ენგური	ლატალი (სვიმერი)	1000	2570	23.7	28.7	39.5	8.10	1415
19	ენგური	ლახამულა	1370	2520	23.6	27.4	33.0	16.0	1920
20	ენგური	დიზი	1620	2490	21.8	38.3	25.7	14.2	2250
21	ენგური	ჯვარი	3170	2220	30.0	32.0	21.0	17.0	4670
22	ენგური	დარჩელი	3660	2020	34.7	25.9	16.8	22.6	5300
23	მულხრა	ლატალი	435	2680	19.0	13.0	53.0	15.0	672
24	ნენსკრა	ლახამი	468	2270	26.2	40.2	19.3	14.3	959
25	ჯუმი	კიროვი	367	250	15.0	4.00		81.0	356
26	ჩხოლუმი	ზუგდიდი	67.5	250	15.0	4.00		81.0	70.9
27	ხობი	ლეგახარე	308	1650	30.2	26.4		43.4	703
28	ხობი	ხორგა	1070	760	19.7	14.2		66.1	1360
29	ჭანისწყალი	სქური	60	1340	33.9	14.7		51.4	205
30	ტეხური	სალხინო	309	1490	28.9	28.4		42.7	612
31	ტეხური	ნაქალაქევი	565	1140	28.9	18.1		52.9	1030
32	ცხენისწყალი	ლუჯი	544	2250	35.0	41.0		24.0	710
33	ცხენისწყალი	ზუზი	1700	1900	33.6	39.3		27.1	2390
34	ცხენისწყალი	ხიდი	1940	1800	38.8	37.6		23.6	2470
35	რიონი	გლოლა	627	2430	33.3	26.3	18.6	21.8	883
36	რიონი	ხიდიკარი	2002	1940	33.5	28.0	8.40	30.1	2350
37	რიონი	რიონჰესი	3520	1610	34.7	28.2	4.60	32.5	3970
38	საკაურა	შესართავთან	162	2000	39.0	33.0		28.0	238
39	ლაჯანური	ალპანა	284	1510	30.0	30.9		39.1	325
40	ყვირილა	ჭიათურა	899	1210	27.8	31.9		40.3	659
41	ყვირილა	ზესტაფონი	2410	950	23.2	31.8		45.0	1920
42	ძირულა	წევა	1180	870	28.0	27.8		44.2	826
43	ჩხერიმელა	ორჯონიკიძე	393	1110	36.0	20.4		43.6	337
44	დიდი ლიახვი	ჯავა	629	2220	37.8	35.4		26.8	574
45	დიდი ლიახვი	კეხვი	916	2080	36.0	43.3		20.7	804
46	პატარა ლიახვი	ვანათი	412	1930	26.4	49.1		24.5	309
47	ქსანი	კორინთა	549	1810	27.5	38.4		34.1	340
48	არაგვი	ჟინვალი	1880	1910	47.1	27.7		25.2	1390
49	თეთრი არაგვი	მლეტა	110	2620	72.4	13.5		14.1	164
50	თეთრი არაგვი	ფასანაური	332	2140	58.9	21.3		19.8	391

51	შავი არაგვი	შესართავთან	235	2110	39.6	28.8		31.6	241
52	ფშავის არაგვი	მალაროსკარი	736	2100	37.3	35.8		26.9	571
53	იორი	უკულმართი	506	1690	38.7	28.0		33.3	341
54	ალაზანი	შაქრიანი	2200	1250	42.8	26.7		30.5	1438
55	სტორი	ლეჭური	212	1840	48.0	28.0		24.0	248
56	დიდხევი	არტანა	86.1	1560	52.0	24.8		23.2	93.7
57	ჩელტი	ბოგინისკალა	50	1990	50.2	20.8		29.0	86.4
58	ჭართლისხევი	ხიზაბაგრა	38	1730	49.5	16.4		34.1	52
59	თურგი	ყაზბეგი	769	2820	39.6	29.1	17.9	13.4	754
60	ჩხერი	ყაზბეგი	32.9	3330	31.5	21.8	35.6	11.1	34.7
61	ასა	ნესტეროვსკაია	937	1810	56.3	31.9		11.8	535
62	არღუნი	სოვეტსკოე	1700	2020	51.6	39.8		8.60	858
63	თუშეთის ალაზანი	ხახაზო	309	2580	42.0	47.0		11.0	282
64	ჭანჭახოვანისწყალი	ხისო	109	2580	37.7	51.8		10.5	107
65	პირიქითა ალაზანი	ომალო	369	2810	48.0	30.6	14.8	6.60	331
66	ხანისწყალი	დიდველი	907	1310	28.9	22.9		48.2	722
67	სუფსა	ხიდმაღალა	1100	970	24.5	13.5		62.0	1410
68	ბახვისწყალი	ბახმარო	30.2	2260	37.2	38.9		23.9	55.5
69	ბახვისწყალი	ქვედა ბახვი	111	1450	37.0	26.0		37.0	189
70	ნატანები	ნატანები	465	930	23.8	17.3		58.9	728
71	ოჩხამური	ოჩხამური	33.4	140	13.0	3.00		84.0	52.5
72	კინტრიში	კოხი	187	1110	39.0	8.70		52.3	385
73	აჩქვა	ქობულეთი	37.4	165	14.0	3.00		83.0	59.7
74	ჩაქვისწყალი	ხალა	120	920	32.4	14.7		52.9	322
75	აბანოსწყალი	მახინჯაური	4.2	170	14.0	3.00		83.0	8.2
76	აჭარისწყალი	ქედა	1375	1470	30.6	25.9		43.5	1422
77	ქვაბლიანი	მლაშე	471	1930	31.6	37.3		31.1	328
78	ფარავანი	ხერთვისი	2276	2140	63.2	23.8		12.9	587
79	კირბულახი	ახალქალაქი	103	2040	54.0	22.4		23.6	22.4
80	კორხი	არაგვა	380	2100	67.2	17.6		15.2	91.8
81	ბორჯომი	ახალსოფელი	73.6	2010	17.8	50.8		31.4	46.4
82	ტანა	ატენი	267	1520	37.7	29.2		33.1	54.6
83	ალგეთი	ფარცხისი	360	1330	24.4	27.6		48.0	78.8
84	ქცია-ხრამი	კუში	429	2070	54.0	29.8		16.2	214
85	ქცია-ხრამი	თრიალეთი	1146	1910	51.6	24.4		24.0	397
86	აგრი	ბეშთაშენი	188	1800	15.3	43.4		41.3	40
87	კარაბულახი	ახა	278	1900	50.7	18.9		30.4	86.4
88	ასლანი	ჯოგრაშენი	49.4	1510	11.5	27.0		61.5	12.3
89	მაშვერა	დმანისი	569	1660	42.1	25.7		32.2	161
90	ბოლნისი	სამწვერისი	292	1250	25.7	21.6		52.7	52.3

მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმი და ფაზები

მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმი არის წყლის ხარჯის, ჩამონადენის, დნობის სიჩქარის და წყლის ზედაპირის დახრილობის კანონზომიერი ცვალებადობა დროსა და მდინარის გასწვრივ. იგი დამოკიდებულია ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ფაქტორებზე, რომელთა

შორის უმნიშვნელოვანესი როლი ეკუთვნის მეტეოროლოგიურ და კლიმატურ ფაქტორებს. რადგან ისინი დროის სხვადასხვა პერიოდში განიცდიან ცვლილებას, შესაბამისად, წყლის ობიექტებში წყლიანობის რეჟიმიც განიცდის სხვადასხვა ხანგრძლივობის ცვალებადობას. მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმში გამოიყოფა საუკუნებრივი, მრავალწლიანი, შიდაწლიური (სეზონური) და ხანმოკლე ცვალებადობა. მდინარეთა წყლიანობის საუკუნებრივი ცვალებადობა, ატმოსფერული ნალექებისა და მდინარის ჩამონადენის საუკუნებრივი რყევა დადგენილია მრავალი ფაქტით. პალეოგრაფიული გამოკვლევებით დამტკიცებულია, რომ ჩვენი პლანეტის სხვადასხვა რეგიონის ისტორიაში იყო პერიოდები, როდესაც მდინარეთა წყლიანობა იყო საკმაოდ მეტი, ვიდრე ამჟამად. მდინარეთა წყლიანობის მრავალწლიანი რყევაც, უმთავრესად, მეტეოროლოგიურ ფაქტორებზეა დამოკიდებული. ასეთი რყევების პერიოდულობა ათეულობით წლებს მოიცავს. წყლიანობის მრავალწლიანი ცვლილების შესახებ უკანასკნელი 50-120 წლის განმავლობაში ცნობილია ბევრად მეტი, ვიდრე საუკუნებრივი რყევის შესახებ, რაც განპირობებულია მდინარეებზე წყალსაზომი საგუშაგოების მოწყობით და მთელ რიგ ჰიდროლოგიურ მახასიათებლებზე დაკვირვების წარმოებით. განასხვავებენ მდინარეთა წყლიანობის ბუნებრივ და ანთროპოგენულ რყევას. ამათგან პირველი განპირობებულია მხოლოდ მეტეოროლოგიური ფაქტორებით, მეორე კი ჩამონადენის ხელოვნური ცვლილებით (წყლის აღება სამეურნეო საჭიროებისათვის, ჩამონადენის დაუბრუნებელი დანაკარგები, წყალსაცავების შექმნა და სხვა). მაგალითად, მდინარე დუნაის ჩამონადენის ცვლილებას, ძირითადად, აქვს ბუნებრივი ხასიათი. ამიტომ, ადვილად შეიძლება დავადგინოთ ამ მდინარის წყლიანობის რყევის ციკლურობა, ე.ი. წყალმცირე და წყალუხვი პერიოდების მონაცვლეობა. ისეთ მდინარეებზე კი, როგორცაა ვოლგა, დონი, დნეპრი, სირდარია, ამუდარია და ა.შ. აშკარადაა გამოხატული წყლიანობის შემცირება, რაც ანთროპოგენული ფაქტორებითაა განპირობებული. მდინარეთა წყლიანობის შიგაწლიური რყევა განპირობებულია მდინარის აუზის წყლის ბალანსის მდგენელების სეზონური ცვლილებებით. მდინარეთა წყლიანობის შიდაწლიურ (სეზონურ) რეჟიმში გამოიყოფა დამახასიათებელი პერიოდები. მსოფლიოს უმეტესი მდინარეებისათვის ეს ფაზებია წყალდიდობა, წყალმოვარდნა და წყალმცირობა. მდინარეთა წყლიანობის ხანმოკლე რყევა, ძირითადად, ბუნებრივია და განპირობებულია როგორც მეტეოროლოგიური ფაქტორებით (თავსხმა წვიმა, ჰაერის ტემპერატურის ცვალებადობა მყინვარულ რაიონებში), ასევე გეოლოგიური პროცესებით (მყინვარული ტბების გარღვევა, მდინარეთა ხეობების ჩახერგვა და სხვა). ხანმოკლე რყევა განპირობებულია, აგრეთვე, ანთროპოგენული ფაქტორებითაც - წყალსაცავიდან წყლის მნიშვნელოვანი რაოდენობის გაშვება. მდინარეთა წყლიანობის რყევას კარგად გამოხატავს წყლის ჩამონადენის ცვალებადობა. დედამიწის უმეტეს მდინარეთა წყლიანობის შიგაწლიურ (სეზონურ) რეჟიმში გამოყოფენ წყალდიდობის, წყალმოვარდნის და წყალმცირობის ფაზებს.

წყალდიდობა არის წყლის რეჟიმის ფაზა, რომელიც სხვადასხვა ინტენსივობით ყოველწლიურად მეორდება ერთსა და იმავე სეზონში და ხასიათდება წლის განმავლობაში უდიდესი წყლიანობით, ხანგრძლივ პერიოდში წყლის დონის (წყლის ხარჯის) მნიშვნელოვანი მატებით და შემდეგ კლებით. წყალდიდობისას ხშირად წყალი ჭალაში გადადის. წყალდიდობა ფორმირდება როგორც თოვლის ნადნობი (ძირითადად გაზაფხულზე), ასევე წვიმის წყლებით ან მათი ერთობლივი მოქმედებით. მყინვარებისა

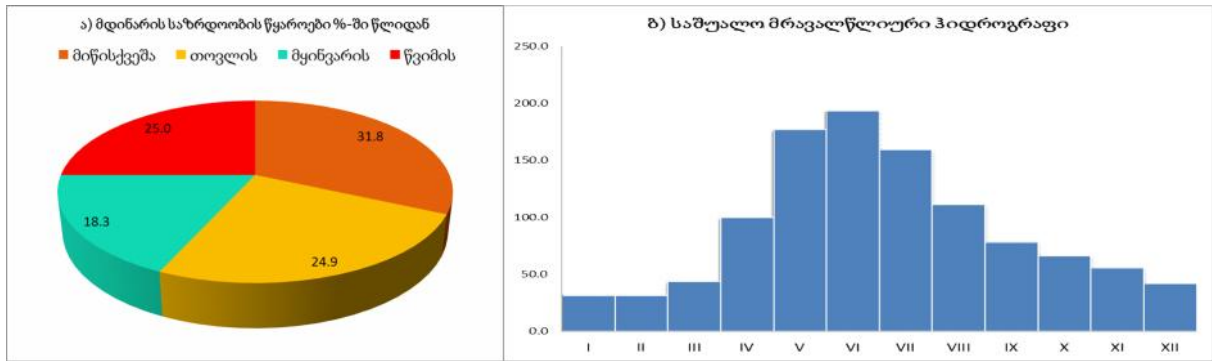
და მარადი თოვლის დნობა, აგრეთვე, ხანგრძლივი წვიმები (მაგალითად, მუსონური და ტროპიკული ჰავის პირობებში) აყალიბებენ უმეტესწილად გაზაფხულ-ზაფხულის ან ზაფხულის წყალდიდობებს. შემოდგომის წვიმებით გამოწვეული წყალდიდობა, უფრო მეტად, გავრცელებულია ეკვატორულ ზონაში. ხმელთაშუა ზღვის კლიმატურ ზონაში წვიმის წყლებით გამოწვეული წყალდიდობები ზამთრის სეზონში გვხვდება. ამგვარად, წყალდიდობები სხვადასხვა მხარეში სხვადასხვა სეზონში იცის. ჩვენს ქვეყანაში ყველაზე მეტად გაზაფხულის წყალდიდობაა გავრცელებული. გაზაფხულის წყალდიდობა წარმოადგენს მდინარეთა წყლის რეჟიმის ძირითად ფაზას, რომელიც შეიძლება გამოწვეული იყოს თოვლის ინტენსიური დნობით ან თოვლის და წვიმის ერთობლივი მოქმედებით.

წყალმოვარდნა არის წყლის რეჟიმის არარეგულარული ფაზა, რომელიც ხასიათდება წყლის დონეების (შესაბამისად წყლიანობის) შედარებით მოკლე პერიოდის განმავლობაში ინტენსიური მომატებით და შემდეგ კლებით. იგი შეიძლება ჩამოყალიბდეს სხვადასხვა სეზონში და წლის განმავლობაში რამდენჯერმე. წყალმოვარდნას იწვევს თავსხმა წვიმები, დათბობისას თოვლის ინტენსიური დნობა, წყალსაცავიდან წყლის გაშვება ან ჰიდროტექნიკური ნაგებობის ავარია. ცალკეულ შემთხვევებში, განსაკუთრებით პატარა მდინარეებზე, წყალმოვარდნის პერიოდში ჩამოყალიბებული წყლის მაქსიმალური ხარჯი შეიძლება მეტი იყოს წყალდიდობის პერიოდის შესაბამის სიდიდეზე. წყალდიდობები და წყალმოვარდნები ზოგჯერ კატასტროფული ხასიათისაა.

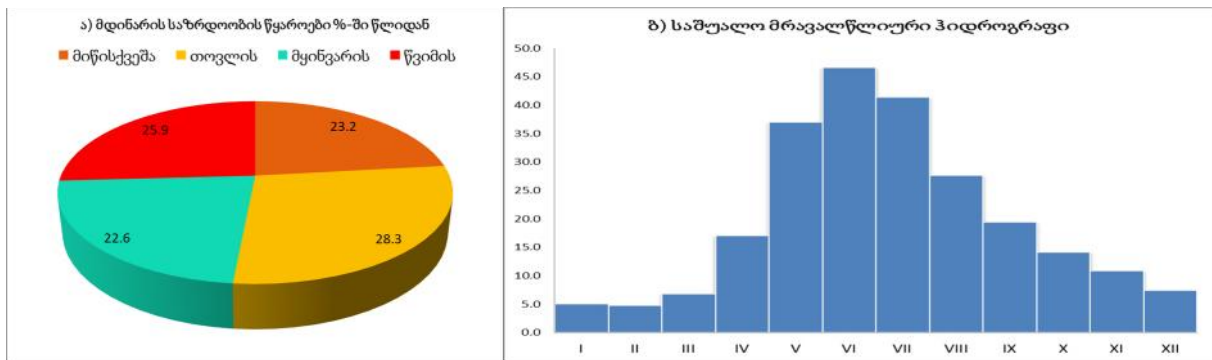
წყალმცირობა არის წყლის რეჟიმის ფაზა, რომელიც ყოველწლიურად მეორდება ერთსა და იმავე სეზონში და ხასიათდება მცირეწყლიანობით, რაც განპირობებულია წყალშემკრები აუზიდან მდინარის საზრდოობის მკვეთრი შემცირებით. პირობითად წყალმცირობა ითვლება ხანგრძლივად, თუ მისი დგომის პერიოდი 30 დღეს აღემატება. წინააღმდეგ შემთხვევაში იგი ხანმოკლეა.

3.6. საქართველოს მდინარეთა კლასიფიკაცია საზრდოობის წყაროებისა და წყლიანობის რეჟიმის მიხედვით

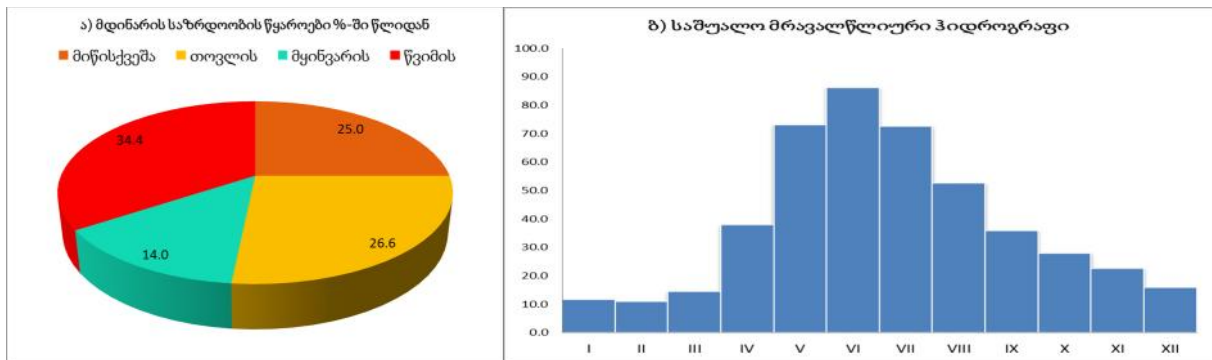
ლ. ა. ვლადიმეროვის [32] მიხედვით მოცემულია საქართველოს მდინარეების 90 დაკვირვების პუნქტის მონაცემები საზრდოობის წყაროების მიხედვით. ამ მონაცემებიდან გამოყოფილია შერეული ორი ტიპი: მდინარეები, რომლებიც საზრდოობენ მიწისქვეშა, თოვლისა და წვიმის წყლებით და ამავე დროს თოვლისა და წვიმის წყლების საზრდოობის წილი ჯამურად 50%-ზე მეტია, და მდინარეები, რომლებიც საზრდოობენ მიწისქვეშა, მყინვარის, თოვლისა და წვიმის წყლებით. ვინაიდან ამ მდინარეებზე დაკვირვებები მიმდინარეობდა პერიოდულად, კვლევისათვის აღებულია მხოლოდ ის მდინარეები, რომელზედაც დაკვირვების მონაცემები მოიპოვება 30-50 წლის განმავლობაში [33].



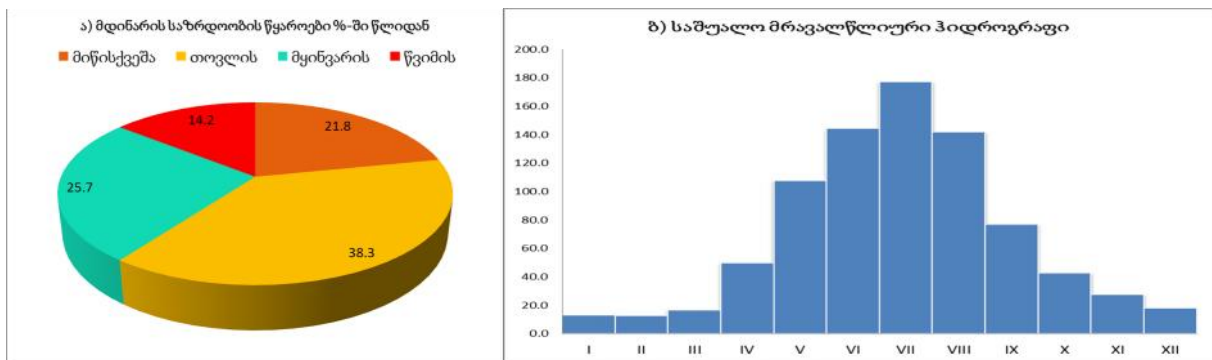
ნახაზი 3.5-1. მდინარე კოდორი (ლათა)



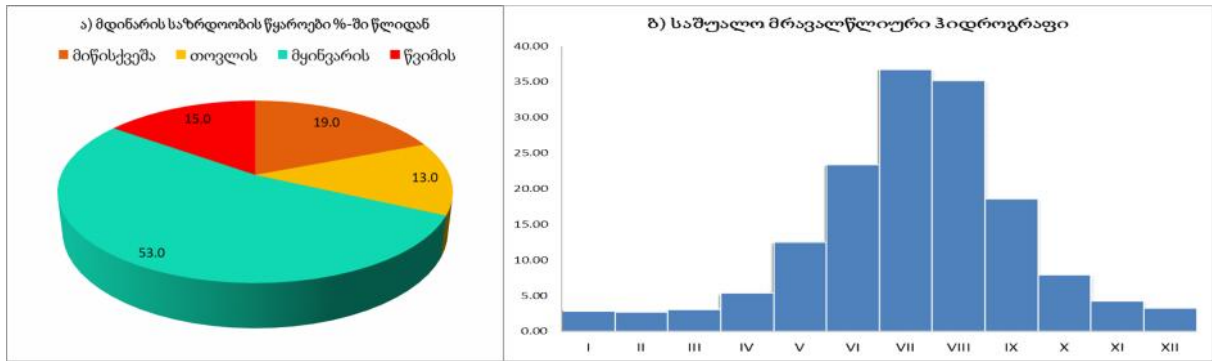
ნახაზი 3.5-2. მდინარე გვანდრა (გვანდრა)



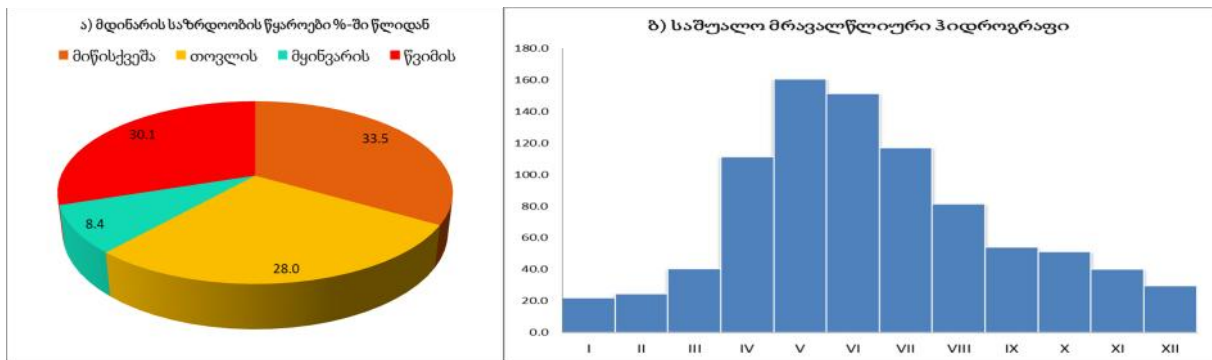
ნახაზი 3.5-3. მდინარე ჩხალთა (ჩხალთა)



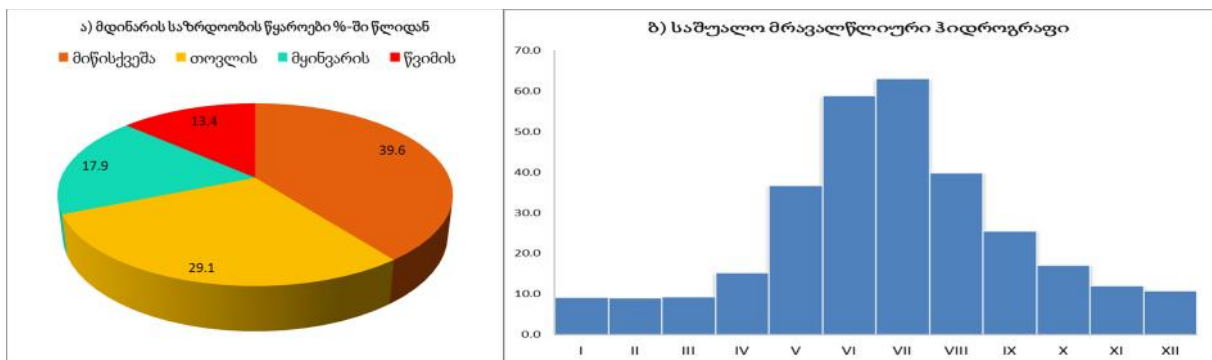
ნახაზი 3.5-4. მდინარე ენგური (დიზი)



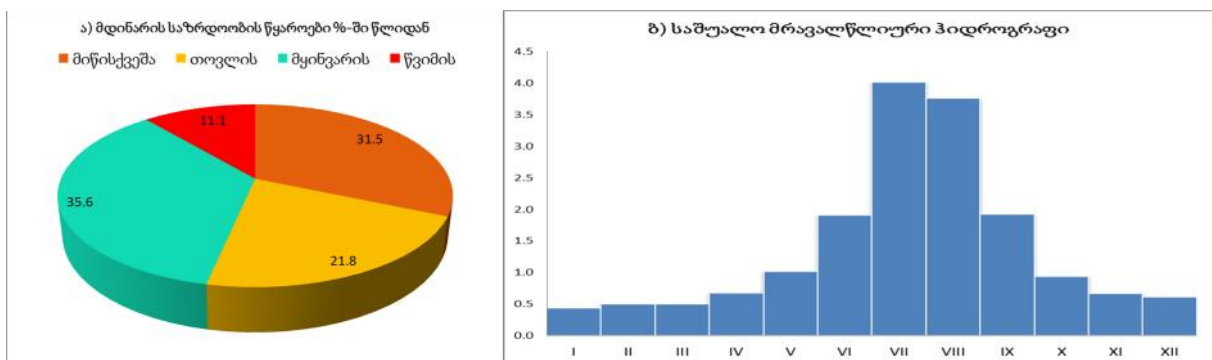
ნახაზი 3.5-5. მდინარე მულხრა (ლატალი)



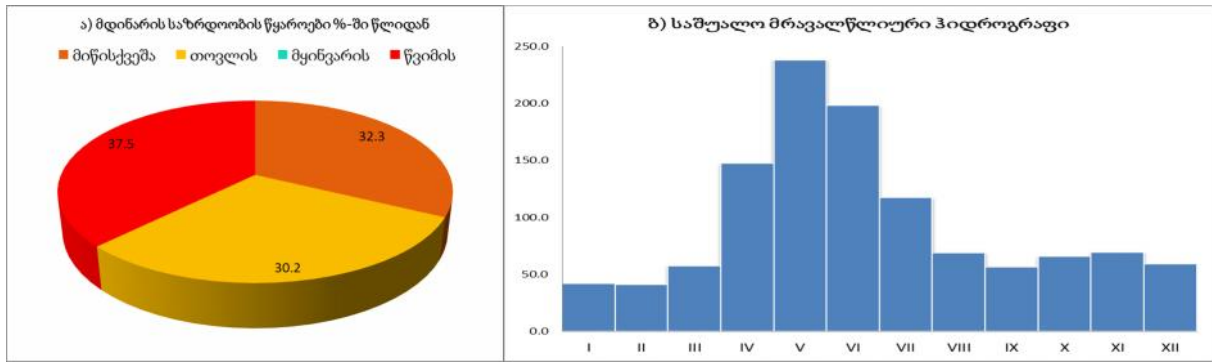
ნახაზი 3.5-6. მდინარე რიონი (ხიდიკარი)



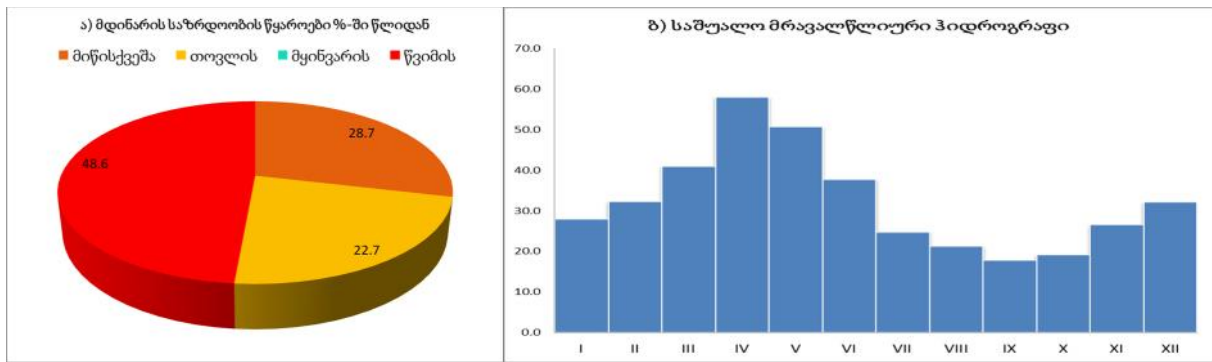
ნახაზი 3.5-7. მდინარე თერგი (ყაზბეგი)



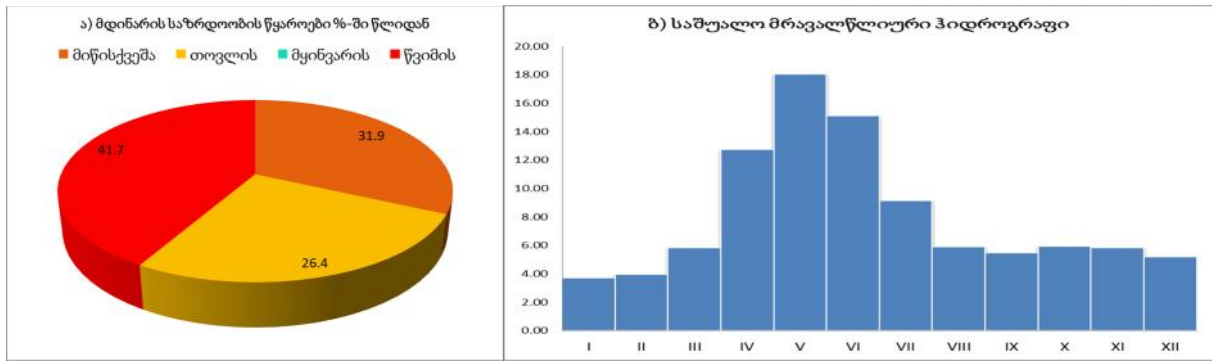
ნახაზი 3.5-8. მდინარე ჩხერი (ყაზბეგი)



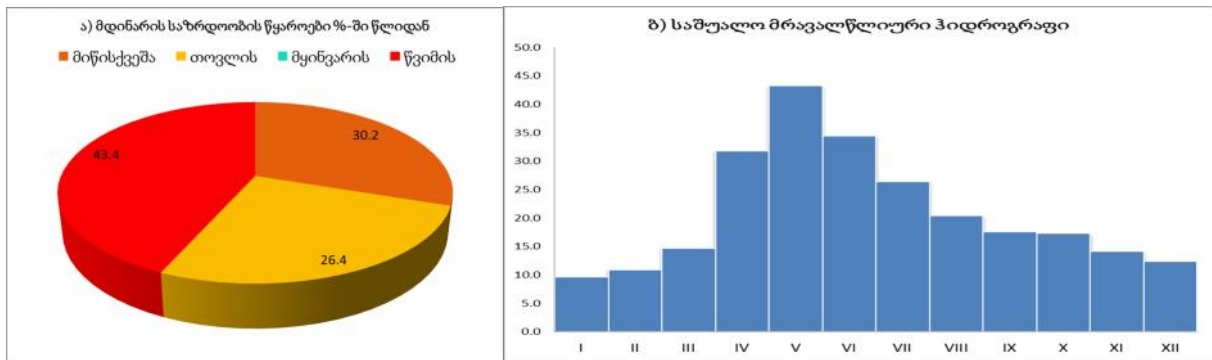
ნახაზი 3.5-9. მდინარე ჯირხვა



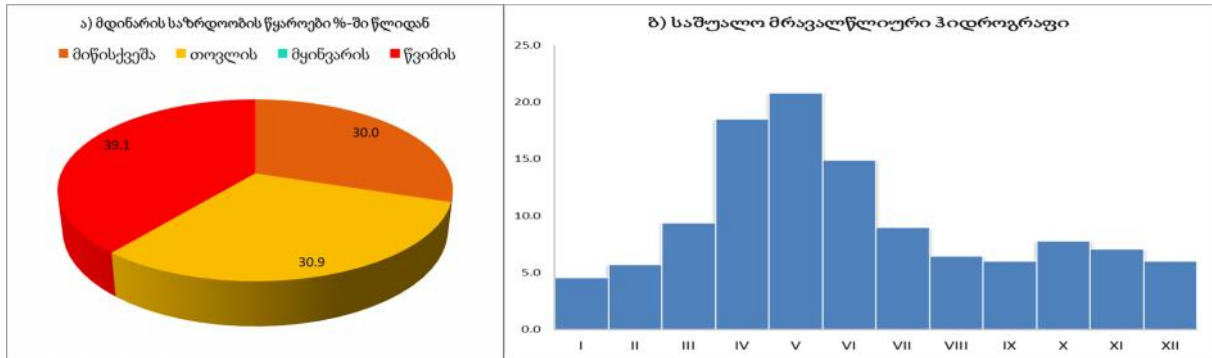
ნახაზი 3.5-10. მდინარე გუმისთა (აჩადრა)



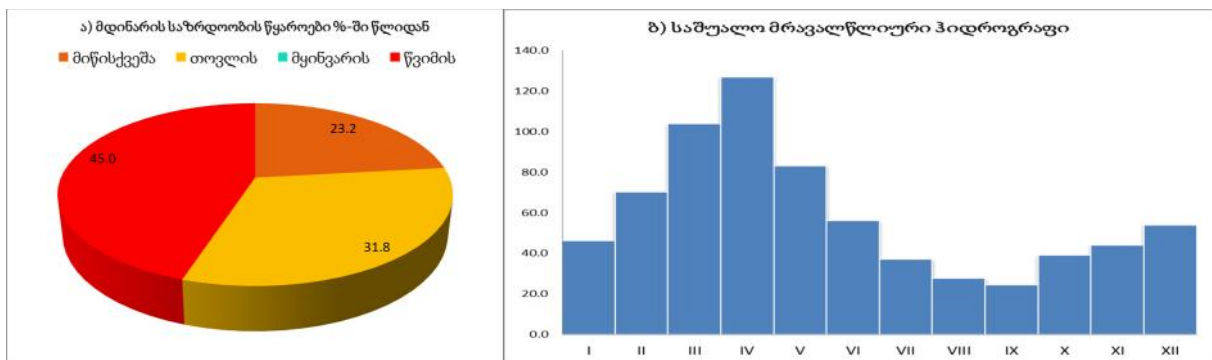
ნახაზი 3.5-11. მდინარე აღმოსავლეთ გუმისთა (კაშხლი ზემოთ)



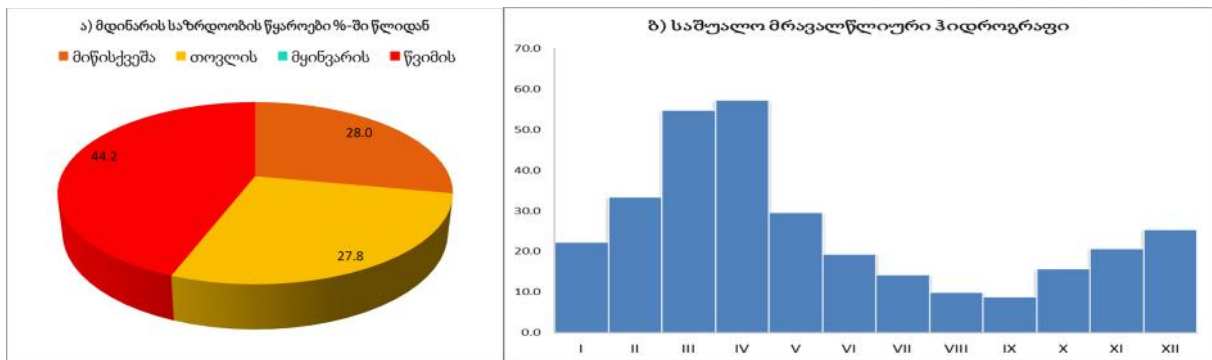
ნახაზი 3.5-12. მდინარე ხობი (ლეგახარე)



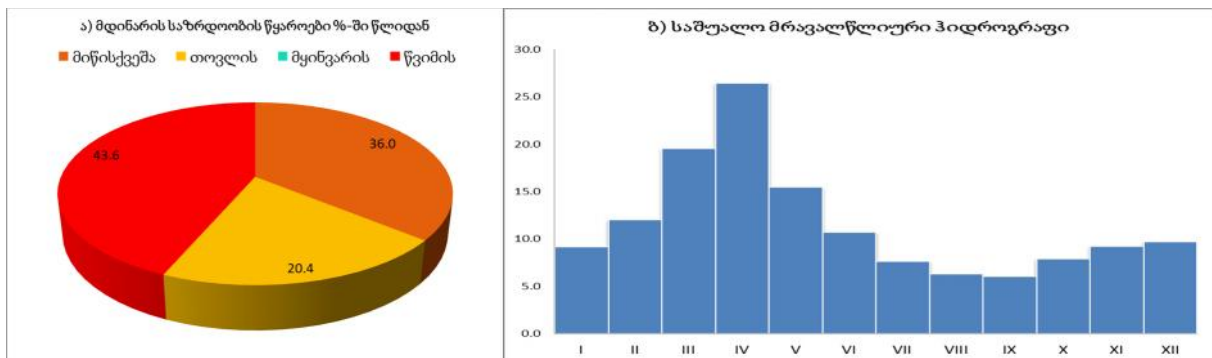
ნახაზი 3.5-13. მდინარე ლაჯანური (ალპანა)



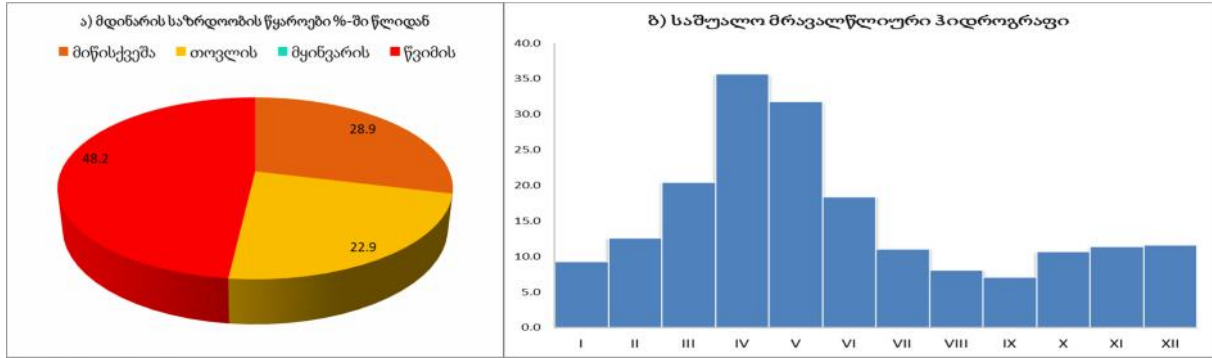
ნახაზი 3.5-14. მდინარე ყვირილა (ზესტაფონი)



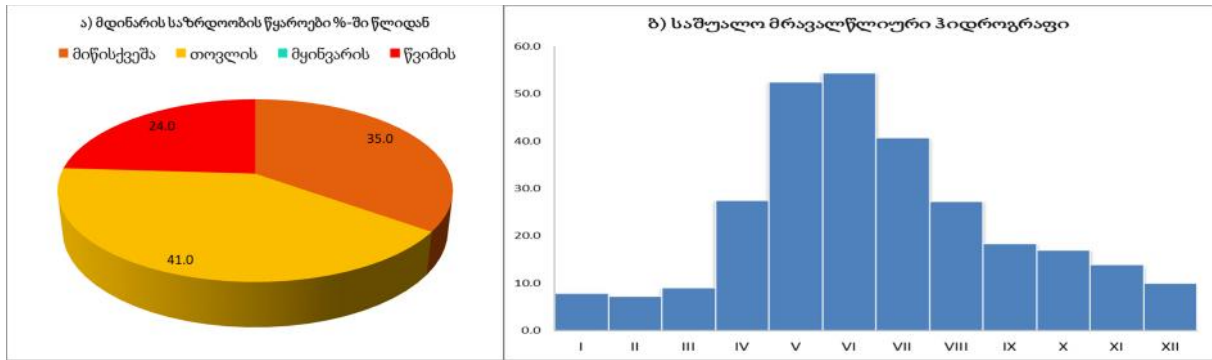
ნახაზი 3.5-15. მდინარე პირულა (ვევა)



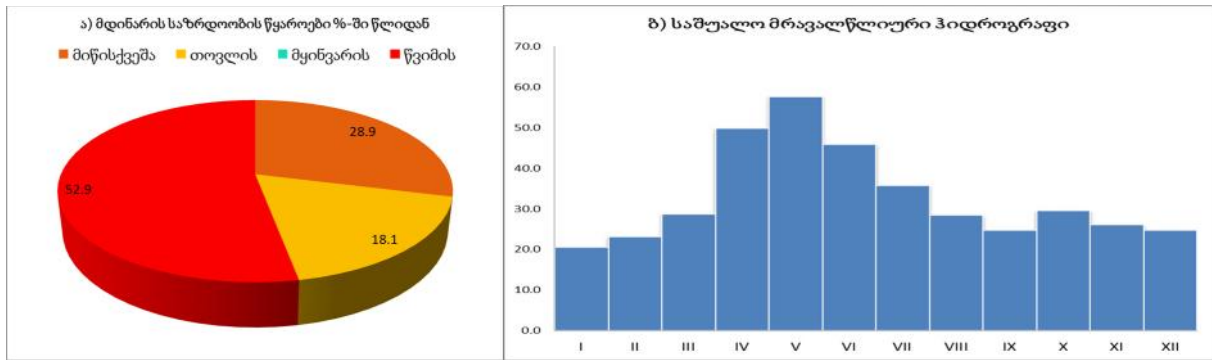
ნახაზი 3.5-16. მდინარე ჩხერიმელა (ბაღდათი)



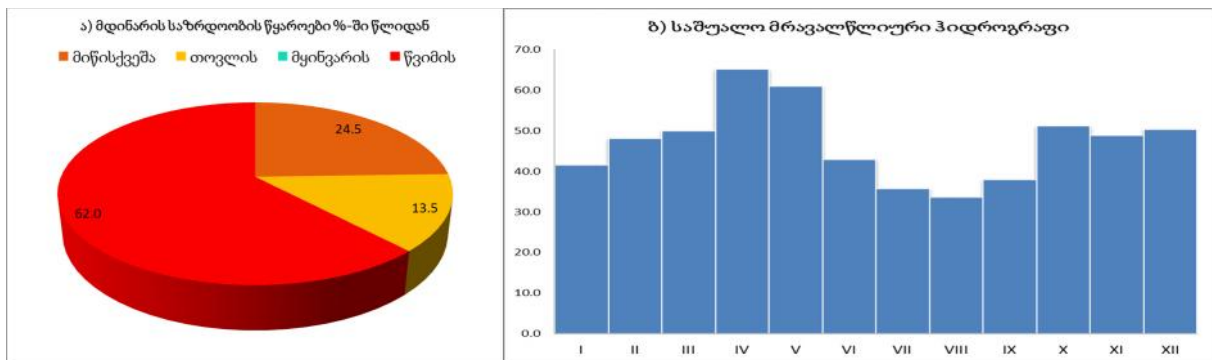
ნახაზი 3.5-17. მდინარე ხანისწყალი (დიდველა)



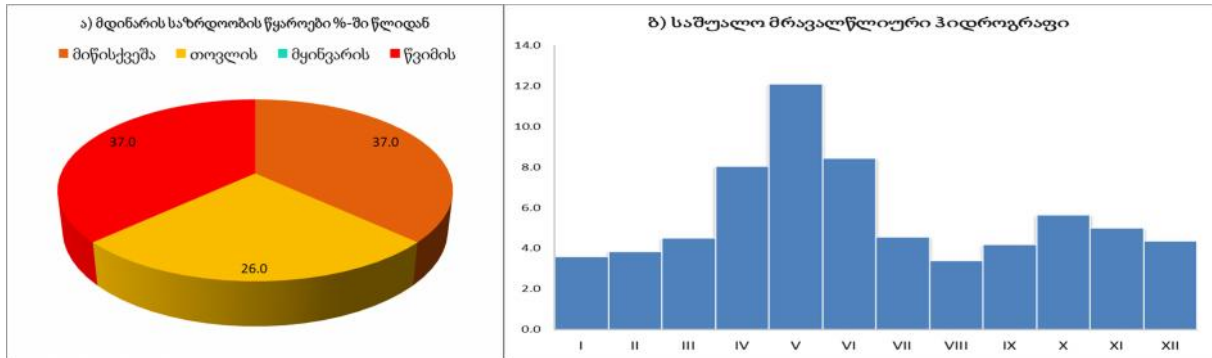
ნახაზი 3.5-18. მდინარე ცხენისწყალი (ლუჯი)



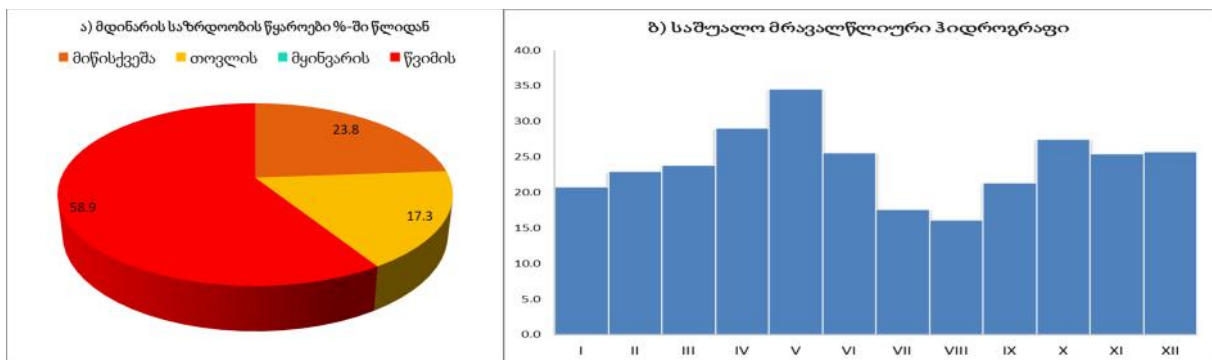
ნახაზი 3.5-19. მდინარე ტეხური (ნაქალაქევი)



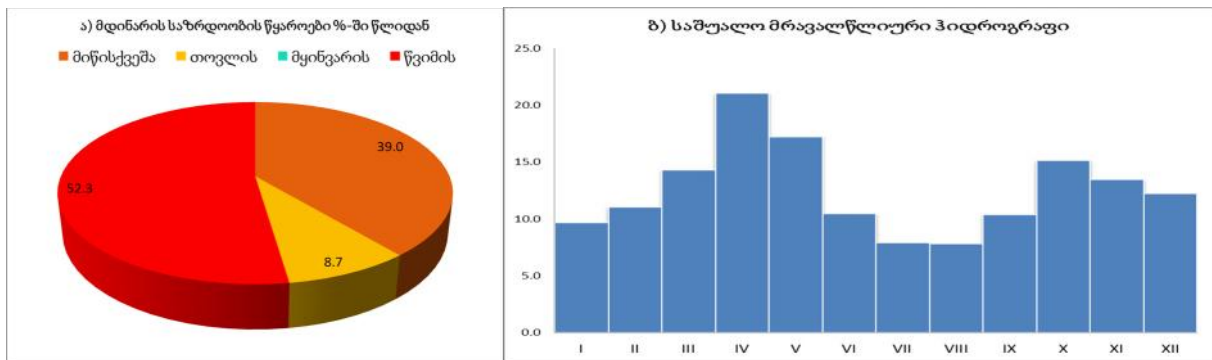
ნახაზი 3.5-20. მდინარე სუფსა (ხიდმაღალა)



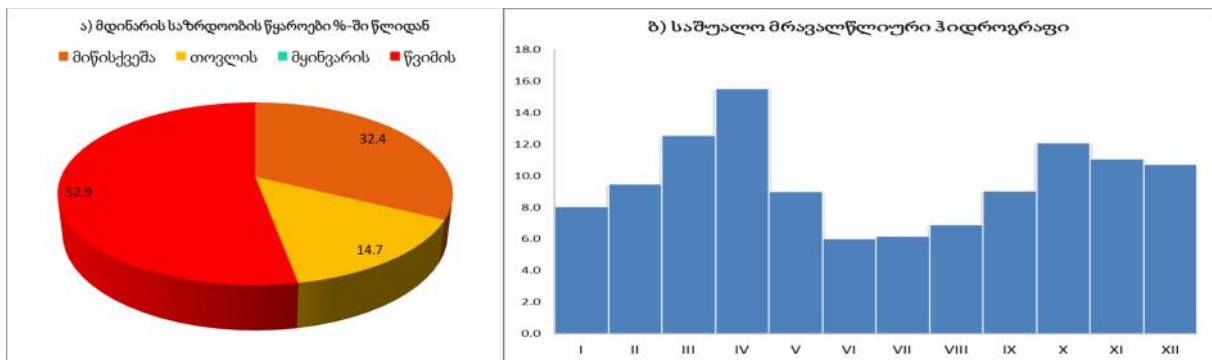
ნახაზი 3.5-21. მდინარე ბახვისწყალი (ქვედა ბახვი)



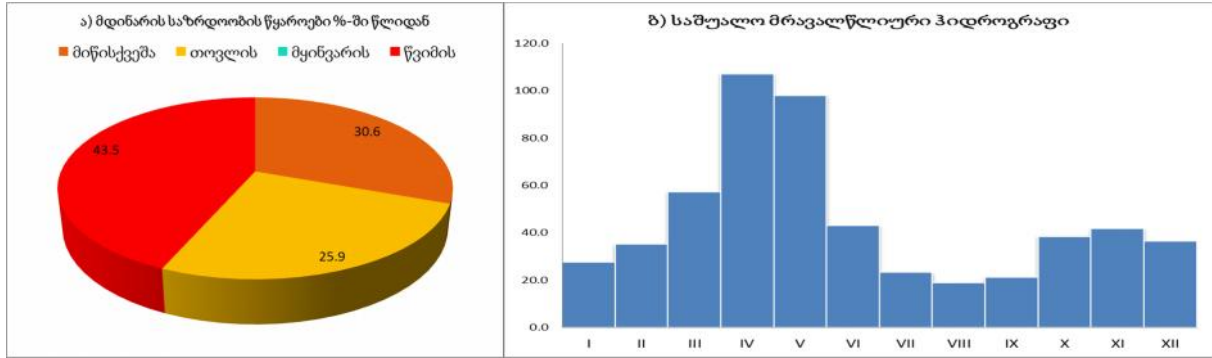
ნახაზი 3.5-22. მდინარე ნატანები (ნატანები)



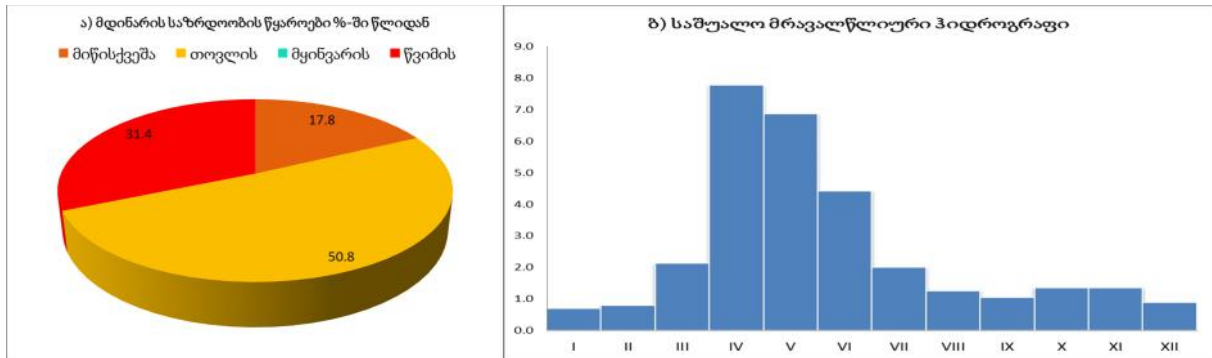
ნახაზი 3.5-23. მდინარე კინტრიში (კობი)



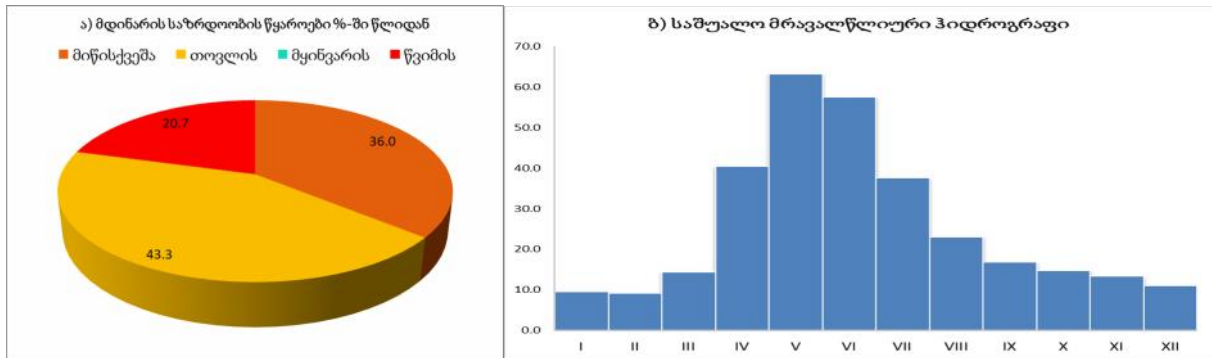
ნახაზი 3.5-24. მდინარე ჩაქვისწყალი (ხალა)



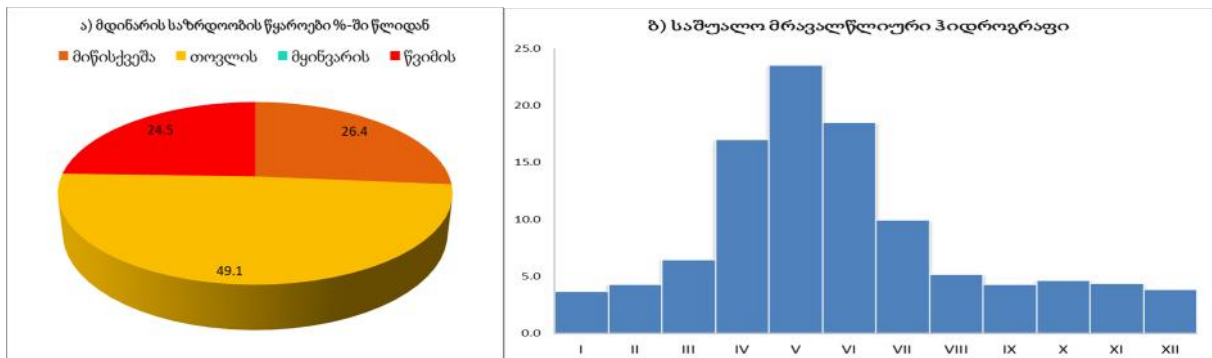
ნახაზი 3.5-25. მდინარე აჭარისწყალი (ქედა)



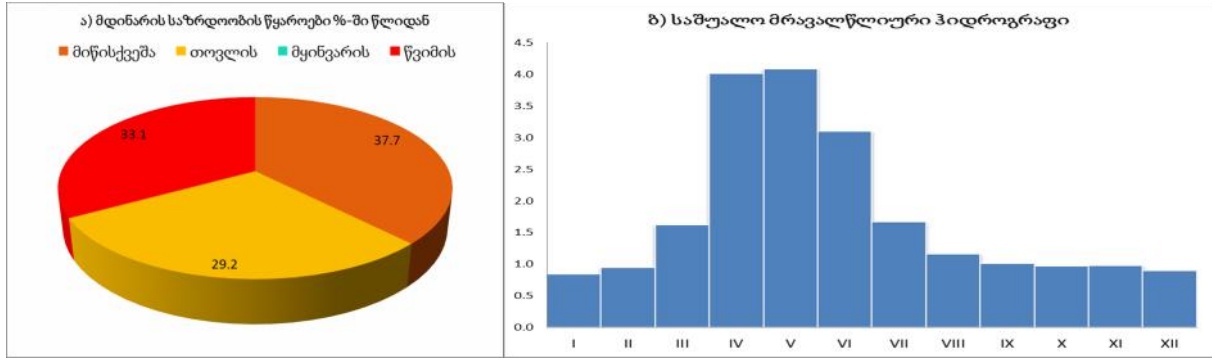
ნახაზი 3.5-26. მდინარე ბორჯომი (ბორჯომი)



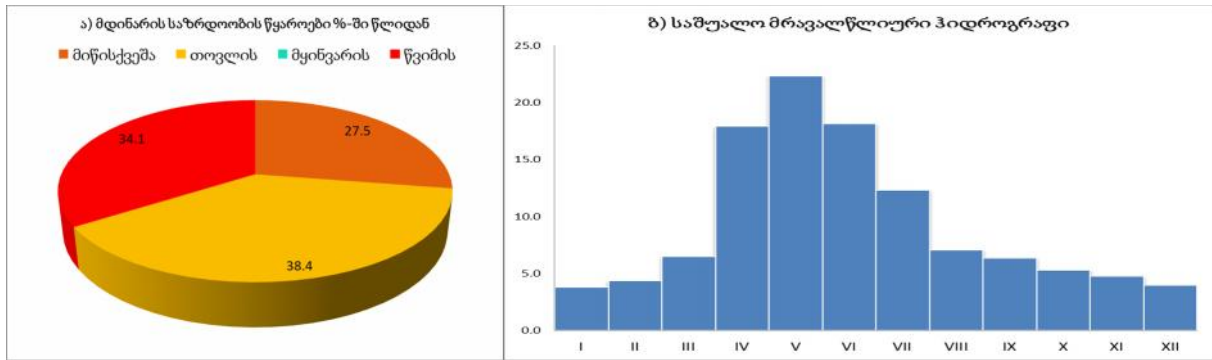
ნახაზი 3.5-27. მდინარე დიდი ლიახვი (კეხვი)



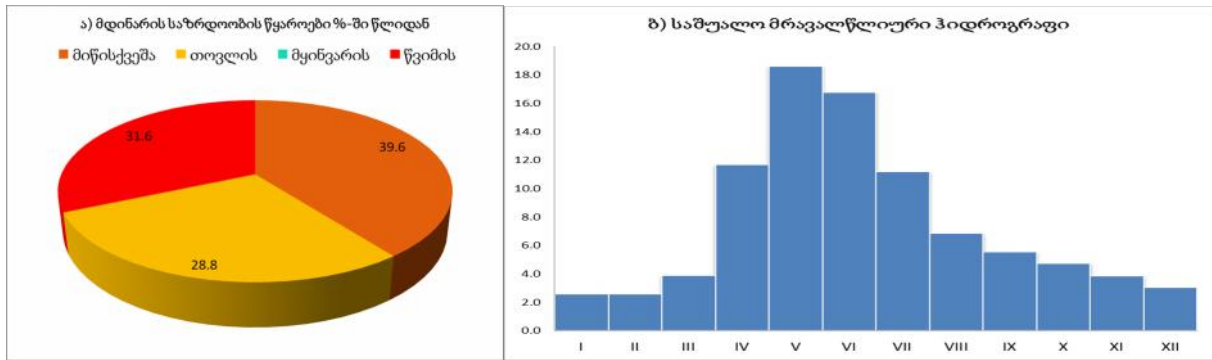
ნახაზი 3.5-28. მდინარე პატარა ლიახვი (ვანათი)



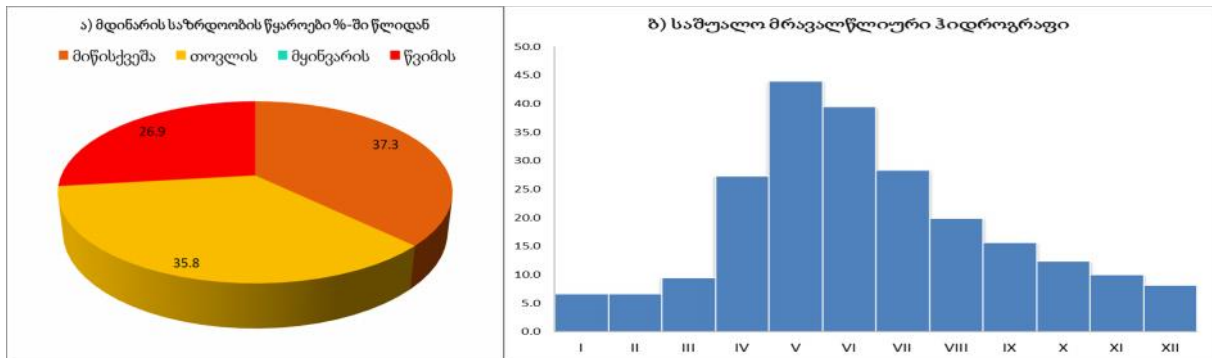
ნახაზი 3.5-29. მდინარე ტანა (ატენი)



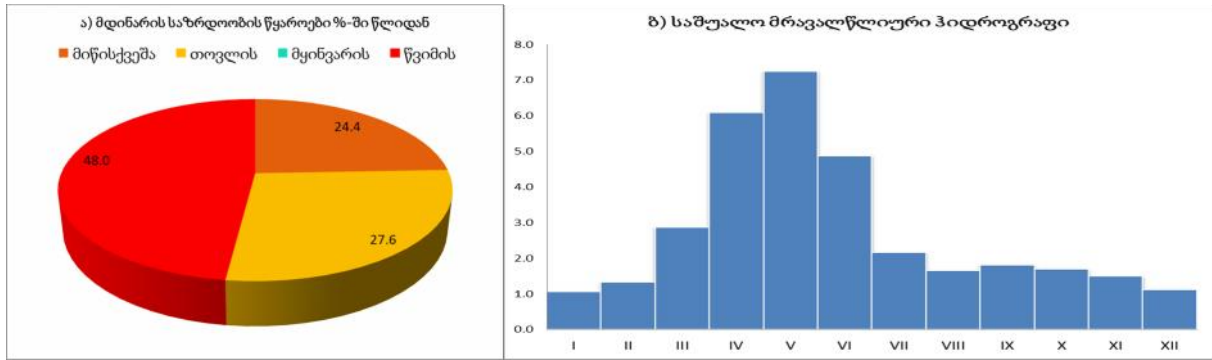
ნახაზი 3.5-30. მდინარე ქსანი (კორინთა)



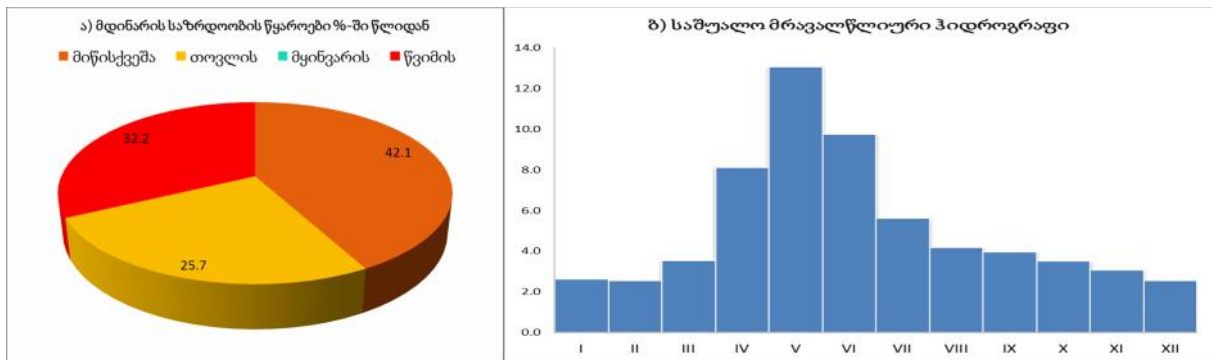
ნახაზი 3.5-31. მდინარე შავი არაგვი (შესართავი)



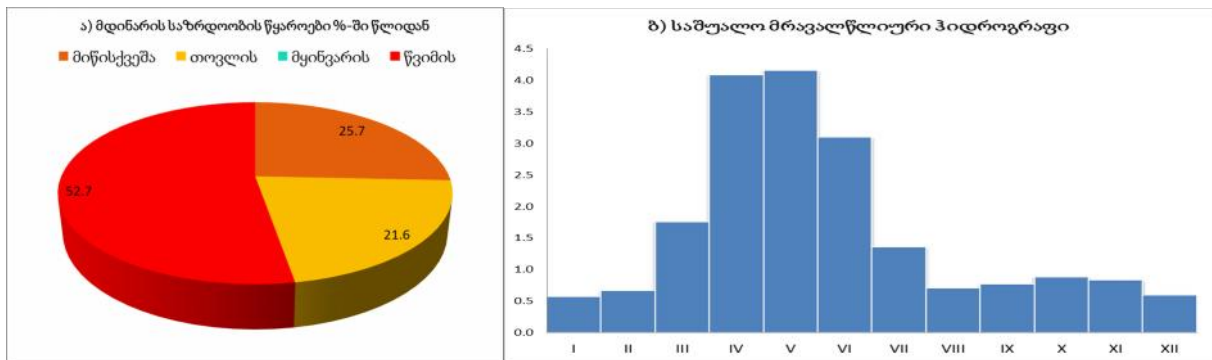
ნახაზი 3.5-32. მდინარე ფშავის არაგვი (მაღაროსკარი)



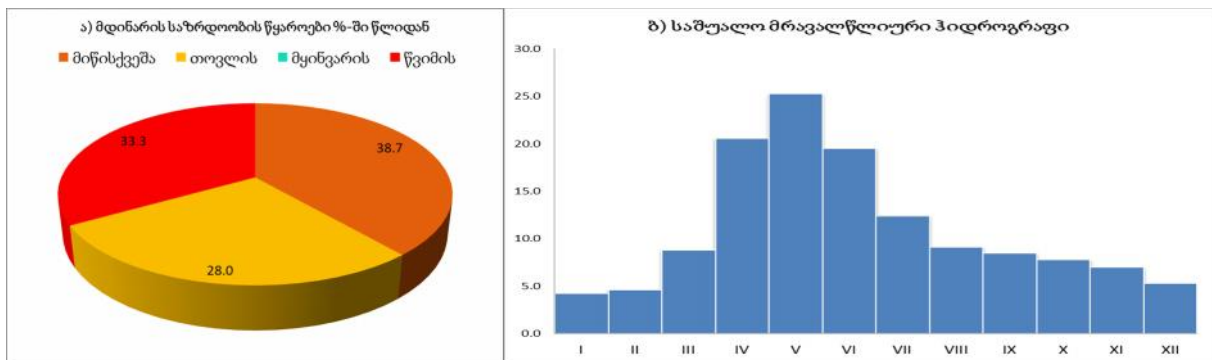
ნახაზი 3.5-33. მდინარე ალგეთი (ფარცხისი)



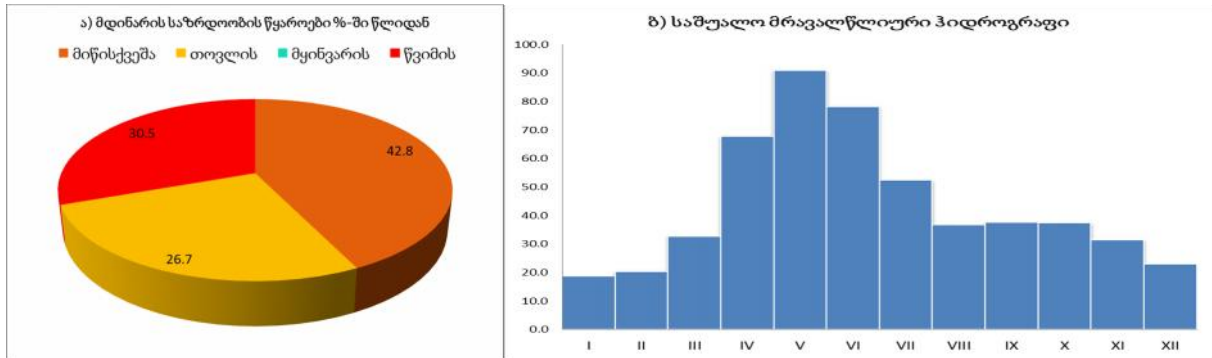
ნახაზი 3.5-34. მდინარე მაშავერა (დმანისი)



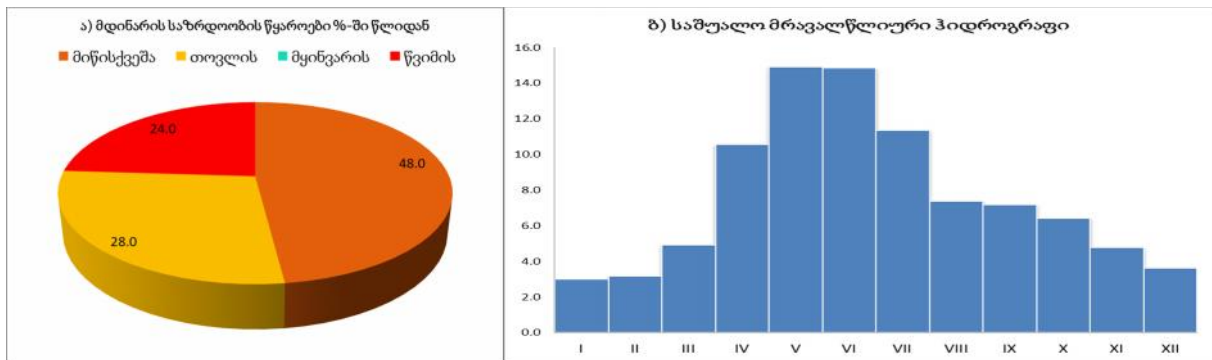
ნახაზი 3.5-35. მდინარე ბოლნისი (სამწვერისი)



ნახაზი 3.5-36. მდინარე იორი (უკულმართი)



ნახაზი 3.5-37. მდინარე ალაზანი (შაქრიანი)



ნახაზი 3.5-38. მდინარე სტორი (ლეჩური)

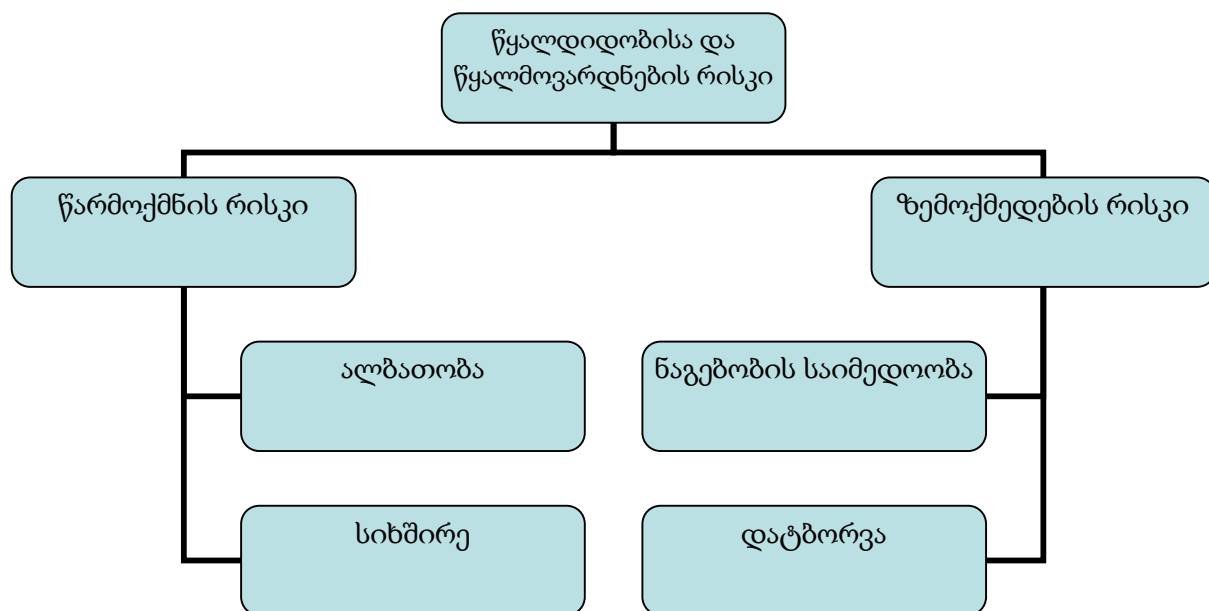
თავი IV. მაქსიმალური ხარჯების რისკების შეფასება და ანალიზი

4.1. წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების სიხშირის ცვალებადობის შეფასება

საქართველოს მდინარეებზე ყოველწლიურად დაკვირვებული წყალმოვარდნებიდან და წყალდიდობებიდან ყველას არ მივყავართ დამანგრეველ შედეგებამდე, მრავალი მათგანი კატასტროფულ ხასიათს არ იძენს. წყალდიდობისა და წყალმოვარდნის კატასტროფული ხასიათი ძირითადად განპირობებულია თოვლის დნობის მეტისმეტი ინტენსიურობით, რომელიც კიდევ უფრო მძლავრი ხდება, როდესაც თოვლის დნობის პერიოდში წვიმის სახით მოდის მნიშვნელოვანი სიდიდის ატმოსფერული ნალექი. წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების შედეგების შერბილებისათვის მნიშვნელოვანია ამ ფენომენის დეტალური კვლევა.

წყალდიდობებსა და წყალმოვარდნებს ზემოქმედების ორი განსხვავებული სახე აქვს: სხვადასხვა სახის საინჟინრო ნაგებობების (მაგ., კაშხალი, ხიდი, ნაპირდამცავი ნაგებობა და სხვ.) დაზიანება/ნგრევა და მდინარის ნაპირიდან გადმოსვლა და ჭალების, დასახლებული პუნქტებისა და სასოფლო-სამეურნეო სავარგულების დატბორვა [34].

წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების რისკის ქვეშ იგულისხმება მათი წარმოქმნის ალბათობა და ზემოქმედება (ზარალი, უკუშედეგი) ბუნებრივ და სამეურნეო ობიექტებზე, ანუ წარმოქმნის რისკი და ზემოქმედების რისკი. წარმოქმნის რისკი შეიძლება შეფასდეს სიხშირული-ალბათობის ხერხებით, ხოლო ზემოქმედების რისკი - ზარალითა და უკუშედეგებით. სიხშირე არის დაკვირვებული მნიშვნელობები წარსულში, ალბათობა - შესაძლებლობა მომავალში. სიხშირე შედეგია იმისა, რაც უკვე მოხდა, ხოლო ალბათობა წინასწარმეტყველებაა იმისა, რაც უნდა მოხდეს.



წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების სიხშირის კვლევა მეტად მნიშვნელოვანია ცალკეული თვეებისათვის, რადგან იგი რეალურთან უფრო მეტად მიახლოებული სურათის ჩამოყალიბების საშუალებას იძლევა.

შედარებისათვის მოგვყავს საქართველოს ზოგიერთი მდინარის (რიონი, ჭოროხი, აჭარისწყალი, მტკვარი, ფოცხოვი) წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების სიხშირეების ცვალებადობა. ძირითადი ყურადღება გამახვილებულია დაკვირვებულ პერიოდში ყოველწლიურად ცალკეულ თვეში წყლის მაქსიმალური ხარჯების სხვადასხვა ინტერვალებში მოხვედრის რაოდენობაზე. ინტერვალები ცალკეული ბიჯებისათვის შერჩეულია მოდულური კოეფიციენტით, რადგან სხვადასხვა მდინარეებისათვის შესაძლებელი იყოს უნიფიცირებული შედეგების მიღება.

ცალკეულ მდინარეებზე მაქსიმალური ხარჯების სხვადასხვა ინტერვალებში მოხვედრის დღეთა რაოდენობა დაკვირვების პერიოდში შეფასებულია რამოდენიმე მდინარეზე, მათი ერთმანეთთან შედარება პრაქტიკულად ბევრ ხერხდება მდინარეების წყლის ხარჯების დიდად განსხვავების გამო, მაგალითად მდინარე ჭოროხზე ინტერვალები იცვლება 600 მ³/წმ-დან 1800 მ³/წმ-მდე, ხოლო აჭარისწყალზე 200 მ³/წმ-დან 600მ³/წმ-მდე, საერთო და შესადარისი სურათის დასადგენად ასეთი ანგარიშების ჩატარება უმჯობესია ჩატარდეს მოდულურ კოეფიციენტებში.

შეფასდა მოდულურ კოეფიციენტებში მაქსიმალური ხარჯების სხვადასხვა ინტერვალებში მოხვედრის დღეთა რაოდენობა. ცხრილში 4.1-1 მოცემულია საქართველოს ზოგიერთ მდინარეზე ცალკეულ თვეებში წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების სიხშირის ცვალებადობის შესაფასებლად და დინამიკის დასადგენად გაანგარიშებული სიდიდეები რამოდენიმე მდინარეზე $K = Q_i / \bar{Q}$ 2.0-12.0 ინტერვალში, ისინი შეიძლება შევადაროთ ერთმანეთს ერთ მასტაბში, რომელიც უფრო კარგ სურათს გვაძლევს, ვიდრე გვექნებოდა წყლის ხარჯებში [35,36,37].

ცხრილი 4.1-1. მდინარე ჭოროხის (1), აჭარისწყლის (2), რიონის (3), მტკვრისა (4) და ფოცხოვის (5) მაქსიმალური ხარჯების (მოდულურ კოეფიციენტებში), მეოთხე და მეხუთე თვეში მაქსიმალური ხარჯების სხვადასხვა ინტერვალებში მოხვედრის დღეთა რაოდენობა (n)

ინტერვალი	IV									
	1		2		3		4		5	
	n	Σ	n	Σ	n	Σ	n	Σ	n	Σ
11.00-11.99	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0
10.00-10.99	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
9.00-9.99	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
8.00-8.99	0	0	0	0	1	1	2	3	1	1
7.00-7.99	0	0	0	0	1	2	2	5	4	5
6.00-6.99	1	1	1	1	2	4	6	11	5	10
5.50-5.99	0	1	3	4	0	4	7	18	13	23
5.00-5.49	0	1	4	8	0	4	20	38	31	34
4.50-4.99	2	3	23	31	2	6	21	59	29	63
4.00-4.49	3	6	39	70	3	9	28	87	38	111
3.50-3.99	21	27	41	111	8	17	51	138	44	155
3.00-3.49	33	60	50	161	13	30	59	197	34	189
2.00-2.99	33	93	50	211	13	43	59	256	34	223

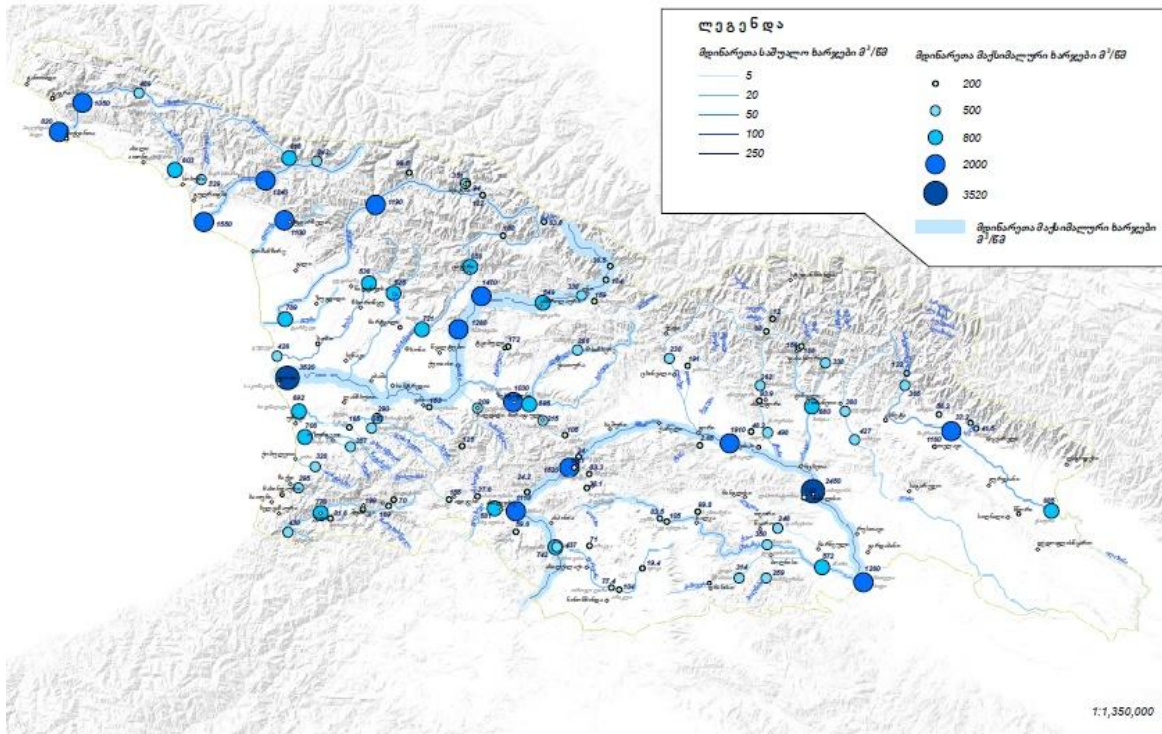
ინტერვალი	V									
	1		2		3		4		5	
	n	Σ	n	Σ	n	Σ	n	Σ	n	Σ
11.00-11.99	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10.00-10.99	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0
9.00-9.99	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0
8.00-8.99	0	0	0	0	0	0	4	6	1	1
7.00-7.99	0	0	0	0	0	0	3	9	2	3
6.00-6.99	0	0	0	0	0	0	7	16	13	16
5.50-5.99	0	0	1	1	0	0	10	26	18	34
5.00-5.49	0	0	0	1	1	1	21	47	27	61
4.50-4.99	1	1	5	6	1	2	38	85	44	105
4.00-4.49	5	6	7	13	6	8	46	131	61	166
3.50-3.99	7	13	24	37	3	11	53	184	68	234
3.00-3.49	34	51	36	73	7	18	87	271	90	324
2.00-2.99	34	85	36	109	7	28	87	358	90	414

ცხრილიში 4.1-1 Σ აღნიშნავს მოდულურ კოეფიციენტებში ხარჯების დგომის ხანგრძლივობას, ანუ საანგარიშო პერიოდში დღეთა რიცხვს, როდესაც დაკვირვებულია მოცემულ ხარჯზე მეტი ან ტოლი მნიშვნელობა (ე.ი. მოცემულ ინტერვალსა და მის ზედა ინტერვალში მოხვედრილ დღეთა რაოდენობის ჯამი).

წყალდიდობების და წყალმოვარდნების რისკების შეფასება მეტად აქტუალური და მნიშვნელოვანი ამოცანაა განსაკუთრებით მათი წარმოქმნისა და დაკვირვების სიხშირეების მიხედვით, საქართველოს ზოგიერთ მდინარეზე მათი შეფასება მოხდა მოდულურ კოეფიციენტებში ეს შესაძლებლობას გვაძლევს შედარება მოვახდინოთ ერთ მასშტაბში.

მდინარეები შერჩეულ იქნა ჰიდროლოგიური რეჟიმის თავისებურებების მიხედვით, რათა სრულად წარმოდგენილიყო ქვეყნის ტერტორიის ჰიდროლოგიური თავისებურებანი და ცალკეულ თვეებში წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების ყველაზე სარისკო პერიოდებად დადგინდა გაზაფხულ-ზაფხულის პერიოდი, თუმცა საქართველოს ზოგიერთი მდინარისათვის შემოდგომის პერიოდის ცალკეული თვეები იყოს განსაზღვრული [38, 39].

მოძიებულ იქნა საქართველოს მდინარეებზე არსებული დაკვირვების მასალები, დამუშავდა მაქსიმალური ხარჯების დაკვირვების საფონდო მასალები, „გამორჩეული“ მონაცემების მაქსიმალური ხარჯებში გაანგარიშებების დიდი მნიშვნელობის გამო მოხდა მისი დაზუსტება მრავალრიცხოვანი საველე-საექსპედიციო კვლევებით. მონაცემები კლასიფიცირებულ და გადავიყვანილ იქნა ელექტრონულ ფორმატში.



ნახაზი 4.1-1. საქართველოს მდინარეთა მაქსიმალური ხარჯების რუკა

4.2. მაქსიმალური ხარჯების სტატისტიკური ანალიზი

მეტად აქტუალურია მდინარის ჩამონადენის და მისი განმაპირობებელი ფაქტორის რაოდენობრივი და ხარისხობრივი ცვლილების დინამიკის გამოვლენა. რიგ შემთხვევებში რიგები ხასიათდებიან ხარჯების შემთხვევითი და არაშემთხვევითი რყევადობით. იგი შედგება ერთი ან რამდენიმე კომპონენტისაგან:

1. საშუალო მნიშვნელობის თანდათანობითი ცვლილება;
2. საშუალო მნიშვნელობის პერიოდული ციკლური რყევადობა;
3. სეზონური ცვლილება;
4. დეტემინისტული მდგენელი, რომლის შეფასებაც ზოგიერთ შემთხვევაში ხდება რიგშიგაკორელაციის კოეფიციენტით.

იმისათვის, რომ ამ კრიტერიუმებით მოხდეს დროებითი რიგების ანალიზი, საჭიროა მისი დანაწევრება რამდენიმე მდგენელად და თითოეულის ცალკეული გამოკვლევა.

თუ დროებითი რიგების ანალიზისას აღმოჩნდება დონეების თანდათანობითი მატება ან კლება, ე.ი. საქმე გვაქვს ტრენდთან. ტრენდი წარმოადგენს დროებითი რიგის მნიშვნელობების მონოტონურ ცვლილებას დროის განმავლობაში [40, 41].

ჰიდროლოგიაში ტრენდს ეძახიან ნელ, მუდმივად ცვლად შემთხვევით პროცესს (x) საანგარიშო პერიოდში. უმრავლეს შემთხვევაში ტრენდი ეს არის ჰიდროლოგიური

რიგების რყევადობა, რომელიც გრძელდება დაკვირვების მთელი პერიოდის განმავლობაში. ჰიდროლოგიურ რიგებში ტრენდი შეიძლება უზრუნველყოფილ იქნეს:

1. მეტეოროლოგიური ფაქტორების ნელი არათანაბარი ცვლილება ან კლიმატის მრავალწლიური ცვალებადობა;
2. წყალმემკრების ფიზიკურ-გეოგრაფიული ცვლილება, მათ შორის ადამიანის სამეურნეო საქმიანობის შედეგად.

ტრენდის შეფასებისათვის სხვადასხვა კრიტერიუმებსა და ხერხებს იყენებენ: წრფივი რეგრესია, კენდალისა და სპირმენის კრიტერიუმები რანგობრივი კრიტერიუმები, მცოცავი საშუალოს ხერხი და სხვა.

ტრენდის გამოვლენის თვალსაჩინო ხერხს წრფივი რეგრესია წარმოადგენს $y = ax + b$, ამ შემთხვევაში ტრენდის არსებობა სარწმუნოდ ითვლება თუ სრულად

პირობა $a \geq 1.96\sigma_{ab} \sqrt{n / \left[n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \right]}$, სადაც $\sigma_{ab} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - ax_i - b)^2 / (n - 2)}$.

სპირმენის კრიტერიუმს შემდეგი სახე აქვს: $\rho = 1 - 6 \sum_{i=1}^n d_i^2 / (n^3 - n)$

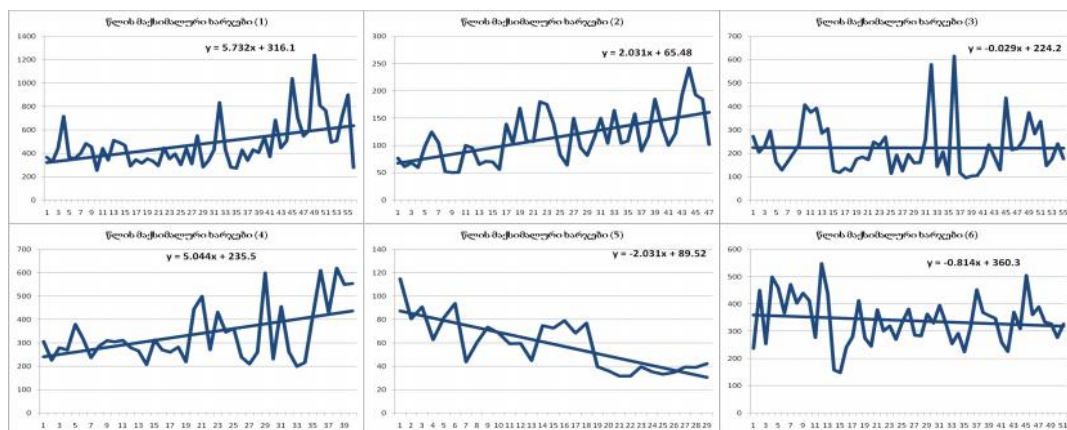
სადაც, d_i - არის სხვაობა რიგის მნიშვნელობათა რანგსა და რიგით ნომერს შორის n .

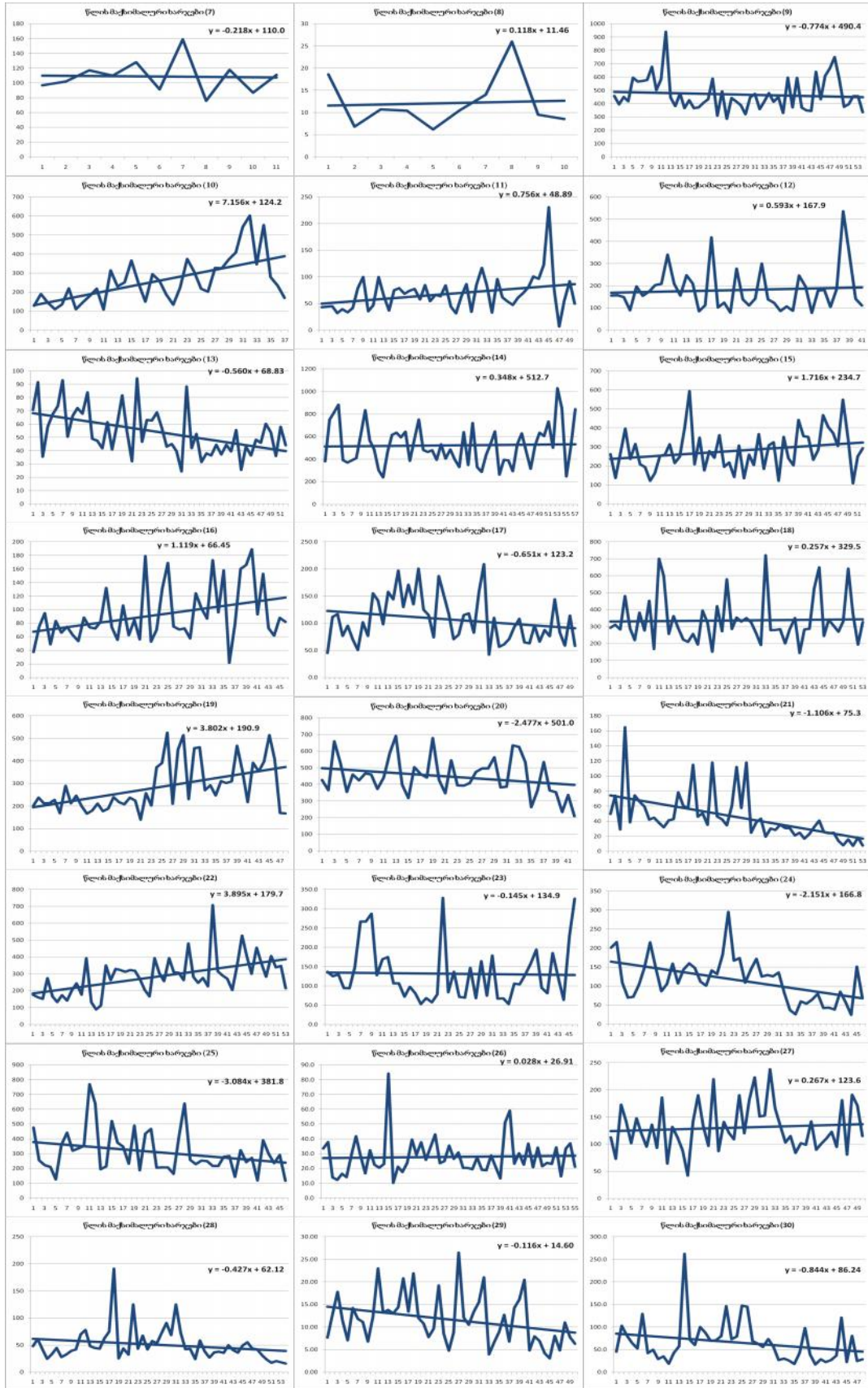
ტრენდის მნიშვნელობის შესაფასებლად გამოყენებულია კენდალის კრიტერიუმი (kendall, 1973). რყევადობის რიგში x_1, x_2, \dots, x_N გამოითვლება შემთხვევითი რიცხვი, როცა $x_j > x_i$, როდესაც $j > i$. ვთქვათ იგი უდრის P -ს. შემთხვევით სიდიდეთა რიგში, ეს

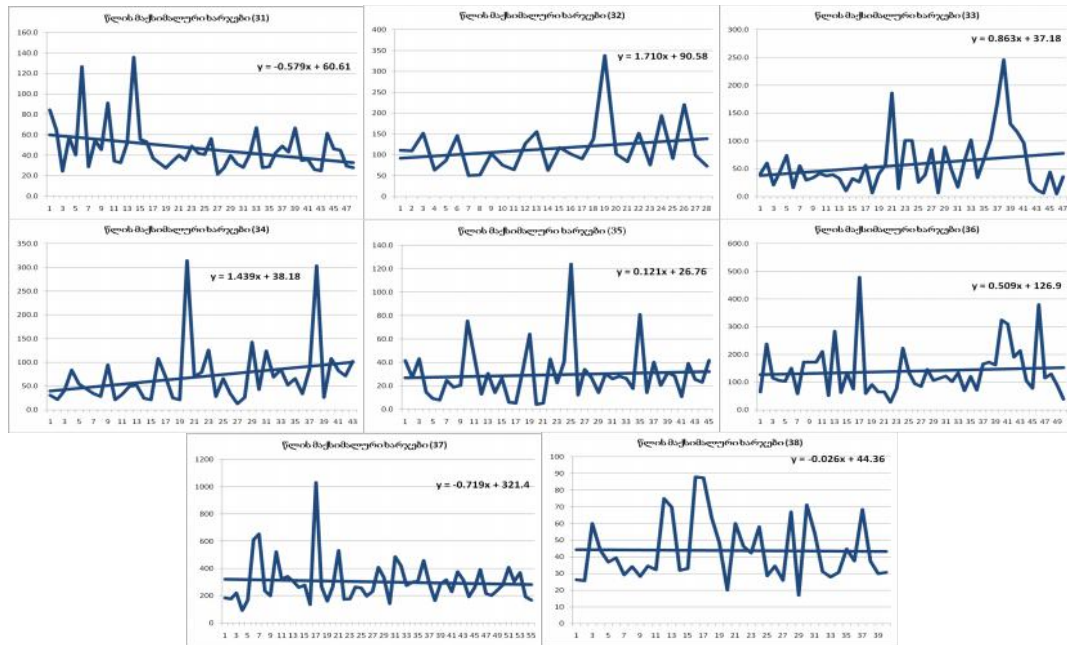
რიცხვი შეიძლება ტოლი იყოს $\frac{N(N-1)}{4}$ -ის. თუ P აღმოჩნდება მოსალოდნელ რიცხვზე

მეტი, მაშინ საქმე გვაქვს მზარდ ტრენდთან, ხოლო როცა ნაკლებია, მაშინ კლებად ტრენდთან. კენდალის მიხედვით P რანჟირების კოეფიციენტთან შემდეგ ურთიერთდამოკიდებულებაშია, რომელიც გამოითვლება შემდეგი ფორმულით

$\tau = \frac{4P}{N(N-1)} - 1$ და აქვს დისპერსია $V_{ar} \tau = \frac{2(2N+5)}{9N(N-1)}$.







ნახაზი 4.2-1. საქართველოს მდინარეებზე (1-კოდორი; 2- გვანდრა; 3-ჩხალთა; 4 ენგური; 5-მულხრა; 6-რიონი; 7-თერგი; 8-ჩხერი; 9-ბზიფი; 10-გუმისთა; 11-აღმოსავლეთ გუმისთა; 12-ხოზი; 13-ლაჯანური; 14-ყვირილა; 15-ძირულა; 16-ჩხერიმელა; 17-ხანისწყალი; 18-ცხენისწყალი; 19-ტეხური; 20-სუფსა; 21-ბახვისწყალი; 22-ნატანები; 23-კინტრიში; 24-ჩაქვისწყალი; 25-აჭარისწყალი; 26-ბორჯომი; 27-დიდი ლიახვი; 28-პატარა ლიახვი; 29-ტანა; 30-ქსანი; 31-შავი არაგვი; 32-ფშავის არაგვი; 33-ალგეთი; 34-მაშვერა; 35-ბოლნისი; 36-იორი; 37-ალაზანი; 38-სტორი) მაქსიმალური ხარჯის მრავალწლიური მსვლელობა

წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების შესაფასებლად მეტად მნიშვნელოვანია წყალმოვარდნული აქტივობის კოეფიციენტი $K_{\text{წყ.აქ}}$, იგი მაქსიმალური წყლის ხარჯისა და საშუალო წლიური ხარჯის თანაფარდობაა Q_{max}/\bar{Q} . აღნიშნული კოეფიციენტის საშუალებით შესაძლებელი ხდება შევადაროთ სხვადასხვა ჰიდროლოგიური რეჟიმის მქონე მდინარეთა მახასითებლები [42, 43].

ზოგადად წყალმოვარდნული აქტივობის კოეფიციენტი მცირდება წყალშემკრები აუზის და საშუალო სიმაღლის, საშუალო წლიური ხარჯისა და ნალექების გაზრდისას.

ცხრილი 4.2-1 საქართველოს სხვადასხვა მდინარეთა წყალმოვარდნული აქტივობის კოეფიციენტი $K_{\text{წყ.აქ}}$

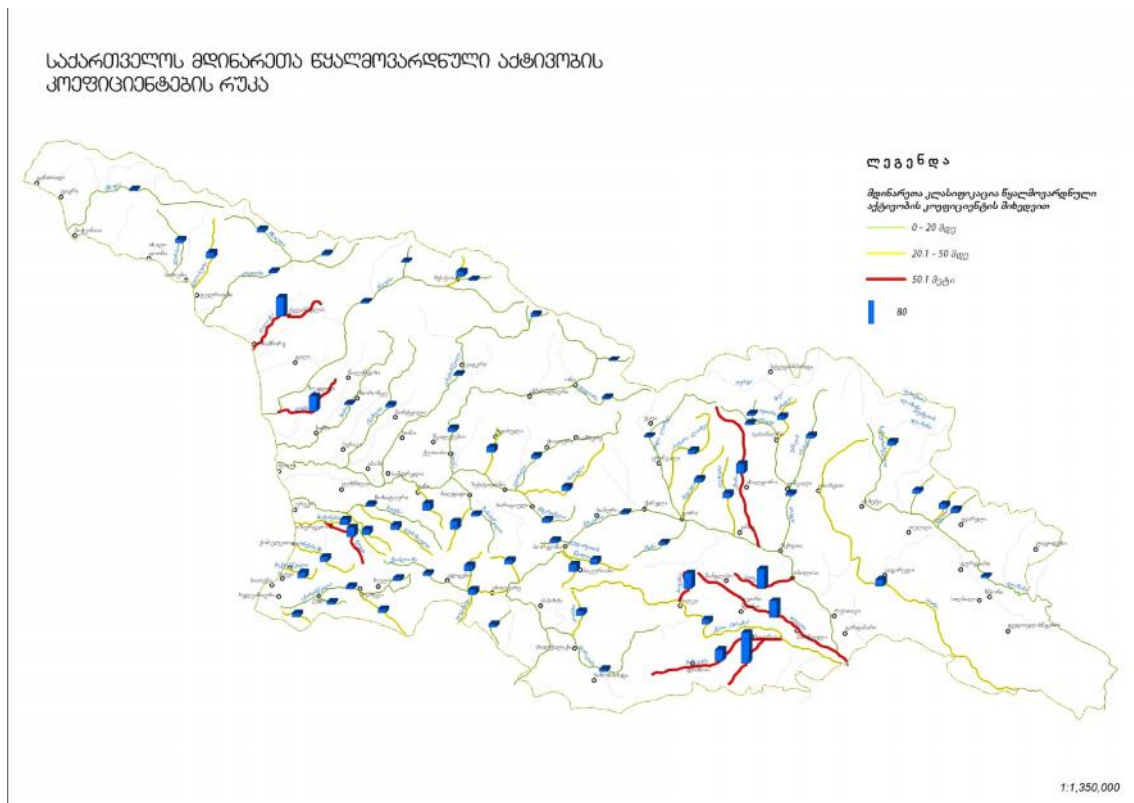
	მდინარე/კვეთი	$K_{\text{წყ.აქ}}$
1	მდ. ბზიფი - ქვედა ბეტაგა	13.8
2	მდ. ბზიფი - ს. ჯირხვა	10.9
3	მდ. ბზიფი - პიცუნდის ხიდი	7.1
4	მდ. გუმისთა - ს. აჩადარა	18.7
5	მდ. კელასური - ს. ბაღმარანი	29.6

6	მდ. კოდორი - ს. ლათა	13.6
7	მდ. კოდორი - ს. ვარჩა	11.2
8	მდ. გვანდრა - ს. გვანდრა	12.1
9	მდ. ჩხალთა - ს. ჩხალთა	16.2
10	მდ. ღალიძგა - ქ. ტყვარჩელი	100.0
11	მდ. რეჩხა - გუმურიში	9.9
12	მდ. ენგური - ს. იფარი	9.2
13	მდ. ენგური - ს. ხაიში	10.4
14	მდ. მულხურა - მინერალური წყაროები	8.0
15	მდ. მესტიაჭალა - დ. მესტია	28.1
16	მდ. ნაკრა - ს. ნაკვი	8.5
17	მდ. ჯუმი - ს. დარჩელი	80.8
18	მდ. ხობი - ს. ლეგახარე	25.5
19	მდ. ხობი - ს. ყულევი	8.2
20	მდ. რიონი - ს. უწერა	5.9
21	მდ. რიონი - ქ. ონი	7.7
22	მდ. რიონი - ს. ხიდიკარი	7.5
23	მდ. რიონი - ს. ალპანა	14.6
24	მდ. რიონი - ს. ნამოხვარი	8.6
25	მდ. რიონი - ს. ზემო ჭალადიდი (საქოჩაკიძე)	7.3
26	მდ. ჭანჭახი - შესართავთან	4.7
27	მდ. ჯეჯორა - ს. პიპილეთი	12.6
28	მდ. ყვირილა - ქ. საჩხერე	15.8
29	მდ. ყვირილა - ქ. ზესტაფონი	17.2
30	მდ. ძირულა - ს. წევა	23.0
31	მდ. ჩხერიმელა - ს. ქვები	24.0
32	მდ. ჩხერიმელა - დ. ხარაგაული	18.4
33	მდ. ტყიბულა - ქ. ტყიბული	27.8
34	მდ. ხანისწყალი - ქ. ბაღდათი	13.4
35	მდ. წაბლარასწყალი - კურორტი საირმე	40.7
36	მდ. სულორი - ს. სალხინო	38.4
37	მდ. ცხენისწყალი - ს. ლუჯი	7.9
38	მდ. ცხენისწყალი - ს. რცხმელური (ნაგომარი)	10.2
39	მდ. ცხენისწყალი - ს. ხიდი	18.4
40	მდ. ზესხო - ს. ზესხო	15.5
41	მდ. ტეხური - ს. ნაქალაქევი	16.0
42	მდ. სუფსა - დ. ჩოხატაური	21.3
43	მდ. სუფსა - ს. ხიდმაღალა	14.6
44	მდ. გუბაზეული - ს. ხიდისთავი	25.8
45	მდ. ბახვისწყალი - ს. ქვედა ბახვი	29.4
46	მდ. ნატანები - სად. ნატანები	29.3
47	მდ. ბჟუჟი - ს. გომი	50.5

48	მდ. კინტრიში - ს. კობი	26.2
49	მდ. ჩაქვისწყალი - ს. ხალა	30.4
50	მდ. მაჭახლისწყალი - ს. სინდიეთი	20.3
51	მდ. აჭარისწყალი - დ. ხულო	22.9
52	მდ. აჭარისწყალი - დ. ქედა	17.0
53	მდ. საციხური - ს. დიდაჭარა	17.2
54	მდ. ჩირუხისწყალი - დ. შუახევი	20.1
55	მდ. აკავრეთა - ს. სიხალიძეები	14.8
56	მდ. მტკვარი - ს. ხერთვისი	23.3
57	მდ. მტკვარი - ს. მინამე	19.6
58	მდ. მტკვარი - ს. ლიკანი	18.2
59	მდ. მტკვარი - ს. გრაკალი	15.0
60	მდ. მტკვარი - ქ. თბილისი	12.2
61	მდ. ფარავანი - ს. ფოკა	13.4
62	მდ. ფარავანი - ს. არაქალი	13.7
63	მდ. ფარავანი - ს. ოროჯოლარი	8.0
64	მდ. ფარავანი - ს. ხერთვისი	15.2
65	მდ. კოჩხი - ს. არაყვა	25.0
66	მდ. ურაველი - ს. ოხერა	16.0
67	მდ. ფოცხოვისწყალი - ს. სხვილისი	27.3
68	მდ. ქვაბლიანი - ს. მლაშე	14.2
69	მდ. აბასთუმნისწყალი - დ. აბასთუმანი	30.6
70	მდ. წინუბნისწყალი - ს. წინუბანი	22.8
71	მდ. ბორჯომულა - ბაკურიანის ანდეზიტი	22.0
72	მდ. ბორჯომულა - ქ. ბორჯომი	39.0
73	მდ. გუჯარეთისწყალი - დ. წალვერი	27.6
74	მდ. ბანისხევი - რვალი	17.8
75	მდ. დიდი ლიახვი - ს. კეხვი	9.2
76	მდ. პატარა ლიახვი - ს. ვანათი	21.6
77	მდ. მეჯუდა - ს. ღრომი	20.3
78	მდ. ტანა - ს. ატენი	15.1
79	მდ. ლეხურა - ს. იგოეთი	28.2
80	მდ. ქსანი - ს. კორინთა	28.0
81	მდ. ქსანი - დ. ახალგორი	9.9
82	მდ. ქსანი - ს. ქსოვრისი	93.3
83	მდ. არაგვი - ს. ჩინთი	14.9
84	მდ. თეთრი არაგვი - ს. მლეთა	12.7
85	მდ. თეთრი არაგვი - დ. ფასანაური	13.8
86	მდ. ხოდისხევი - ს. წკერე	11.9
87	მდ. შავი არაგვი - შესართავთან	20.5
88	მდ. ფშავის არაგვი - ს. მალაროსკარი	17.9
89	მდ. ვერე - ქ. თბილისი	102.9

90	მდ. ალგეთი - ს. ფარცხისი	87.9
91	მდ. ქცია-ხრამი - ს. კუმჩი	11.7
92	მდ. ქცია-ხრამი - ს. ედიქილისა	12.9
93	მდ. ქცია-ხრამი - ს. ჩათახი	85.6
94	მდ. ქცია-ხრამი - ს. დხალეთი	22.5
95	მდ. ქცია-ხრამი - ს. იმირი	26.9
96	მდ. ქცია-ხრამი - წითელი ხიდი	24.9
97	მდ. ბიუკჩაი - ბემტაშენი	81.9
98	მდ. მაშავერა - ს. დიდი დმანისი	61.0
99	მდ. ბოლნისისწყალი - ს. სამწევრისი	160.9
100	მდ. იორი - ს. ლელოვანი	33.9
101	მდ. იორი - ს. ორხევი	36.2
102	მდ. ალაზანი - ს. ბირკიანი	26.1
103	მდ. ალაზანი - ს. შაქრიანი	26.9
104	მდ. ალაზანი - ს. ჭიაურა	11.1
105	მდ. სამყურისწყალი - ს. ხადორი	20.0
106	მდ. დიდხევი - ს. ართანა	17.3
107	მდ. ინწობა - ს. საბუე	24.8
108	მდ. ჩელთი - ს. შილდა	19.4

ცხრილში მოყვანილი პარამეტრების გათვალისწინებით შედგენილია მდინარეთა წყალმოვარდნული აქტივობის რუკა.



ნახაზი 4.2-2. საქართველოს მდინარეთა წყალმოვარდნული აქტივობის რუკა

4.3. მაქსიმალური ხარჯების და მისი განმსაზღვრელი ფაქტორების დროში ცვალებადობის ტენდენციები

კლიმატის ცვლილებების ჩამოყალიბებული ტენდენციების ფონზე ბუნებრივ კატასტროფებს შორის, რომლებსაც გარკვეული ეკოლოგიური პრობლემები და სოციალურ-ეკონომიკური გართულებები მოაქვთ, მნიშვნელოვნად გახშირდა წყალდიდობები და წყალმოვარდნები. მათ გარემოზე ზემოქმედების ორი განსხვავებული სახე აქვთ ისინი აზიანებენ და ხშირ შემთხვევაში იწვევენ სხვადასხვა სახის საინჟინრო ნაგებობების (კაშხალი, ხიდი, ნაპირდამცავი ნაგებობა და სხვა) დაზიანებას და ნგრევას. გადმოდიან კალაპოტიდან და ტბორავენ ჭალებს, დასახლებული პუნქტებისა და სასოფლო-სამეურნეო სავარგულებს ხოლო მდინარეთა შესართავებში სანაპირო ზოლს [44].

მაქსიმალური ხარჯებიდან უფრო დიდი ზარალის მომტანია წვიმის წყალმოვარდნები, რომლებიც მდინარეთა წყლის რეჟიმის ერთ-ერთი ფაზათაგანია, ისინი ხასიათდება შედარებით უფრო სწრაფი მატებითა და კლებით, ზოგჯერ ისეთი მაღალი ხარჯებით, რომ გაზაფხულის წყალდიდობის ხარჯებსაც კი აღემატებიან, ეს პროცესები ინტენსიურად დამახასიათებელია მთის მდინარეებისათვის, როდესაც მაქსიმალური ხარჯების 70-80% შეადგენს წვიმის წყლები, წვიმის წყალმოვარდნები წარმოიქმნებიან არარეგულარულად, ზოგ რაიონებში კი არაყოველწლიურადაც.

წყალმოვარდნის პერიოდის უმნიშვნელოვანეს მახასიათებელს წარმოადგენს წყლის მაქსიმალური და მყისური მასიმალური ხარჯი Q_{\max} . შემდგომში განხილული იქნება დღე-ღამური მაქსიმუმები, რადგან დღე-ღამური მაქსიმუმებიდან მყისიერ მაქსიმუმებზე გადასვლა შესაძლებელია კარგად გამოცდილი სტანდარტული მეთოდებით თუ i რიგის დაკვირვებებში ($i=1,2..n$) დაფიქსირებულია K_i წყალმოვარდნები Q_{ij} მაქსიმალური ხარჯებით, $j=1,..,K_i$, მაშინ i წყლის მაქსიმალური ხარჯი $Q_{\max}^{(i)}$ წარმოადგენს უდიდეს K_i მნიშვნელობიდან. n წელიწადში მივიღებთ $\sum K_i = \bar{K}_n$ მნიშვნელობების მაქსიმალური ხარჯების წყალმოვარდნათა პიკებს. (\bar{K} არის წყალმოვარდნის პერიოდში პიკების საშუალო რიცხვი) მიუხედავად ამისა, გაანგარიშების ტრადიციულ მეთოდებში იყენებენ წლიური მაქსიმუმების $Q_{\max}^{(1)}, \dots, Q_{\max}^{(n)}$ n მნიშვნელობებს. ასეთ შემთხვევაში ინფორმაციის კარგვა თვალსაჩინოა, რადგან ზოგიერთ წლებში შესაძლებელია დაკვირვებული იყოს რამოდენიმე წყალმოვარდნა, რომელთა სიდიდეც გაცილებით მეტი იყოს ვიდრე სხვა წლების მაქსიმუმის მნიშვნელობები. წყალმოვარდნის პირობებში ჩამონადენის რეჟიმზე ასეთ მიდგომას გააჩნია მნიშვნელოვანი ნაკლოვანებები. პირველ რიგში ეს დაკავშირებულია დაკვირვებათა მონაცემებთან. უმრავლეს შემთხვევაში მდინარეებზე დაკვირვების მონაცემები არ აღემატება 40-50 წელს, ამასთან წყალმოვარდნის მაქსიმალური ხარჯების რიგი შეადგენს არა უმეტეს n წელს. ასეთი დაკვირვებული რიგის დროს $F(x)$ განაწილების ფუნქციის პარამეტრების შეფასება დამოკიდებულია Q_{\max} სიდიდეების ექსტრემალურ მნიშვნელობებზე. განსხვავება შემოთავაზებულ და რეალურ განაწილების ფუნქციებს შორის მცირე უზრუნველყოფის არეებში სტატისტიკურად არაკონტროლირებადია. წყალმოვარდნის ჩამონადენის წლიური მაქსიმუმების გათვალისწინება იწვევს არა მარტო ინფორმაციის რაოდენობრივ კარგვას, არამედ

ხარისხობრივადაც. ეს დაკავშირებულია წვიმის წყალმოვარდნების პირობების ალბათურ ხასიათზე: ცალკეული წვიმის წყალმოვარდნის პარამეტრები დამოკიდებულნი არიან ქვეფენილი ზედაპირისა და მეტეოროლოგიური ფაქტორების ერთიან მოქმედებაზე. წყალმოვარდნის მაქსიმალური ხარჯი ფორმირდება სწორედ მეტეოროლოგიური და ქვეფენილი ზედაპირის პარამეტრების შემთხვევით თავსებადობაზე. თუ წლიური მაქსიმუმები დაკვირვებულია მექენის ფონზე, მისი სიდიდე ძირითადად განისაზღვრება ატმოსფერული ნალექების ხასიათით და რაოდენობით. საწინააღმდეგო შემთხვევაში იზრდება წყალმოვარდნის წინა პერიოდის წყლიანობის როლი და წარმოიქმნება წყალმოვარდნის ზედდების ეფექტი წინა წყალმოვარდნის დაცემის პერიოდზე. წლიური მაქსიმალური ჩამონადენის უზრუნველყოფის მრუდის ასაგებად, დაკვირვებული წლიური მონაცემების გაზრდილი რაოდენობის გამოყენებაზე დღეს მუშაობს მრავალი მეცნიერი. ასეთ მიდგომას პრაქტიკაში იყენებენ ამერიკის შეერთებულ შტატებში, დიდი ბრიტანეთში, რუსეთში და სხვაგან. ასეთი მიდგომის საფუძველია შემდეგი მოსაზრებები:

1. ყველა ლოკალური მაქსიმუმები $Q_{ij} = (i = 1, \dots, K_i; j = 1, \dots, n)$ ექვემდებარებიან ერთი და იგივე განაწილების ფუნქციას;
2. Q_{ij} სიდიდეები დამოუკიდებლები არიან ერთობლიობაში.
3. წყალმოვარდნათა პიკების K_i ყოველწლიური რიცხვი ექვემდებარება პუასონის განტოლებას.

პირველი მოსაზრება ნიშნავს წყალმოვარდნის ჩამონადენის ფორმირების ერთგვაროვნებას თითოეული წლის წყალმოვარდნის მთელი პერიოდისათვის, რომელიც გარკვეულ შემთხვევებში ძლიერ ირღვევა. მეორე პირობის - (ერთი წლის წყალმოვარდნის მაქსიმუმების სტატისტიკური დამოკიდებულების) დარღვევას იწვევს წყალშემკრები აუზის ტენიანობის გავლენა წყალმოვარდნის წინა პერიოდის ჩამონადენის კოეფიციენტზე, აგრეთვე წყალმოვარდნის პერიოდის ზედდება წინა წყალმოვარდნების დაცემის პერიოდზე. მაქსიმუმების პიკების რიცხვების განაწილების ალბათობა შესაძლებელია განსხვავდებოდეს პუასონის განაწილებისაგან. მაგალითად წყალმოვარდნის პერიოდის ხანგრძლივობის ცვალებადობით.

თუ ირღვევა მხოლოდ მესამე მოსაზრება, ხოლო პირველი ორი აკმაყოფილებს მოთხოვნილებას, მაშინ ემპირიული უზრუნველყოფის მრუდის ($Q_{\max}^{(1)}, \dots, Q_{\max}^{(n)}$) მაგვირად შესაძლებელია გამოვიყენოთ რიგის უფრო ზუსტი შეფასება, რომელიც იყენებს ყველა $N = \bar{K} \cdot n$ დაკვირვებულ ლოკალურ მაქსიმუმებს:

$$F_n^*(x) = \frac{1}{n} \sum [F_n^*(x)]^{K_i} \quad (4.1)$$

სადაც, $F_n^*(x)$ - განაწილების ემპირიული ფუნქციაა, რომელიც მიიღება $Q_{ij} (j = 1, \dots, K_i; i = 1, \dots, n)$ მაქსიმუმების რიგით. ასეთი შეფასება პრაქტიკულად არ იძლევა Q_{\max} დაზუსტებას ექსტრემალური მნიშვნელობის არეებში, მაგრამ გაცილებით ზუსტ შედეგებს იძლევა საშუალო და მცირე უზრუნველყოფის არეებში. სწორედ ამ მიზეზით და უზრუნველყოფის მრუდის Q_{\max} აპროქსიმაციით, რომელიმე თეორიული ფუნქციით ის საშუალებას იძლევა გავზარდოთ განაწილების ფუნქციის პარამეტრების სიზუსტე. მაგალითად რიგის მათემატიკური ლოდინი, ვარიაციისა და ასიმეტრიის კოეფიციენტები.

ამრიგად სამი მოსაზრებიდან ერთ-ერთის დარღვევის შემთხვევაში წყალმომარაგების ყველა დაკვირვებული მაქსიმუმების გამოყენება დაკავშირებულია გარკვეულ სიმწვანეებთან მათი სტატისტიკური ანგარიშის დროს. ამ სიმწვანეების გადალახვა შესაძლებელია სტოქსტური მოდელის საშუალებით, რომელიც დღე-ღამური ხარჯების ალბათურ ცვალებადობას აღწერს წყალდიდობის პერიოდში მრავალწლიურ ჭრილში.

სტოქსტური მოდელი აღწერს წყალდიდობის პერიოდში წყლის ხარჯის რყევადობას, როგორც შემთხვევითი პროცესის რეალიზაციას $Q(t)$. ცნობილია რომ გაზომილი ხარჯები შეიცავენ მნიშვნელოვან შემთხვევით შეცდომებს, განსაკუთრებით წყლის ხარჯის მაღალი მნიშვნელობები. ამ შეცდომების ბუნება და გათვალისწინება წყალსამეურნეო და ჰიდროლოგიურ გაანგარიშებებში დეტალურად არის შესწავლილი. თეორიული ანალიზი რომ არ გავართულოთ შემდგომში განხილულ იქნება გაზომილი ხარჯების რყევადობა დროში. არა რეალური ხარჯების, არამედ წყალმომარაგების პერიოდის ხანგრძლივობა, თუ იგი არ მოიცავს მთელ წელს, ვარირებს წლიდან წლამდე. მოდელში გათვალისწინებულია მდინარისათვის მაქსიმალური წყალმომარაგების პერიოდები. $t = 0$ მიღებულია წყალმომარაგების პერიოდის დასაწყისი, ხოლო $t = T$ მისი დამთავრება. T არის მისი ხანგრძლივობა. აქედან გამომდინარე გაზომილი წყლის ხარჯების $Q(t)$ რყევადობის პროცესი განხილულია $T \supset [0, T]$. მოდელი დაფუძნებულია თითოეული წლის (სეზონის) აპროკსიმაცია შემდეგი ფუნქციით:

$$Q(t) = q_0 \{ \phi_0(t) + \sum_{j=1}^k q_j \{ \phi_j(t - t_j) \} \quad (4.2)$$

სადაც, q_0 - მოცემული წლის ბაზისური ჩამონადენის საშუალო მნიშვნელობა; K - ამ წლის წყალმომარაგანთა პიკების რიცხვია; t_1, \dots, t_k - პიკების გავლის თარიღებია; q_1, \dots, q_k - მაქსიმალური ხარჯების მნიშვნელობებია, რომლებიც დამოუკიდებლად ფორმირდებიან; $\phi_0(t)$ - ბაზისური ჩამონადენის ჰიდროგრაფის ფორმის უგანზომილებო ფუნქციაა; $\phi_j(t - t_j)$ - j -რი წყალმომარაგანის ფორმის უგანზომილებო ფუნქციაა, რომელიც აღწერს დონის აწევას, როცა $t \leq t_j$ და კლებას, როცა $t > t_j$.

$\phi_j(t - t_j)$ j -ი წყალმომარაგანების ფორმის უგანზომილებო ფუნქციაა. იგი წრფის მონაკვეთის სახით აღწერს წყლის დონის აწევის ძირითად ტოტს \dagger_j დროში (დღე-ღამე), ხოლო წყლის დონის დაწევის ტოტს ექსპონენტის სახით, წყლის დონის დაწევის ინტენსივობის კოეფიციენტით r_j [^]/დღე-ღამე.

$$\phi_j(t - t_j) = \begin{cases} 0, & \text{როცა } t \leq t_j - \dagger_j \\ 1 + \frac{1}{\dagger_j}(t - t_j), & \text{როცა } t_j - \dagger_j < t \leq t_j \\ \exp[-r_j(t - t_j)] & \text{როცა } t > t_j \end{cases} \quad (4.3)$$

წყლის დონის ინტენსიური აწევის დრო შეესაბამება $t \leq t_j - r_j$; წყლის დონის სწორხაზოვანი აწევის დრო მოიცავს დროის მონაკვეთს $[t_j - \dagger_j, t_j]$ \dagger_j ხანგრძლივობით; წყალმომარაგანის პიკის გავლის დროა t_j (დღე-ღამის რიცხვია წყალმომარაგანის პერიოდის დაწყებიდან $t = 0$); შემდგომ წყალმომარაგანის პერიოდის ბოლომდე, როცა $t = T$, იწყება წყლის დონის ექსპონენტული დაცემა, რომლის ფაქტიური

ხანგრძლივობაა წყლის ხარჯამდე, რომელიც შეადგენს q_j -ის 1%-ს ტოლია $(1/r_j) \ln 100 = 4,3/r_j$ დღე-ღამეს.

ბაზისური ჩამონადენის ზემოთ მოცემული მარტივი აღწერა და წყალმოვარდნის წყლის დონის აწევისა და დაწევის აპროკსიმაციისათვის (4.3) ფორმულის გამოყენება არ წარმოადგენენ სტოქასტურ მოდელში აუცილებელ პირობას.

სტოქასტურ მოდელში ყველაზე მნიშვნელოვან და რთულ ეტაპად ითვლება წყალმოვარდნათა პიკების (K) შემთხვევითი ვარიაციების აღწერა და მათი განაწილება წყალმოვარდნის პერიოდში ე.ი. (t_1, \dots, t_K) რიცხვებში პრაქტიკულად ყველა ამოცანა, რომელიც დაკავშირებულია ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენების ანალიზსა და მოდელირებასთან, გამოიყენება პროცესების პუასონის თეორია. ბოლო წლებში ასეთი მიდგომა ფართოდ გამოიყენება სხვადასხვა სინოპტიკური პროცესების აღსაწერად, რომლებიც განსაზღვრავენ ჩამონადენის ფორმირების პირობებს და ატმოსფერულ ნალექებს. პირველად იგი გამოყენებულ იქნა პ. ივლსონის მიერ წყალმოვარდნათა შორის ინტერვალების ხანგრძლივობის აღსაწერად.

პუასონის სტაციონალური მოდელი ითვალისწინებს ხდომილების (წყალმოვარდნათა პიკები) გავლის თანმიმდევრობის თვისებებს:

1. K ხდომილების რიცხვი დროის $[t_0, t_0 + T]$ ინტერვალში ექვემდებარება პუასონის განაწილებას:

$$P(K) = \frac{(\lambda T)^K}{K!} e^{-\lambda T}, \text{ ნებისმიერი } K = 0; 1; 2; \dots \quad (4.4)$$

მათემატიკური ლოდინით $M(K) = \lambda T = K$ და დისპერსიით $D(K) = \lambda T$. ინტენსივობის (λ) კოეფიციენტი (ხდომილების საშუალო რიცხვია დროის ერთეულში) ტოლია $\lambda = (1/T)K$.

2. ათვლის (t_0) ნებისმიერი დაწყების და ნებისმიერი K -ს ხდომილების დაწყების ინტერვალები მეზობელ მომენტებს შორის $\Delta_1 = t_1 - t_0$, $\Delta_2 = t_2 - t_1$, $\Delta_K = t_K - t_{K-1}$, წარმოადგენენ დამოუკიდებელ შემთხვევით სიდიდეებს, რომლებიც ექვემდებარებიან ერთიან განაწილების ალბათურ ფუნქციას (სტაციონალური პროცესის აღდგენის თვისება).

3. Δ_j სიდიდეები ექვემდებარებიან ალბათობების მაჩვენებლიან განაწილებას

$$p = (\Delta_j < X) = \begin{cases} 1 - e^{-\lambda x}, & \text{როცა } x \geq 0 \\ 0, & \text{როცა } x < 0 \end{cases} \quad (4.5)$$

პარამეტრები $\Delta = 1/\lambda$, $Cv = 1$, $Cs = 2$.

4. ხდომილების საშუალო რიცხვი ინტერვალში t_0 -დან $t_0 + t$ წარმოადგენს წრფივ ფუნქციას

$$K(t) = \lambda t \quad (4.6)$$

5. ნებისმიერი K , t_0 და T ხდომილების დადგომის მომენტები t_1, \dots, t_K ექვემდებარება ალბათურ განაწილებას სიმკვრივით:

$$f(t_1, \dots, t_K) = \begin{cases} K/T^K, & \text{თუ } t_0 \leq t_1 \leq \dots \leq t_K \leq t_0 + T \\ 0, & \text{საწინააღმდეგო შემთხვევისთვის} \end{cases} \quad (4.7)$$

ე.ი. t_1, \dots, t_K მნიშვნელობები წარმოადგენს K სიდიდეების ვარიაციულ რიგს, რომელიც $[t_0, t_0 + T]$ მონაკვეთზე ექვემდებარება ალბათობის თანაბარ განაწილებას.

რადგან წყალმომარაგების პერიოდის მეტეოროლოგიური პირობები არაერთგვაროვანია, ამიტომ მიზანშეწონილია განვიხილოთ პუასონის არასტაციონალური მოდელი, რომელშიც ინტენსივობის } კოეფიციენტი იცვლება დროში. (4.4) ფორმულაში } კოეფიციენტის ნაცვლად ვიყენებთ } (t) ინტეგრალურ საშუალო მნიშვნელობას ინტერვალში [t₀, t₀ + T]. უცვლელი რჩება Δ₁, Δ₂, ... თანამიმდევრობის დამოუკიდებლობა, ყველა სხვა პირობა ირღვევა. პუასონის არასტაციონალური პროცესი ადვილად შეიძლება გავამარტივოთ დროის მასშტაბის შეცვლით, თუ t = K(t), სადაც K̄(t) წარმოადგენს ხდომილებათა რიცხვის მატების ინტეგრალურ ფუნქციას t დროის მომენტისათვის

$$\bar{K}(t) = \int_{t_0}^t \lambda(u) du \quad (4.8)$$

არასტაციონალური პროცესის დროს K̄(t) ფუნქცია არაწრფეა. ტრანსფორმირებული t დრო იცვლება t₀ = K̄(t₀) = 0 t₀ + T = K̄(t₀ + T) = K̄ ტრანსფორმირებული დროის მასშტაბში საწყისი პროცესი ხდება სტაციონალური. ინტენსივობის კოეფიციენტი } = 1. მამასადამე K̄(t) ფუნქცია მთლიანად განსაზღვრავს პუასონის ნებისმიერ პროცესს.

წყალდიდობის პიკების თარიღებზე გადასვლისას აუცილებელია შემდეგი პირობები:

ა. T პერიოდში მაქსიმალურად შესაძლებელი პიკების რაოდენობა არ უნდა აღემატებოდეს [T/2 + 1] ამასთან t_j და Δ_j დამრგვალებული უნდა იქნენ დღე-ღამემდე.

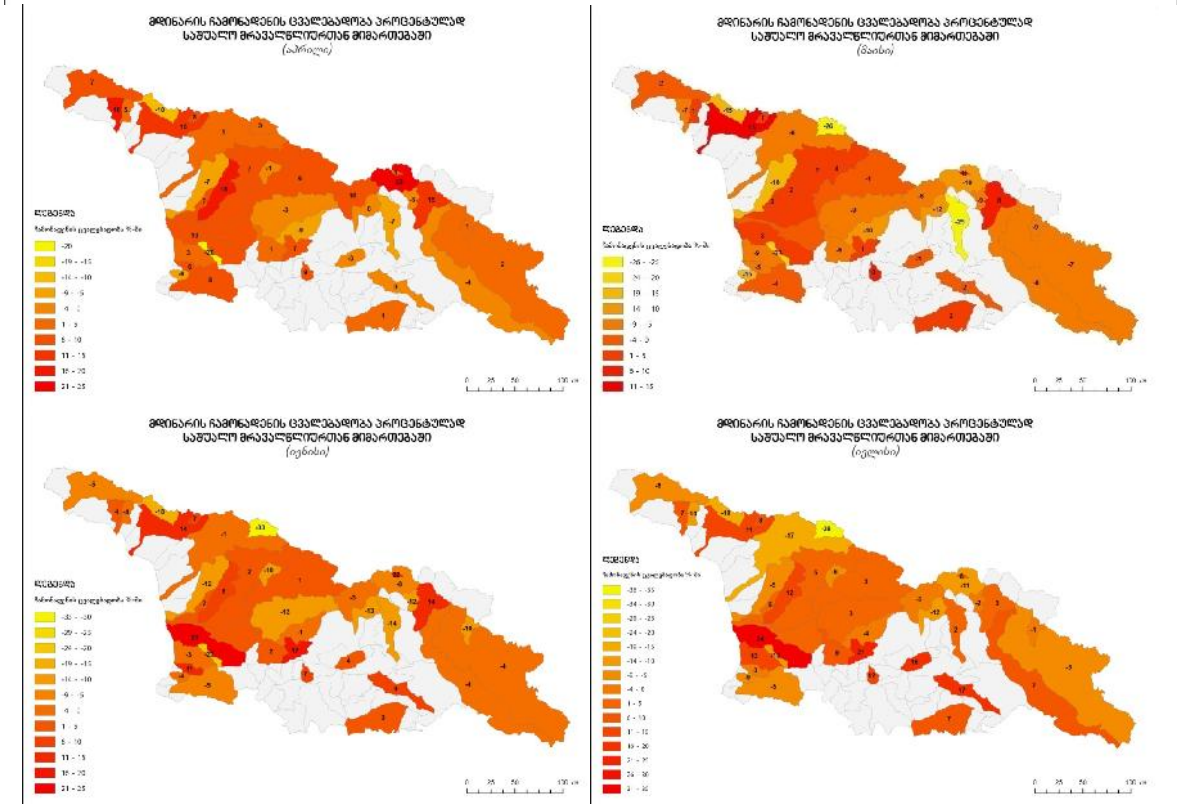
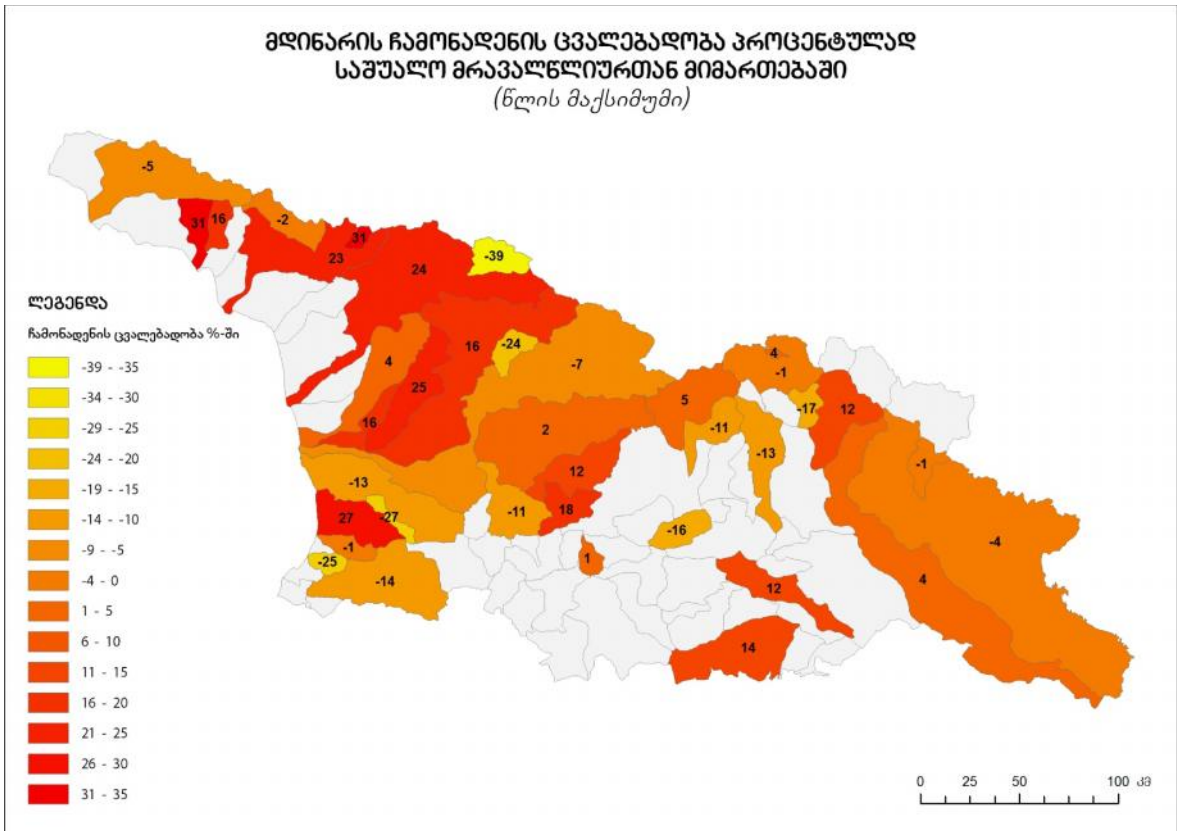
ბ. მინიმალური ინტერვალი მეზობელ დღე-ღამურ მაქსიმუმებს შორის უნდა იყოს 2 დღე-ღამე; ე.ი. min Δ_j = 2, ხოლო მაქსიმალური არ უნდა აღემატებოდეს T-ს. ე.ი. max Δ_j ≤ T < ∞ აქედან გამომდინარე Δ_j უკვე აღარ ექვემდებარება მაჩვენებლიან განაწილებას.

გ. წყალმომარაგების პერიოდის დაწყებისა და დამთავრების ყოველწლიურმა ვარიაციამ შესაძლებელია გამოიწვიოს პიკების საშუალო რიცხვის K(t) ფუნქციის დამახინჯება t რიცხვის ახლობლობაში, 0 და Q-სთან ახლოს.

დ. წყალმომარაგების პერიოდის ხანგრძლივობის ვარიაციამ შესაძლებელია დამახინჯოს ყოველწლიური წყალმომარაგანთა პიკების პუასონის განაწილება, კერძოდ პუასონის განაწილებისაგან განსხვავებით წყალმომარაგანთა პიკების რიცხვის დისპერსია შესაძლებელია აღემატებოდეს მათ საშუალო მნიშვნელობას ე.ი. D(K) > K̄.

მდინარეთა სიმრავლის გამო, საქართველოსთვის მეტად მნიშვნელოვანია წყალდიდობების, წყალმომარაგების და მისგან გამოწვეული რისკების პროგნოზირება. მიუხედავად იმისა რომ წყალდიდობისა და წყალმომარაგების პროგნოზირებაში ბევრია გაკეთებული, მაინც არ არის საკითხი გადაწყვეტილი სასურველ დონემდე. სხვადასხვა მეთოდებით მიღებული საუკეთესო შედეგებიც კი რეალობიდან მნიშვნელოვან გადახრას იძლევიან.

საქართველოს მდინარეებისათვის დადგენილ იქნა მაქსიმალური ხარჯებისა და წყალდიდობის პერიოდის (აპრილი-მაისი-ივნისი-ივლისი) დროში ცვალებადობის ტენდენციები [45].



ნახაზი 4.3-1. საქართველოს მდინარეების მაქსიმალური ხარჯებისა და წყალდიდობის პერიოდის (აპრილი-მაისი-ივნისი-ივლისი) ცვალებადობა.

ჩამონადენის ცვლილება მეტად არათანაბარია, როგორც სხვადასხვა მდინარეებისათვის, ასევე პერიოდებისათვის.

4.4. ჰიდროლოგიური პარამეტრების განსაზღვრა და მდინარეთა აუზებში წყალმოვარდნის რისკები

მაქსიმალური ხარჯების პროგნოზირების დღეს არსებული მეთოდები შეიძლება დაიყოს ალბათურ და დეტერმინისტულ მეთოდებად. ალბათური მეთოდები ძირითადად ეყრდნობა შემთხვევითი პროცესების თეორიას, რომლის საშუალებითაც ხდება წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების დამახასიათებელი პარამეტრების რიცხვითი მნიშვნელობების დადგენა. სხვა მეთოდებთან შედარებით ალბათური მეთოდები სრულიად ასახავს წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების ცვალებადობას დროში და განმსაზღვრელი ფაქტორების შემთხვევით ხასიათს.

დეტერმინისტული მეთოდები ეყრდნობა სენ-ვენანის განტოლებას. ამიტომ გამოიყენება წყალდიდობის საანგარიშო უამრავი გამარტივებული მეთოდები. ეს მეთოდები იყოფა შემდეგ ჯგუფებად: ემპირიული მეთოდები, წრფივი მოდელები, ჰიდროლოგიური მეთოდები, ჰიდრაულიკური მეთოდები და რიცხვითი მეთოდები. ემპირიული მეთოდები დაფუძნებულია ინტუიციასა და წინა წლებში გავლილი წყალმოვარდნის ტალღის დაკვირვებულ მახასიათებლებზე. წრფივი მოდელები წარმოადგენს სენ-ვენანის განტოლების ჩაწერის გამარტივებულ ფორმას. რომლის საშუალებითაც მიიღება სენ-ვენანის განტოლების ამონახსენი. ჰიდროლოგიური მეთოდები დამყარებულნი არიან მასის შენახვის კანონზე და წყლის ხარჯისა და მოცულობის მიახლოებით თანაფარდობაზე. ჰიდროლოგიური მეთოდებისაგან განსხვავებით ჰიდრაულიკური მეთოდები დამყარებულნი არიან მასის შენახვის გამარტივებულ განტოლებებზე.

მდინარის ჩამონადენის პროცესი არის შემთხვევითი პროცესი და მისი სრული აღწერისათვის უნდა ავაგოთ განაწილების ფუნქცია, რომელიც საკმარისად რთული და მრავალმხრივი ამოცანაა. განაწილების ფუნქციის აგება შეიძლება სამ ძირითად ეტაპად ან ამოცანად გავყოთ, განაწილების ფუნქციის შერჩევა, მიღებული განაწილების ფუნქციისათვის პარამეტრების შეფასება და ემპირიული და აგებული ანალიტიკური განაწილების ფუნქციების თანადობის შეფასება. თითოეული ეს ეტაპი დიდი სირთულეებით და არა ცალსახა ამოხსნით ხასიათდება.

ყოველ განაწილების ფუნქციას ახასიათებს ვარირების (ანდა გავრცელების) საზღვრები (მაგალითად, $-\infty$ -დან $+\infty$ -მდე, 0 -დან $+\infty$ -მდე, a -დან $+\infty$ -მდე, a -დან b -მდე) და კონკრეტული ფორმის მისაღებად მასში შემავალი სტატისტიკური პარამეტრების რაოდენობა (ორი, სამი ან ოთხი: საშუალო, საშუალო კვადრატული გადახრა, ასიმეტრიის კოეფიციენტი და ექსცესი).

ჰიდროლოგიური გაანგარიშებისათვის რეკომენდირებულია გამოყენებულ იქნეს ისეთი განაწილების ფუნქციები, რომლებიც ვრცელდებიან 0 -დან $+\infty$ -მდე და განისაზღვრებიან არა უმეტეს სამი პარამეტრით. ასეთი რეკომენდაციები ემყარება შემდეგ მოსაზრებებს. ჩამონადენის პროცესისათვის ქვედა და ზედა საზღვრების დადგენა თეორიულად შეუძლებელია. რადგანაც წყლის ხარჯის სიდიდე არ შეიძლება უარყოფითი იყოს, ხოლო მისი მინიმალური მნიშვნელობა თეორიულად ვერ განისაზღვრება, ქვედა საზღვარი ანუ მისი შესაძლო მინიმალური სიდიდე დავნიშნოთ

ნულის ტოლად. ასეთივე მსჯელობით წყლის ხარჯის უდიდესი მნიშვნელობის განსაზღვრა თეორიულად შეუძლებელია და ამიტომ მივიჩნით ის უსასრულობად. რაც შეეხება პარამეტრების რაოდენობას, მათემატიკურ სტატისტიკაში დადგენილია, რომ განაწილების ფუნქციის ფორმას ძირითადად განსაზღვრავს პირველი ოთხი მომენტი (ანუ შესაბამისად ოთხი პარამეტრი \bar{x} , Cv , Cs , E) და შემდგომი გაზრდა გასათვალისწინებელი მომენტებისა მის ფორმაზე პრაქტიკულად აღარ მოქმედებს, ე.ი. (სხვადასხვა საზღვრებით) ოთხი მომენტი (ანუ ოთხი პარამეტრი) ერთმანეთს ემთხვევა.

ჩამონადენის გაანგარიშებისას სამპარამეტრიანი განაწილების ფუნქციების გამოყენების უპირატესობა დაფუძნებულია იმ მოსაზრებაზე, რომ ექსცესის (მეოთხე მომენტის) შეფასება დიდ ცდომილებასთან არის დაკავშირებული ჰიდროლოგიური მონაცემების სიმცირის გამო და გარდა ამისა, თითქოს სამი პარამეტრის მნიშვნელობის თანმთხვევის შემთხვევაში სხვადასხვა განაწილების ფუნქციებს შორის პრაქტიკულად განსხვავება არ შეინიშნება. ზოგიერთი განაწილების ფუნქციების (ისეთების, რომელთა ექსცესები დიდად არ განსხვავდებიან) შედარების დროს ეს მოსაზრება მათლდება, მაგრამ სხვა შემთხვევებში განსხვავებები განაწილების ფუნქციებს შორის მნიშვნელოვანია.

რაც შეეხება ექსცესის შეფასების ცდომილებას, ეს მნიშვნელოვანი საკითხია, რომელიც შესწავლას და გათვალისწინებას (გარკვეული შესწორების სახით) მოითხოვს. ისეთი განაწილების ფუნქციების გამოყენების დროს, რომელთათვისაც ექსცესს არ ვაფასებთ, ფაქტიურად ექსცესის რაღაც მნიშვნელობას მაინც ვითვალისწინებთ (იმ მნიშვნელობას, რომელიც გამოყენებულ განაწილების ფუნქციაში დევს).

ხშირ შემთხვევაში განაწილების ფუნქციის საზღვრები და მასში შემავალი შესაფასებელი პარამეტრების რაოდენობა ურთიერთკავშირშია აქვე შევნიშნოთ, რომ ისეთ განაწილებებში, სადაც მაღალი მომენტის პარამეტრები არ ფასდება, ისინი ან ერთმნიშვნელოვნად არის მოცემული ან დაბალ მომენტებთან ფუნქციონალურად არის დაკავშირებული.

მდინარეთა მაქსიმალური ჩამონადენის საანგარიშოდ უნდა ვაწარმოოთ ჰიდროლოგიური რეჟიმის სხვადასხვა კუთხით შეფასება. მაგრამ ჰიდროლოგიური მახასიათებლების უზრუნველყოფილი მნიშვნელობების განსაზღვრა მეტად რთული და არატრივიალური ამოცანაა. საქმე იმაშია, რომ არსებული ჰიდროლოგიური დაკვირვებული რიგები არახანგრძლივი პერიოდისაა და უშუალოდ ამ რიგებით ხარჯის უზრუნველყოფის განსაზღვრა არ გვაძლევს დამაკმაყოფილებელ შედეგს და არასაიმედოა. მართლაც, ნებისმიერი დაკვირვებული რიგისათვის შეიძლება გამოითვალოს მხოლოდ ემპირიული უზრუნველყოფები.

დაკვირვებული მონაცემების ზრდასთან ერთად იცვლება ადრე ფიქსირებული უზრუნველყოფის მნიშვნელობა, გარდა ამისა ემპირიული უზრუნველყოფის წერტილების შეერთებით ვღებულობთ ტეხილ მრუდს და რაიმე საერთო კანონზომიერი ინტერპოლაცია მთელი მრუდისათვის შეუძლებელია. ამასთან ემპირიული უზრუნველყოფები შეზღუდულ არეში გვაქვს (1-დან 99%-მდე) და მისი ექსტრაპოლაცია დაკვირვების მიღმა შეუძლებელია. ამიტომ ერთ-ერთი უპირველესი ამოცანა არის ემპირიული უზრუნველყოფის მრუდის, ასე ვთქვათ გასწორება და ექსტრაპოლაცია. ამ ამოცანის გადასაწყვეტად ჰიდროლოგიაში გამოიყენება სხვადასხვა ანალიტიკური განაწილების ფუნქციები: ნორმალური; პირსონის III ტიპი; სამპარამეტრიანი გამა-

განაწილება (კრიცკი-მენკელის მრუდი); ლოგნორმალური; გუმბელის; გუდრიჩის; ჯონსონის და ა.შ.

ნორმალური განაწილების კანონი (ხშირად მას გაუსის ან გაუს-ლაპლასის განაწილებას უწოდებენ) ყველაზე უფრო ფართო გამოყენება აქვს მათემატიკურ სტატისტიკაში. ნორმალური განაწილება მიღებულ იქნა გაზომვების ცდომილებათა ანალიზთან დაკავშირებით, ხოლო შემდგომში დიდი გამოყენება ჰპოვა მრავალი ბუნებრივი მოვლენების სტატისტიკური ერთობლიობის აღწერისათვის. ეს განაწილება გამოყენებულ იქნა ხაზენის მიერ (1914-17 წ.წ.) ჩამონადენის მრავალწლიური რყევადობის აღწერისათვის. დღესაც მრავალი ამოცანის გადასაწყვეტად ნორმალური განაწილება გამოიყენება.

ნორმალური განაწილება არის ორპარამეტრიანი, იცვლება $-\infty$ -დან $+\infty$ -მდე. პირსონის გრაფიკზე წერტილით გამოისახება. არის სიმეტრიული განაწილება და ასიმეტრია და ექსცესი ერთმნიშვნელოვნად აქვს სიმეტრიულობის და საზღვრების გამო ჰიდროლოგიური მოვლენების აღწერისათვის თითქმის აღარ გამოიყენება. მას ძირითადად იყენებენ პარამეტრების შეფასებათა ცდომილებების შესწავლისა და ხელოვნური რიგების მოდელირებისათვის.

ნორმალური განაწილების ალბათობების სიმკვრივეს შემდეგი სახე აქვს:

$$P(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma^2}} \quad (4.9)$$

სადაც σ -საშუალო კვადრატული გადახრა. ნორმალურ განაწილებაში საშუალო, მოდა და მედიანა ერთმანეთს ემთხვევა.

ნორმალური განაწილების პარამეტრების შეფასების მომენტთა მეთოდი და უდიდესი დასაჯერისობის მეთოდი ერთი და იგივე შედეგს იძლევა.

ლოგნორმალური განაწილება ძირითადად გამოიყენება ჰიდროლოგიური და მეტეოროლოგიური სიდიდეების აღწერისათვის, რომელთაც გაზრდილი ასიმეტრიულობა ახასიათებთ (მაგალითად მაქსიმალური ხარჯები ან ნალექები). ეს განაწილება ორი სახით გვხვდება: ერთი, როდესაც განაწილების ფუნქცია იცვლება 0-დან ∞ -მდე, მეორე a -დან ∞ -მდე. ჰიდროლოგიაში ძირითადად გამოიყენება პირველი ტიპის ფუნქცია. აღნიშნული განაწილების ფუნქცია მეტად მნიშვნელოვანია რადგან მაქსიმალური ხარჯების ფორმირება პირდაპირ კავშირშია მეტეოროლოგიურ პროცესებთან. ნორმალურ განაწილებასთან მარტივი ურთიერთკავშირი საშუალებას იძლევა გამოყენებულ იქნას ნორმალური განაწილებისათვის კარგად დამუშავებული მეთოდური საშუალებანი.

ლოგნორმალური განაწილების ფუნქციას იგივე სახე აქვს, რაც ნორმალურს, ოღონდ X -ის ნაცვლად მისი გალოგარითმებული სიდიდე გვექნება.

$$C_s = \frac{3C_v}{1-K_0} + \left(\frac{C_v^3}{1-K_0} \right)^2 \quad \text{და} \quad E = f(C_v, C_s, a) \quad (4.10)$$

სადაც $K_0 = \frac{a}{7}$ – მინიმალური მოლეკულური კოეფიციენტი.

ლოგნორმალურ განაწილებას დადებით რიცხვთა მიმდევრობისათვის მნიშვნელოვანი ასიმეტრიულობა ახასიათებს, რის გამოც მისი გამოყენების სფერო ჰიდროლოგიაში საკმაოდ შეზღუდულია. ამ განაწილების დადებით მხარედ შეიძლება ჩაითვალოს მისი მარტივი ურთიერთკავშირი ნორმალურ განაწილებასთან,

პარამეტრების შეფასების სიმარტივე. უარყოფითია ის, რომ დაკვირვებულის ნაცვლად გალოგარიტმებულ სიდიდეებთან გვაქვს საქმე და საკმაოდ დიდი ასიმეტრიულობა ახასიათებს.

ნორმატიული აქტებით რეკომენდირებული იყო სამპარამეტრიანი გამა-განაწილების გამოყენება ჰიდროლოგიურ გაანგარიშებებში. ეს განაწილება მიღებულია ორპარამეტრიანი გამა-განაწილების (რომელიც იცვლება 0-დან ∞ -მდე და $C_s = 2C_v$ გარდაქმნით. ეს გარდაქმნა ჩაატარეს ცნობილმა მეცნიერებმა ს. კრიცკიმ და მ. მენკელმა და ამ განაწილებას ხშირად კრიცკი-მენკელის განაწილებას უწოდებენ.

სამპარამეტრიანი გამა-განაწილება იცვლება 0-დან ∞ -მდე, C_v / C_s -ს ნებისმიერი თანაფარდობისათვის. მას რთული გამოსახულება აქვს და მისი უშუალო გამოყენება პრაქტიკულ გაანგარიშებებში გართულებულია. ამ განაწილებისათვის შედგენილია სპეციალური საანგარიშო ცხრილები ვარიაციის და ასიმეტრიის სხვადასხვა მნიშვნელობებისათვის, რაც საშუალებას გვაძლევს შედარებით მარტივად გამოვიყენოთ ეს განაწილება. სამპარამეტრიანი გამა-განაწილება საზღვარგარეთის ბევრ ქვეყნებში არ გამოიყენება. იქ ძირითადად იყენებენ პირსონის III, გუმბელის და ნორმალურ განაწილებებს.

განაწილების კანონის შერჩევის შემდეგ უნდა შევაფასოთ ამ განაწილების პარამეტრები. სხვადასხვა განაწილებას პარამეტრების სხვადასხვა რაოდენობა ახასიათებთ: ორი, სამი ან ოთხი. დაკვირვებული მონაცემებით შეფასებული პარამეტრები განაწილების ფუნქციას აძლევს იმ კონკრეტულ სახეს, რომელიც დამახასიათებელია საკვლევი პროცესისათვის. პარამეტრების შეფასებისათვის არსებობს მრავალი ხერხი, რომლებიც ერთმანეთისაგან განსხვავდებიან შეფასების სიზუსტით და სირთულით. გარდა ამისა ზოგიერთი მეთოდი უნივერსალურია და შეიძლება გამოვიყენოთ ყველა განაწილებისათვის (მაგალითად მომენტთა მეთოდი), ზოგი კი მხოლოდ კონკრეტული განაწილებისათვის არის დამუშავებული (მაგალითად უდიდესი დასაჯერისობის მიახლოებითი მეთოდი სამპარამეტრიანი გამა-განაწილებისათვის).

პარამეტრების სტატისტიკური შეფასების მეთოდი უნდა აკმაყოფილებდეს შემდეგ მოთხოვნებს: უნდა იყოს გადაუნაცვლებელი, ძალდებული და ეფექტური. ყველაზე მარტივი ხერხი არის სამი ემპირიული წერტილის ანუ კვანტილების მეთოდი და გრაფო-ანალიზური მეთოდი. გრაფო-ანალიზური მეთოდისათვის საანგარიშო წერტილები გამასწორებელი მრუდიდან აიღება. გამოთვლითი მანქანებისათვის შედგენილია პროგრამა ემპირიული წერტილებისათვის და შემდეგ გრაფო-ანალიზური შესწორებისათვის. აღნიშნული მეთოდი სხვადასხვა განაწილებისათვის განსხვავებული ფორმულებით გამოიყენება. კვანტილების მეთოდი დამუშავებულია ბინომიალური განაწილებისათვის, ლოგნორმალური და ჯონსონის S_B განაწილებებისათვის. ბინომიალური განაწილებისათვის თავდაპირველად გამოითვლება ირიბულობის კოეფიციენტი, ხოლო შემდეგ გამოითვლება საშუალო კვადრატული გადახრა და მათემატიკური ლოდინი.

მომენტთა მეთოდი ყველაზე უფრო გავრცელებული ხერხია პარამეტრების შეფასებისათვის. ამ მეთოდის გამოყენება არ არის დამოკიდებული განაწილების კანონზე (გამოიყენება ყველა განაწილების კანონისათვის), საკმაოდ მარტივი და მოხერხებულია. უდიდესი დასაჯერისობის მეთოდის (ზოგჯერ მას მაქსიმალური

დასაჯერისობის მეთოდსაც ეძახიან) არსი მდგომარეობს იმაში, რომ უცნობი პარამეტრების შეფასებისათვის მიიღება მისი ისეთი მნიშვნელობა, რომლისთვისაც დასაჯერისობის ფუნქცია მაქსიმირდება (ხდება მისი მაქსიმოზაცია). ეს მეთოდი მეტ წონას ანიჭებს ამოკრეფის ისეთ შემთხვევით სიდიდეებს, რომელთაც მეტი ალბათობები შეესაბამება. ეს თვისება განსაკუთრებით მჟღავნდება ასიმეტრიულ განაწილებებში. მომენტთა მეთოდში კი მეტი წონა ამოკრეფის განაპირა წევრებს მიენიჭება და ნაკლები - საშუალოებს. ამიტომ უდიდესი დასაჯერისობის მეთოდი უფრო სტაბილური შეფასებებით ხასიათდება, ვიდრე მომენტთა მეთოდი. ეს მეთოდი იძლევა ძალდებულ შეფასებებს ყველაზე მცირე დისპერსიით და ყველაზე კარგად (სრულად) იყენებს მთელ ინფორმაციას უცნობ პარამეტრზე, რომელიც დევს ამოკრეფაში. ამ მეთოდით შეფასებული სიდიდე შეიძლება გადანაცვლებული იყოს, მაგრამ ის ადვილად გასწორდება. უდიდესი დასაჯერისობის მეთოდის ძირითად ნაკლი მდგომარეობს იმაში, რომ სხვადასხვა განაწილების ფუნქციებისათვის მას სხვადასხვა სახე აქვს და ძირითადად საკმაოდ რთული. ასე მაგალითად ჰიდროლოგიაში ფართოდ გამოყენებული სამპარამეტრიანი გამა-განაწილებისათვის იმდენად რთული სახე აქვს, რომ პრაქტიკულად შეუძლებელია მისი ამოხსნა და ამიტომ დამუშავებულია (ბლოხინოვის მიერ) მიახლოებითი უდიდესი დასაჯერისობის მეთოდი, რომლის პრაქტიკული გამოყენების მიზნით შედგენილია სპეციალური ცხრილები და ნომოგრამები. ავტორი აღნიშნავდა, რომ ის დასაშვებები, რომელიც მიღებულია ამ მეთოდში სამართლიანია და უდავო იმ შემთხვევისათვის, როცა $C_s = 2C_v$. აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ სამპარამეტრიანი გამა-განაწილებისათვის შეფასებული პარამეტრები არ შეიძლება გამოვიყენოთ სხვა განაწილებებში.

წყლის მაქსიმალური ხარჯების განსაზღვრის ყველაზე უფრო გავრცელებული მოდელი ემყარება დაკვირვებული მონაცემების მიხედვით პარამეტრების გაანგარიშებას და შესაბამისს უზრუნველყოფების მრუდის აგებას [46].

დაკვირვებული მონაცემების საფუძველზე, მომენტთა მეთოდით შეფასდა ჰიდროლოგიური პარამეტრები საკვლევი აუზებისათვის, რომელიც მოცემულია ცხრილში 4.4-1.

ცხრილი 4.4-1. საქართველოს მდინარეების ჰიდროლოგიური პარამეტრები

მდინარე	C_v	C_s	0.01%	0.1%	1%	5%	10%
კოდორი	0.42	2.10	5.26	3.70	2.46	1.77	1.51
გვანდრა	0.40	0.74	3.12	2.65	2.14	1.73	1.54
ჩხალთა	0.50	1.95	5.82	4.11	2.74	1.94	1.62
ენგური	0.35	1.25	3.59	2.80	2.12	1.66	1.45
მულხრა	0.38	0.60	2.87	2.48	2.04	1.69	1.51
რიონი	0.25	0.25	2.03	1.85	1.63	1.43	1.33
თერგი	0.21	1.21	2.57	2.08	1.66	1.39	1.27
ჩხერი	0.51	2.98	7.45	4.67	2.85	1.91	1.58
ბზიფი	0.26	1.56	3.24	2.49	1.86	1.48	1.33
გუმისთა	0.47	1.35	4.49	3.47	2.52	1.89	1.61
აღმოსავლეთ გუმისთა	0.50	2.95	7.26	4.57	2.81	1.89	1.56
ხობი	0.54	2.37	6.97	4.64	2.93	2.00	1.64

ლაჯანური	0.32	0.72	2.75	2.34	1.91	1.58	1.43
ყვირილა	0.34	0.68	2.79	2.39	1.96	1.62	1.46
ძირულა	0.37	0.82	3.11	2.60	2.08	1.68	1.50
ჩხერიმელა	0.44	1.03	3.76	3.05	2.34	1.82	1.59
ხანისწყალი	0.40	0.71	3.09	2.63	2.13	1.73	1.54
ცხენისწყალი	0.40	1.54	4.34	3.25	2.31	1.75	1.51
ტეხური	0.37	0.96	3.29	2.70	2.11	1.68	1.49
სუფსა	0.25	0.34	2.10	1.89	1.64	1.44	1.33
ბახვისწყალი	0.70	2.19	7.93	5.52	3.52	2.33	1.86
ნატანები	0.39	1.15	3.67	2.93	2.22	1.73	1.51
კინტრიში	0.54	1.56	5.34	4.01	2.81	2.03	1.70
ჩაქვისწყალი	0.49	0.66	3.37	2.90	2.35	1.89	1.67
აჭარისწყალი	0.45	1.47	4.60	3.46	2.49	1.85	1.58
ბორჯომი	0.45	2.62	6.33	4.11	2.61	1.82	1.52
დიდი ლიახვი	0.33	0.61	2.67	2.31	1.91	1.60	1.44
პატარა ლიახვი	0.60	3.50	9.29	5.54	3.22	2.06	1.67
ტანა	0.46	0.79	3.47	2.92	2.32	1.85	1.62
ქსანი	0.70	2.65	9.07	5.92	3.58	2.30	1.82
შავი არაგვი	0.51	3.02	7.48	4.67	2.85	1.91	1.57
ფშავის არაგვი	0.54	3.10	8.02	4.96	2.97	1.97	1.61
ალგეთი	0.87	2.25	9.36	6.63	4.20	2.68	2.08
მაშავერა	0.34	0.35	2.45	2.18	1.87	1.59	1.46
ბოლნისი	0.76	2.97	10.4	6.61	3.85	2.40	1.87
იორი	0.64	2.18	7.47	5.13	3.99	2.21	1.78
ალაზანი	0.52	3.07	7.68	4.77	2.89	1.93	1.58
სტორი	0.42	0.99	3.59	2.94	2.27	1.78	1.56

წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების გავრცელების პროგნოზირების არსებული მეთოდების სისტემურმა ანალიზმა გვიჩვენა რომ რეალობასთან მიახლოებითი შედეგების მიღება შესაძლებელია კომპლექსური მიდგომით. აუცილებელია გამოყენებულ იქნას როგორც ალბათური, ასევე დეტერმინისტული მეთოდები და პროცესის განმსაზღვრელი ძირითადი ფაქტორები განხილულ იქნან როგორც შემთხვევითი სიდიდეები. მიუხედავად მთელი რიგი პრაქტიკული ხასიათის სიძნელეებისა, არსებობს თეორიული საფუძველი ჰიდრომეტეოროლოგიური პროცესების რიცხვითი მოდელის შექმნისა, რომელიც გაითვალისწინებს ამ პროცესებზე დაკვირვების შედეგად მიღებული ინფორმაციის მრავალფეროვნებას. მაგრამ, არსებობს თანმხვედრი პროცესებიც, რომლებიც ატარებენ დისკრეტულ ხასიათს, რომელთა კავშირები უშუალოდ ჰიდრომეტეოროლოგიურ პროცესებთან დროის ინტერვალით არის გამოიხსნული და ძნელად ფორმალიზებადია, მაგრამ მათი გავლენა მდინარის ჩამონადენის პროცესზე და კალაპოტის დინამიკაზე აშკარად შეინიშნება.

დაკვირვებული მაქსიმალური ხარჯების შედარების შედეგების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ საქართველოს მდინარეებზე კატასტროფული წყალმოვარდნები (ძირითადად 0.1%-ზე ნაკლები) იშვიათია. დაკვირვების პერიოდში ძირითადად 1%-

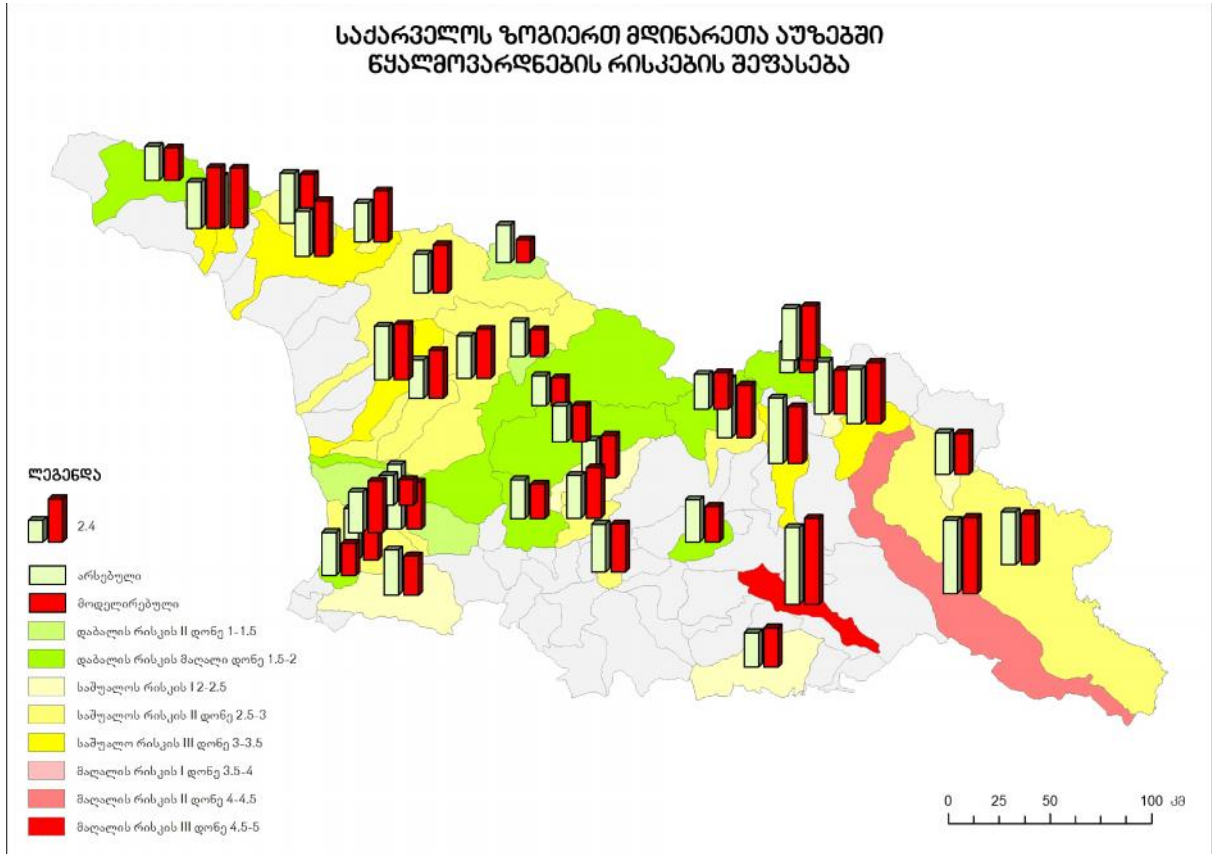
იანის ფარგლებში არსებული უზრუნველყოფის წყალმოვარდნები იყო დაფიქსირებული. ზემოაღნიშნულის გათვალისწინებით შერჩეულ იქნა 1%-იანი უზრუნველყოფის მონაცემები და ამ მონაცემებზე განხორციელდა ჩამონადენზე მიღებული ცვალებადობის გაანგარიშება.

მდინარე	1%	+/- %-ში	ცვლილ. შემდეგ	მდინარე	1%	+/- %-ში	ცვლილ. შემდეგ
კოდორი	2.46	23	3.03	სუფსა	1.64	-13	1.43
გვანდრა	2.14	31	2.80	ბახვისწყალი	3.52	-27	2.57
ჩხალთა	2.74	-2	2.69	ნატანები	2.22	27	2.82
ენგური	2.12	24	2.63	კინტრიში	2.81	-1	2.78
მულხრა	2.04	-39	1.24	ჩაქვისწყალი	2.35	-25	1.76
რიონი	1.63	-7	1.51	აჭარისწყალი	2.49	-14	2.14
თერგი	1.66	-1	1.65	ბორჯომი	2.61	1	2.63
ჩხერი	2.85	4	2.97	დიდი ლიახვი	1.91	5	2.00
ბზიფი	1.86	-5	1.77	პატარა ლიახვი	3.22	-11	2.86
გუმისთა	2.52	31	3.31	ტანა	2.32	-16	1.95
აღმოსავლეთ გუმისთა	2.81	16	3.26	ქსანი	3.58	-13	3.11
ხობი	2.93	4	3.05	შავი არაგვი	2.85	-17	2.37
ლაჯანური	1.91	-24	1.45	ფშავის არაგვი	2.97	12	3.33
ყვირილა	1.96	2	2.00	ალგეთი	4.20	12	4.71
ძირულა	2.08	12	2.33	მაშვერა	1.87	14	2.13
ჩხერიმელა	2.34	18	2.76	ბოლნისი	3.85	4	4.00
ხანისწყალი	2.13	-11	1.89	იორი	3.99	4	4.15
ცხენისწყალი	2.31	16	2.68	ალაზანი	2.89	-4	2.78
ტეხური	2.11	25	2.64	სტორი	2.27	-1	2.25

მოდულურ კოეფიციენტებში გამოსახული მნიშვნელობებით შესაძლებელია სხვადასხვა მდინარეების მაქსიმალური ხარჯების შედარება და მიღებული შედეგებით შესაძლებელია მათი დაყოფა რისკების დონეებად. მათი მნიშვნელობები მერყეობს 1.63-4.20 (გაანგარიშებული) და 1.24-4.71 (ცვლილების შემდგომ) ფარგლებში. შესაბამისად გამოიყო სხვადასხვა რისკის დონეები:

4.5 - 5.0	მაღალი რისკის III დონე
4.0 - 4.5	მაღალი რისკის II დონე
3.5 - 4.0	მაღალი რისკის I დონე
3.0 - 3.5	საშუალო რისკის III დონე
2.5 - 3.0	საშუალო რისკის II დონე
2.0 - 2.5	საშუალო რისკის I დონე
1.5 - 2.0	დაბალი რისკის III დონე
1.0 - 1.5	დაბალი რისკის II დონე

აღნიშნული რაოდენობრივი მახასიათებლების ანალიტიკურად ასახულია ნახაზზე 4.4-1.



ნახაზი 4.4-1. საქართველოს ზოგიერთ მდინარეთა აუზებში წყალდიდობების რისკების შეფასება

წყალდიდობების რისკის შესახებ განხილული ჰიდროროლოგიური რიგებისა და სტიქიური მოვლენების მონაცემების საფუძველზე დადგინდა რისკის, როგორც განმსაზღვრელი კომპლექსური პარამეტრის მნიშვნელობა. ამგვარი მოდელების აგება და მიდგომა საშუალებას გვაძლევს გამოვალინოთ საფრთხის წყაროები, გავანალიზოთ კრიტიკული სიტუაციები და შევაფასოთ სხვადასხვა სცენარები რისკის მრავალი ფაქტორის გათვალისწინებით.

დასკვნა

შეფასდა პრობლემასთან დაკავშირებული თანამედროვე სურათი, სტიქიური მოვლენების წარმოქმნის, განვითარების, ზემოქმედების მექანიზმები, ჰიდროლოგიური და მეტეოროლოგიური ფაქტორები, ზარალისა და მსხვერპლის მასშტაბები, წყალმოვარდენის წინააღმდეგ ბრძოლის პრაქტიკა და ა.შ., როგორც საქართველოში, ისე მსოფლიოში.

ჩამოყალიბდა მეთოდოლოგიის ზოგადი თეორიული საფუძვლები - მოვახდინეთ წყალმოვარდნების შეფასების არსებული მოდელების (სენტ-ვენანტის, ჰიდრაულიკური, ჰიდროლოგიური, ემპირიული) სრულფასოვანი ანალიზი, რომელმაც გვიჩვენა რომ, რეალობასთან მიახლოებითი შედეგების მიღება შესაძლებელია კომპლექსური მიდგომით. აუცილებელია გამოყენებულ იქნას როგორც ალბათური, ასევე დეტერმინისტული მეთოდები და პროცესის განმსაზღვრელი ძირითადი ფაქტორები განხილულ იქნან როგორც შემთხვევითი სიდიდეები.

დამუშავდა საქართველოს ძირითად მდინარეთა მაქსიმალური ხარჯების დაკვირვების საფონდო მასალები, „გამორჩეული“ მონაცემების მაქსიმალურ ხარჯებში გაანგარიშებების დიდი მნიშვნელობის გამო მოხდა მისი დაზუსტება საველე-საექსპედიციო კვლევებით. მონაცემები კლასიფიცირებულ და გადავიყვანილ იქნა ელექტრონულ ფორმატში.

დამუშავდა მონაცემთა სტატისტიკური რიგები, აგებულ იქნა სხვადასხვა ტიპი განაწილების ფუნქციები და შეფასდა ტრენდები, რომლის გამოვლენის თვალსაჩინო ხერხს წრფივი რეგრესია წარმოადგენს, ტრენდის ნიშნადობა შეფასდა შემთხვევით სიდიდესა და მის რიგით ნომერს შორის კორელაციის კოეფიციენტის სიდიდით. საქართველოს ძირითად მდინარეთა მაქსიმალური ხარჯის ფაქტორული ანალიზისას იშვიათი წყალდიდობების გავლის ალბათობის შემცირება წარმოადგენს დაკვირვებათა უფრო მეტი ხანგრძლივობის შედეგს.

მიღებული იქნა მაქსიმალური ხარჯების რეტროსპექტული სურათი, რომლის საფუძველზე დადგინდა ცალკეულ მდინარეთა მოსალოდნელ ცვლილებათა რაოდენობრივი მახასიათებლები, რაც მეტად განსხვავებულია ცალკეული აუზების მიხედვით, მაქსიმალური ცვლილება დაახლოებით -40%-დან +35%-ის ფარგლებში მერყეობს.

წყალმოვარდნული აქტივობის კოეფიციენტების საშუალებით შესაძლებელი გახდა გამოვლენილიყო მდინარეთა უბნები, რომლებიც შედარებით მაღალი რისკის მატარებელია.

როგორც ინსტრუმენტალური დაკვირვების ასევე გასული საუკუნის ფაქტიური მონაცემების ანალიზმა ცხადყო, რომ კლიმატის ცვლილება არსებითად მოქმედებს ჰიდროლოგიურ ციკლზე. ატმოსფერული ნალექების, თოვლის საფარის, ასევე მყინვარების ცვლილებას აქვს განმსაზღვრელი მნიშვნელობა მდინარის ზედაპირული ჩამონადენისა და წყლის რესურსების ფორმირების ჩამოყალიბებაში.

მდინარეთა ცალკეული აუზებისათვის გაანგარიშდა მაქსიმალური ხარჯები და დადგინდა მასთან დაკავშირებული სხვადასხვა რისკები. ვინაიდან რისკის მნიშვნელობების ყველაზე მაღალი ნიშნული 4.71 აღწევს, შესაბამისად მოხდა მათი შეფასება 0.5 ინტერვალებით და გამოიყო შესაბამისი რიცხვითი კრიტერიუმები: მაღალი რისკის III დონე (4.5 - 5.0); მაღალი რისკის II დონე (4.0 - 4.5); მაღალი რისკის I დონე (3.5

- 4.0); საშუალო რისკის III დონე (3.0 - 3.5); საშუალო რისკის II დონე (2.5 - 3.0); საშუალო რისკის I დონე (2.0 - 2.5); დაბალი რისკის III დონე (1.5 - 2.0); დაბალი რისკის II დონე (1.0 - 1.5); დაბალი რისკის I დონე (0.5 - 1.0).

განისაზღვრა მდინარეთა რისკის შემცველი აუზების ზღვრული მნიშვნელობები, ყველაზე მაღალი რისკის არეალში მოხვდა მდინარე ალგეთისა და იორის აუზები.

ჰიდრომეტეოროლოგიური მოვლენების თვისობრივი პროგნოზირება და აუცილებელი პრევენციული ზომების კომპლექსური მიდგომა - მიწისქვეშა წყლების რაციონალური გამოყენება, ჩამდინარე წყლების ჩაშვებების შემცირება, კომბინირებული წყლმომარაგების სისტემების შექმნა, წყალბრუნვით სისტემებში განმეორებითი წყალმომარაგების წყლის მოცულობების გაზრდა, ჩამდინარე წყლების გაწმენდა, წყლის ობიექტების დროული გეოეკოლოგიური დიაგნოსტიკა, და ა.შ. - მოგვეცემს ახალ კლიმატურ პირობებთან ადაპტაციის შესაძლებლობას და შეამცირებს წყლის რესურსების უარყოფითი ეფექტის დინამიკას.

დამუშავებული მეთოდოლოგია, ანალიზი და შედეგების ინტერპრეტაცია, დასკვნები და რეკომენდაციები, რომელიც დაფუძნებულია არსებულ ფაქტიურ მასალებს, შესაძლებელია გამოყენებულ იქნეს, როგორც წყლის რესურსების კომპლექსური ჰიდროლოგიური შეფასების საფუძველი საქართველოს მდინარეთა აუზებისათვის.

ლიტერატურა

1. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Core Writing Team, Pachauri, R.K. and Reisinger, A. (Eds.), IPCC-2007, Geneva, Switzerland, 2007, pp 104.
2. Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Watson, R.T. and the Core Writing Team (eds.). IPCC-2001, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA, 2001, pp 398.
3. კლიმატის ცვლილების შესახებ საქართველოს მესამე ეროვნული შეტყობინება. საქართველოს გარემოსა და ბუნებრივი რესურსების დაცვის სამინისტრო, თბილისი, გლობალური გარემოსდაცვითი ფონდი, 2015, გვ. 292.
4. EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster Database, 2011. Université Catholique de Louvain, Brussels, Belgium.
5. Наводнения на реках и озерах. Нежиховский Р.А., Л., Гидрометеиздат, 1988, 184 с.
6. Безопасность России. Правовые, социально-экономические и научно-технические аспекты. Региональные проблемы безопасности с учетом риска возникновения природных и техногенных катастроф. Осипов В.И., Королев В.А., Мамаев Ю.А., Рагозин А.Л. М., МГФ “Знание”, 1999, 246 с.
7. Flood warning in Queensland. Bureau of Meteorology, Australian Government, http://www.bom.gov.au/hydro/flood/qld/brochures/qld/fld_qld.shtml.
8. Science Plan on Hazards and Disasters. Earthquakes, Floods and Landslides, ICSU Regional Office for Asia & Pacific, 2008, 48 p.
9. Flood disasters: lesson from the past-worries for the future. Berz G. Water and Maritime Engineering, 2000, 155 p.
10. Thirty years of natural disasters 1974–2003. Guha-Sapir D., Hargitt D., and Hoyois Ph. UCL Presses Universitaires de Louvain, CRED-UCL, 2003, 190 p.
11. Three decades of floods in Europe: a preliminary analysis of EMDAT data, Hoyois Ph. and Guha-Sapir D. UCL Presses Universitaires de Louvain, CRED-UCL, 2003, 88 p.
12. Climate change and floods. Kundzewicz Z.W. Bulletin of WMO, Geneva, Switzerland, 2006, 178 p.
13. Малик Л. Г., 2003. Причины и последствия наводнений, в сб.: Безопасность энергетических сооружений, вып. 11, Гидрологическая безопасность и защита окружающей среды и населения от паводков, М., с. 50-74.
14. Доброумов Б. М., Тумановская С. М., 2002. Наводнения на реках России: их формирование и районирование, Метеорология и гидрология, № 12, с. 70-78.
15. Карасев И. Ф., 1968. О принципах размещения и перспективах развития гидрологической сети, Труды ГГИ, вып. 164, с. 3-36.
16. Flood Risks in Georgia. Grigolia G., Tsomaia V., Bakuradze T., Tbilisi, 2000, 17 p.
17. Dangerous hydrometeorological occurrence of Caucasus. Svanidze G.G., Tsutskiridze I.N., Leningrad, Gidrometeorizdat, 1983, 115 p.
18. Сванидзе Г.Г. Проблемы увеличения водных ресурсов путем воздействия на процессы осадкообразования // Труды V Всесоюз. гидрол. съезда JL: Гидрометеиздат, 1988. Т.2. С. 51-59.

19. Guide on hydrologic practice, 1994. WMO, No. 168.
20. Guide on hydrologic practice, 2009. WMO, No. 168.
21. Опасные гидрометеорологические явления на Кавказе. Абдушлишвили К.Л., Гагца В.П., Керимов А.А. и др., Ленинград, Гидрометеиздат, 1983. 264 с.
22. Колебания климата за последнее тысячелетие. Абрамова Т.А., Битвинская Т.Т., Борисенков Е.П. и др., Ленинград, Гидрометеиздат, 1983. 408 с.
23. Авакян А.Б., Полюшкин А.А. Влияние наводнений на жизнь общества и защита от них. Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1989. № 2. С. 41-54.
24. Климат в прошлом и будущем. Будыко М.И., Ленинград, Гидрометеиздат, 1980. 333 с.
25. Будыко М.И., Анисимов О.А., Борзенкова И.И. и др., Прогноз антропогенных изменений климата и их последствий. Проблемы гидрометеорологии и окружающей среды на пороге XXI века, СПб. Ленинград, Гидрометеиздат, 2000. С. 35-59.
26. Влияние изменений глобального климата на водные ресурсы. Будыко М.И., Винников К.Я., Труды V Всесоюз. гидрол. съезда. Л., Гидрометеиздат, 1988. Т. 2. С. 35-51.
27. Бурцев И.И., Мазин И.П., Черников А.А. Управление распределением водных ресурсов с помощью активных воздействий на атмосферные процессы. Проблемы развития водного хозяйства СССР. М., Наука, 1981. С. 17-26.
28. Долгосрочный вероятностный прогноз речного стока с ледниковых районов (на примере р. Ингури). Сванидзе Г.Г., Труды ЗакНИИ. Тбилиси, Вып. 85 (92), 1986, С. 3-13.
29. Владимиров Л.А. Питание рек и внутригодовое распределение речного стока на территории Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1964. 251 с.
30. Владимиров Л.А. Водный баланс Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 140 с.
31. Методика исследований годового и внутригодового водного баланса горных территорий. Владимиров Л.А., Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 2., Л., Гидрометеиздат, 1976. С. 137-142.
32. Владимиров Л.А., Гигинейшвили Г.Н., Джавахишвили А.И., Закарашвили Н.Н. Водный баланс Кавказа и его географические закономерности. Тбилиси: Мецниереба, 1991. 141 с.
33. Водные ресурсы Закавказья. Под ред. Сванидзе Г.Г., Цомая В.Ш., Л., Гидрометеиздат, 1988. 264 с.
34. G. Grigolia, D. Kereselidze, K. Bilashvili, V. Trapaidze, G. Bregvadze, ASSESSMENT OF VARIABILITY OF FLOODS AND FRESHETS FREQUENCY IN SEPARATE MONTH OF SOME GEORGIA'S RIVERS, Prosedings ICAE-2015, 2015, pp 75-78.
35. გ. გრიგოლია, დ. კერესელიძე, ვ. ტრაპაიძე, გ. ბრეგვაძე. კლიმატის გლობალური ცვლილების ფონზე სხვადასხვა პერიოდის ჩამონადენის ცვალებადობის ტენდენციების შეფასება და ანალიზი მდ. მტკვრისა და ფოცხოვის მაგალითზე, საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომათა კრებული, ტომი 121, 2015, გვ. 15-18

36. D. Kereselidze, K. Bilashvili, V. Trapaidze, G. Bregvadze, "Assessment of tendencies of variability of average monthly discharges of Alazani River and of their annual shares" 5th International Scientific and technical Conference "Modern problems of water management, environmental protection, architecture and construction" Conference Proceedings, 2015, pp. 62-64.
37. გ. გრიგოლია, დ. კერესელიძე, ვ. ტრაპაიძე, გ. ბრეგვაძე. მდინარე ვერეზე ცალკეული თვეებისა და წელის მაქსიმალური ხარჯის ცვალებადობის დინამიკის (ტრენდის) შეფასება“ სტუ წყალთამეურნეობის ინსტიტუტის ცოტნე მირცხულავას სახელობის წყალთა მეურნეობის ინსტიტუტის შრომათა კრებული #70, 2015, გვ. 45-49.
38. გ. გრიგოლია, დ. კერესელიძე, ვ. ტრაპაიძე, გ. ბრეგვაძე. „მდინარე მტკვრის (ლიკანთან) წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების სიხშირის შეფასება“ საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ცოტნე მირცხულავას სახელობის წყალთა მეურნეობის ინსტიტუტის სამეცნიერო შრომათა კრებული #69, 2014, გვ. 69-73.
39. გ. გრიგოლია, დ. კერესელიძე, ვ. ტრაპაიძე, გ. ბრეგვაძე. „კლიმატის ცვლილებასთან დაკავშირებით მდინარეთა დელტაში წყალდიდობებისა და წყალმოვარდნების რისკების შეფასება მდინარე რიონის მაგალითზე“ პირველი საერთაშორისო კონფერენციის „კოლხეთის დაბლობის წყლის ეკოსისტემები – დაცვა და რაციონალური გამოყენება“ შრომების კრებული, თბილისი, 2013, გვ. 11-15.
40. გ. გრიგოლია, დ. კერესელიძე, ვ. ტრაპაიძე, გ. ბრეგვაძე. „კლიმატის ცვლილების ფონზე მდინარე ჭოროხისა და აჭარისწყლის წყალდიდობების რისკების შეფასება“ სტუ წყალთა მეურნეობის ინსტიტუტის სამეცნიერო შრომათა კრებული #68, გვ. 48-53, 2013
41. დ. კერესელიძე, ვ. ტრაპაიძე, გ. ბრეგვაძე. „გამოვარდნათა თეორიის გამოყენება წყალმოვარდნის მაქსიმალური ხარჯის საანგარიშოდ“ ჟ. საქართველოს გეოგრაფია #8-9, 2011, გვ. 118-123.
42. „გლობალური დათბობის ფონზე მდ. ნატანების დატბორვის ზონების ჰიდრომეტეოროლოგიური პარამეტრების სტატისტიკური შეფასება“ ჰმი-ს შრომები, ტომი 116, 2011, გვ. 34-36.
43. გ. გრიგოლია, დ. კერესელიძე, ვ. ტრაპაიძე, გ. ბრეგვაძე. „წლის სხვადასხვა პერიოდისათვის მდ. ნატანების ჩამონადენის ტრენდი, ციკლურობა და პერიოდულობა“ ჰმი-ს შრომები, ტომი 116, 2011, გვ. 49-51.
44. Важное А.Н. Анализ и прогнозы стока рек Кавказа. Гидрометеиздат, 1966. 274 с.
45. Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученность. Т 9. Закавказье и Дагестан. Вып. 1. Западное Закавказье, Под ред. Т.Н. Джапаридзе. Л., Гидрометеиздат, 1969. 312 с.
46. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 9. Закавказье и Дагестан. Вып. 1. Западное Закавказье, Под ред. Г.Н. Хмаладзе. Л., Гидрометеиздат, 1969. 312с.