

ელიზბარ ელიზბარაშვილი
საქართველოს კლიმატური
რესურსები





ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
Institute of Hydrometeorology
Институт гидрометеорологии

ელიზბარ ელიზბარაშვილი

**საქართველოს კლიმატური
რესურსები**

თბილისი – TBILISI - ТБИЛИСИ
2007

ელიზბარ ელიზბარაშვილი

საქართველოს კლიმატური რესურსები

Elizbar ElizbaraShvili

CLIMATIC RESOURCES OF GEORGIA

Элизбар Шалвович Элизбарашвили

КЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ ГРУЗИИ



ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
Institute of Hydrometeorology
Институт гидрометеорологии

თბილისი – TBILISI - ТБИЛИСИ
2007

სარედაქციო კოლეგია ნ.ბეგალიშვილი (მთავარი რედაქტორი) ბ.ბერიტაშვილი (რედაქტორის მოადგილე) თ.ცინცაძე (მენეჯერი და ტექნიკური რედაქტორი)	Editorial Board N.Begalishvili (Editor in Chief) B.Beritashvili (Deputy Ed.-in- Chief) T.Tsintsadze (Executive secretary)	Редакционная коллегия Бегалишвили Н.А. (Главный редактор) Бериташвили Б.Ш (зам.гл. редактора) Цинцадзе Т.Н. (отв. секретарь)
---	---	--

ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი.
0112 თბილისი-12, დავით აღმაშენებლის გამზირი
150^ა,

E-mail: ecohydmet@yahoo.com

Institute of Hydrometeorology.
150^a David Agmashenebeli ave., Tbilisi, 0112, Georgia,

ტელ
Tel. (995 32) :951 047,
Тел. 952 028,

Институт гидрометеорологии
0112, Тбилиси-12, пр. Д. Агмашенебели 150^а.

ფაქსო
Fax (995 32) 95-11-60
Факс

საიდენტიფიკაციო №
Identification №
Идентификационный №

202054720

ISBN 99928-885-7-1

რედაქტორი: საქართველოს ეკოლოგიის მეცნიერებათა
აკადემიის პრეზიდენტი, ბიოლოგიის მეცნიერებათა
დოქტორი, პროფესორი მ.ციციქიშვილი

რეცენზენტები: გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი
რ.საშუკაშვილი
ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორი
ჯ.ვანნაძე

© ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
Institute of Hydrometeorology
Институт гидрометеорологии

2007

უაკ 551.582.

მონოგრაფიაში განზოგადოებულია საქართველის კლიმატური რესურსების კვლევის თანამედროვე მდგომარეობა და დასახულია მათი რაციონალურად გამოყენების პერსპექტივები.

ვგანხილულია პრობლემასთან დაკავშირებული მრავალი საკითხი-ჰავის წარმოქმნილი ძირითადი ფაქტორები, კლიმატის ცალკეული ელემენტების რეჟიმი და რესურსი, ნიადაგების კლიმატი და კლიმატური რესურსები, კლიმატური მახასიათებლების დროითი და სივრცითი სტატისტიკური სტრუქტურა, მიკროკლიმატური გამოკვლევები, კლიმატური ველების მათემატიკური მოდელირება და გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება, კლიმატური რაიონები, ამინდის ძირითადი ტიპები, კლიმატური რესურსების გამოყენების პერსპექტივები, კლიმატის ცვლილება.

წიგნი განკუთვნილია კლიმატოლოგებისათვის, გეოგრაფებისათვის, აგრონომებისათვის, აგრომეტეოროლოგებისათვის, ენერგეტიკოსებისათვის, მედიცინის მუშაკთათვის და მკითხველთა ფართო წრისათვის, ვინც დაინტერესებულია საქართველოს კლიმატური რესურსებით და მათი რაციონალურად გამოყენების პერსპექტივებით.

წიგნი შეიძლება გამოყენებულ იქნას როგორც დამხმარე სახელმძღვანელო გეოგრაფიის სპეციალობის სტუდენტების, მაგისტრანტებისა და დოქტორანტებისათვის.

Обобщено современное состояние исследований климатических ресурсов Грузии и намечены перспективы их рационального использования.

Рассмотрены основные климатообразующие факторы, режим и ресурсы отдельных элементов климата, климат и климатические ресурсы почв, временная и пространственная статистическая структура климатических характеристик, микроклиматические исследования, математическое моделирование и геоинформационное картографирование климатических полей, климатические районы, основные типы погоды, перспективы использования климатических ресурсов, изменение климата.

Present state of the investigation of climatic resources of Georgia is generalized and prospects of their efficient use are outlined.

წინასიტყვაობა

დღემდე არსებულ მრავალრიცხოვან კლიმატოლოგიურ და ზოგადგეოგრაფიულ ლიტერატურაში კლიმატური რესურსები გაიგივებულია კლიმატურ ელემენტებთან. ნ.კობიშევას განმარტებით კლიმატური რესურსები კლიმატის ზოგადი მაჩვენებლების ერთობლიობა არ არის. იგი ატმოსფეროში არსებული სხვადასხვა სახეობის ენერჯის, ნივთიერების და ინფორმაციის ის მარაგია, რომელიც შეიძლება გამოვიყენოთ კონკრეტული სოციალურ-ეკონომიკური პრობლემების გადასაწყვეტად.

დამოუკიდებელი საქართველოსთვის კლიმატურ რესურსებს სასიცოცხლო მნიშვნელობა ენიჭება. მათი ეფექტური გამოყენება განსაკუთრებით პერსპექტიულია საკურორტო საქმეში, სოფლის მეურნეობასა და ენერჯეტიკაში. ამ მხრივ აღსანიშნავია ევროპის პატარა ქვეყნების – შვეიცარიის, ავსტრიის, ლუქსემბურგის და ისლანდიის გამოცდილება, რომელთაც საკურორტო მეურნეობა და ტურიზმი აძლევს დიდ შემოსავალს. აღსანიშნავია აგრეთვე ისრაელის წარმატება მზის და ქარის ენერჯიების გამოყენების თვალსაზრისით, ხოლო მოლდავეთს, რომლის ფართობიც საქართველოს ტერიტორიის ნახევარზე კი არ არის, სწორედ კლიმატური ფაქტორების მართებულად გამოყენების გამო, ერთ-ერთი პირველი ადგილი უკავია აღმოსავლეთ ევროპის ქვეყნებს შორის ყურძნის, ხილის, თამბაქოს და ვარდის ზეთის წარმოების მხრივ.

კლიმატური ფაქტორების და რესურსების გამოყენება არ შემოიფარგლება ეკონომიკის ჩამოთვლილი დარგებით. მათი გათვალისწინება აუცილებელია ეკონომიკის ყველა დარგის ნორმალურად ფუნქციონირებისათვის, ტაქტიკური თუ სტრატეგიული დანიშნულების მთელი რიგი ამოცანების გადაწყვეტისათვის. ამასთან დაკავშირებით საქართველოს კლიმატური რესურსების სრულყოფილი შეფასება და რაციონალურად გამოყენება ქვეყნის ერთ-ერთი უმნიშვნელოვანესი პრიორიტეტია.

საქართველოს კლიმატის კვლევაზე და კლიმატური რესურსების შეფასების პრობლემაზე ავტორი მუშაობს რამოდენიმე ათეული წლის მანძილზე და ამ მიმართულებით გამოქვეყნებული აქვს მრავალი პუბლიკაცია, მათ შორის

მონოგრაფიები. ნაშრომთა უმრავლესობა სრულდებოდა სპეციალური, მათ შორის იუნესკოს საერთაშორისო, სამეცნიერო-ტექნიკური პროგრამების შესაბამისად, და ქვეყნდებოდა საზღვარგარეთულ ავტორიტეტულ გამოცემებში, ხოლო შედეგების დიდი ნაწილი აპრობირებულია და დანერგილია პრაქტიკაში. სწორედ ეს გამოკვლევები დაედო საფუძვლად წინამდებარე მონოგრაფიის შედგენას.

პრობლემის სრულფასოვნად გაშუქების მიზნით მონოგრაფიაში განზოგადოებულია აგრეთვე არსებული ფართო ლიტერატურიდან ის იდეები, რომლებმაც გაუძლეს დროის გამოცდას და მიიღეს შესაბამისი დასაბუთება და განვითარება, რამაც წიგნს ენციკლოპედიური ხასიათი მიანიჭა.

საქართველოს კლიმატური რესურსების შეფასების საბოლოო შედეგები წარმოდგენილია სპეციალური შინაარსის რუკების, ტაბულების და ნომოგრამების სახით, რაც უადვილებს პრაქტიკოსს ამ რესურსების გამოყენებას სამეურნეო ამოცანების გადაწყვეტისას.

მონოგრაფიის ავტორი, თვლის რა თავს ცნობილი მეცნიერების ო.დროზდოვის, გ.სულაქველიძის და ნ.კობიშევას მიმდევრად, შეეცადა წარმოდგენილ წიგნში განეკითარებინა კლასიკური და კომპლექსური კლიმატოლოგიის მეთოდები მთიანი ქვეყნის სპეციფიურობის გათვალისწინებით, და შეექმნა საქართველოს კლიმატის და კლიმატური რესურსების განზოგადოებული კომპლექსური აღწერა.

შესავალი

საქართველოს კლიმატისა და კლიმატური რესურსების შესწავლას ხანგრძლივი ისტორია გააჩნია. პირველი კლიმატური აღწერები გვხვდება ჯერ კიდევ ანტიკური დროის ფილოსოფოსების ნაწარმოებებში - ჰეროდოტე, ჰიპოკრატე (ძს.ძვ.წ), სტრაბონი (რ ს. ძვ.წ.) და სხვა. საქართველოს ცალკეული რაიონების კლიმატური თავისებურებების შესახებ მოიხსენიება შუა საუკუნეების ისტორიკოსების ნაწარმოებებში.

ვიზუალურ დაკვირვებებზე დაყრდნობით საქართველოს ცალკეული რეგიონების საინტერესო კლიმატური შეფასებები დაგვიტოვა ცნობილმა ქართველმა გეოგრაფმა, ისტორიკოსმა და მოგზაურმა ვახუშტი ბაგრატიონმა. ის თავის “აღწერა სამეფოსა საქართველოსაში” განსაკუთრებულ ყურადღებას ამახვილებს საქართველოს ცალკეული კუთხეების კლიმატურ თავისებურებებზე. კერძოდ, აღწერს, რომ კოლხეთის ბარი არის “... სველი, ნამიანი, და ნოტიო,” მთიანი აჭარა – “წვიმიანი, სოელი, ... დიდ თოვლიანი”, იმერეთის მაღლობზე “თოვლი დიდი”-ა, ივრის ზეგანი “არის ადგილი ... მცირე თოვლიანი” და ა.შ. საქართველოს დანესტიანების ვახუშტისეული შეფასებები დღესაც კარგ შესაბამისობაშია რეალურ პირობებთან.

ცხადია, რომ საქართველოს კლიმატის კვლევის მეცნიერულად დასაბუთებული შედეგები მიღებულ იქნა მხოლოდ ინსტრუმენტული დაკვირვებების ორგანიზების შემდეგ. 1844 წელს თბილისში დაარსდა მაგნიტურ-მეტეოროლოგიური ობსერვატორია. ამიერიდან თბილისის და საქართველოს კლიმატის შესახებ შეიძლება მსჯელობა ინსტრუმენტული დაკვირვებების საფუძველზე. ამ პირველ გამოკვლევებს შორის აღსანიშნავია გვილდის(1884), ა.ვოეიკოვის(1885), ნ.სალაკის(1862) და ვ.ვოზნესენსკის(1895) ნაშრომები, რომლებშიც მიღებული იყო იზოთერმების და იზოჰიეტების პირველი რუკები.

XIX საუკუნის დასასრულს და XX საუკუნის დასაწყისში საქართველოს კლიმატის კვლევას თავისი შრომები მიუძღვნეს გამოჩენილმა კლიმატოლოგებმა ა. ვოეიკოვმა, ბ. სტატკოვსკიმ, ე. როზენტალმა, გ. ვილდმა, ა. ვოზნესენსკიმ და სხვ.

საქართველოს კლიმატურ თავისებურებებს მრავალი წლის განმავლობაში იკვლევდა ა. ფიგუროვსკი. ის განსაკუთრებულ ყურადღებას აქცევდა ჰაერის ტემპერატურის და ნალექების განაწილებას, და გენეზისს.

კლიმატური ელემენტების რეჟიმის ყველაზე საიმედო მონაცემები, როგორც მეთოდური ისე პრაქტიკული თვალსაზრისით, პირველად მიიღო ო. დროზდოვმა (1948). მან ახლებურად გააშუქა ნალექების კლიმატოლოგიური დამუშავების მთელი რიგი საკითხები და შეადგინა ნალექების წლიური ჯამების რუკა კავკასიისათვის. ჩატარებული გამოკვლევების შედეგად მიღებული იყო კლიმატის ძირითადი ელემენტების ტერიტორიული განაწილების შედარებით დეტალური სურათები და ახლებულად იქნა გაშუქებული მეტეოროლოგიური რიგების დამუშავების მრავალი საკითხი.

შემდგომში საქართველოს კლიმატს და მის ცალკეულ ელემენტებს მიეძღვნა გამოკვლევათა დიდი რაოდენობა, რომელთა შორის განსაკუთრებით აღსანიშნავია მონოგრაფიული ხასიათის ნაშრომები, რომლებიც აჯამებენ მრავალრიცხოვანი მრავალწლიანი კვლევის შედეგებს. მათ შორის უპირველეს ყოვლისა უნდა გავიხსენოთ ა. ზანინას (1961) მონოგრაფია, რომელშიც არსებითად მთლიანად კავკასიის კლიმატის აღწერაა მოცემული. მონოგრაფიაში განხილულია ძირითადი კლიმატწარმოქმნელი ფაქტორები, ჰავის და მისი ცალკეული ელემენტების ზოგადი დახასიათება მთლიანად კავკასიისათვის.

ამავე პერიოდში გამოიცა მ. კორძანიას ცნობილი მონოგრაფია “საქართველოს ჰავა”, რომელიც ხანგრძლივი დროის განმავლობაში ამ დარგში მომუშავე სპეციალისტების სამაგიდო წიგნად ითვლებოდა.

1971 წელს გამოიცა კოლექტიური მონოგრაფია საქართველოს კლიმატის და კლიმატური რესურსების შესახებ, რომელიც მომზადდა ამიერკავკასიის (საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის) ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის სპეციალისტების მიერ (Климат и климатические ресурсы Грузии .Под ред. В.П. Ломинадзе и Г.И. Чиракадзе. Л., Гидрометеиздат, 1971). მასში საკმარისად სრულად არის გაშუქებული ატმოსფერული ნალექების და თოვლის საფარის

ვერტიკალური ზონალობის საკითხები, კლიმატის ძირითადი ელემენტების სივრცითი და დროითი განაწილების კანონზომიერებები, საქართველოს ბიოკლიმატური რესურსები და ბოლოს მოცემულია საქართველოს ახალი კლიმატური დარაიონება.

შემდგომ წლებში გამოიცა რიგი მონოგრაფიები, რომლებიც განაზოგადებენ საქართველოს ტერიტორიაზე კლიმატის ცალკეული ელემენტების განაწილების ხასიათს და რეჟიმს. მათ მიეკუთვნება ი.კვარაცხელიას (1971) და კ.გოგიშვილის (1974) მონოგრაფიები, რომლებშიც განზოგადებულია თავისუფალი ატმოსფეროს კლიმატის და კლიმატის ცირკულაციური ფაქტორების კვლევის შედეგები; ი.ცუცქირიძის (1967), ნ.გვასალიას (1986) და მ.ელიზბარაშვილის (1999) მონოგრაფიები, რომლებშიც განზოგადებულია რადიაციული, თერმული და სითბური რეჟიმის ფუნდამენტური გამოკვლევები, განხილულია ბიომეტეოროლოგიის საკითხების ფართო სპექტრი; შ.ჯავახიშვილის (1981), ჟ.ალიბეგოვას და ე.ელიზბარაშვილის (1980), ე.ელიზბარაშვილის და ზ.ჭავჭავაძის (1992) მონოგრაფიები, რომლებშიც განხილულია ატმოსფერული ნალექების მოსვლის პირობები, ტერიტორიული განაწილება, რეჟიმი და სტრუქტურა; დ.მუშლაძის(1991), კ.თავართქილაძის, ე.ელიზბარაშვილის, დ.მუშლაძის და ჯ.ვაჩნაძის(1999) მონოგრაფიები, რომლებიც სპეციალურად მიემდვნა კლიმატის თანამედროვე ცვლილებას; ე. და მ. ელიზბარაშვილების (2006) მონოგრაფია, რომელშიც განვითარებულია ლანდშაფტთა კლიმატოლოგიის მიმართულება და სხვა.

ემრავალი წლის მანძილზე საქართველოს კლიმატოლოგიის პრობლემებზე აგრეთვე მუშაობდნენ და მუშაობენ ი.ქურდიანი, ა.ბალაბუევი, გ. ჭირაქაძე, გ. სულაქველიძე, შ.გავაშელი, ზ.ხვედელიძე, კ.საპიცი, ნ.ასლანიკაშვილი, რ.სამუკაშვილი, გ.გუნია, ნ.ბეგალიშვილი, ბ.ბერიტაშვილი, ლ. პაპინაშვილი, ე.სუხიშვილი, რ.კორძანია, რ.კავკასიძე, მ. ხვიჩია, ვ.გაგუა, ი.სულაქველიძე, თ. ხელაძე, ლ.ქართველიშვილი, თ.ალადაშვილი, ლ.მეგრელიძე, ნ.სულხანიშვილი, შ.ელიზბარაშვილი, ნ.კვარაცხელია, ც.დიასამიძე, ი.ჭინჭარაშვილი, თ.ზუბიტაშვილი და სხვ.

გამოკვლევათა უმრავლესობაში საქართველოს კლიმატური თავისებურებები განიხილება, რაც შეეხება კლიმატურ რესურსებს – შრომები ამ მიმართულებით იშვიათი გამოჩენისაა, ამავე დროს დღიდან მათი უმრავლესობის გამოქვეყნებისა საკმაოდ ბევრი დრო გავიდა. ამ დროის განმავლობაში თვით კლიმატოლოგიამ განიცადა მნიშვნელოვანი ცვლილება, განვითარება. ფართო გამოყენება ჰპოვა კომპიუტერულმა ტექნიკამ და გეოინფორმაციულმა სისტემებმა, რამაც განაპირობა კლიმატოლოგიაში მათემატიკური და კარტოგრაფიული მოდელირების დანერგვა. მთელი რიგი კლიმატური რუკები და ველები მიღებულ იქნა გეოინფორმაციული ტექნოლოგიების გამოყენებით. საშუალება შეიქმნა ცალკეული კლიმატური მახასიათებლებიდან ორ, სამ და მრავალგანზომილებიან კომპლექსებზე გადასვლისა. შესწავლილ იქნა კლიმატოლოგიური რიგების და ველების დროითი და სივრცითი სტატისტიკური სტრუქტურა.

გაიზარდა მოთხოვნილება კლიმატური ინფორმაციის მიმართ. კლიმატის და მისი რესურსის ის მახასიათებლები, რომლებიც 30-40 წლის წინ გამოიყენებოდა, დღეს ვეღარ აკმაყოფილებენ მეცნიერების, პრაქტიკის და ეკონომიკის მზარდ მოთხოვნებს. კლიმატური ელემენტის საშუალო, ექსტრემალური და ალბათური მაჩვენებლებიც კი აღარ წარმოადგენს მის სრულფასოვან დახასიათებას, თუ უცნობია მოვლენის ბუნება, მისი დროითი და სივრცითი სტრუქტურა. განსაკუთრებით აქტუალური გახდა კლიმატის ცვლილების პრობლემა.

უკანასკნელი 40 წლის მანძილზე ფართო განვითარება ჰპოვა კლიმატოლოგიურმა გამოკვლევებმა საქართველოშიც. გამოიცა მრავალი მონოგრაფია და სტატია, ახლებურად აიხსნა ბევრი კლიმატოლოგიური მოვლენა და პროცესი, რაც აუცილებელია გათვალისწინებულ იქნას საქართველოს კლიმატის და კლიმატური რესურსების დღევანდელი მდგომარეობის შეფასების დროს.

შექმნილმა ვითარებამ განსაზღვრა მონოგრაფიის სტრუქტურა. მასში ყურადღება დაეთმო ჰავის წარმომქმნელ ძირითად ფაქტორებს, ცალკეული ელემენტების რეჟიმს და რესურსს, ნიადაგების კლიმატს და კლიმატურ რესურსებს, კლიმატური მახასიათებლების დროით და სივრცით

სტატისტიკურ სტრუქტურას, მიკროკლიმატურ გამოკვლევებს, კლიმატური ველების მათემატიკურ მოდელირებას და გეოინფორმაციულ კარტოგრაფირებას, კლიმატური რაიონების და ამინდის ძირითადი ტიპების დახასიათებას, საკურორტო, სასოფლო-სამეურნეო და ენერგეტიკული კლიმატური რესურსების გამოყენების პერსპექტივებს, კლიმატის ცვლილების პრობლემას.

თავი 1. ჰავის წარმოქმნელი ძირითადი ფაქტორები

1.1. საქართველოს ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები

საქართველოს ჰავის ჩამოყალიბების უმნიშვნელოვანეს ფაქტორს წარმოადგენს მისი გეოგრაფიული მდებარეობა და ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები. საქართველო მდებარეობს აღმოსავლეთ ევროპას, წინა აზიას, შავ ზღვასა და კასპიის ზღვისპირა მხარეს შორის, ზომიერი და სუბტროპიკული ჰავის სარტყელების საზღვარზე. მისი ტერიტორიის ფართობი შეადგენს 69700 კვ. კმ-ს.

საქართველოს ჩრდილოეთი საზღვარი მიჰყვება კავკასიონის კლდოვან თხემს, ზღვის დონედან 3000-4000მ სიმაღლეზე, აქ გადის საზღვარი რუსეთის ფედერაციასთან. აღმოსავლეთის საზღვარი, სადაც საქართველო ესაზღვრება აზერბაიჯანს, ეშვება კავკასიონის მთავარი ქედის სამხრეთ კალთაზე და გასდევს ალაზნის ქვემო დინებას. საქართველოს აღმოსავლეთის საზღვრიდან 200-300 კმ მანძილზე მდებარეობს კასპიის ზღვა. სამხრეთი საზღვარიც მთიანია და ძირითადად განლაგებულია ზღვის დონედან 2000-2500 მ სიმაღლეზე. აქ საქართველოს ესაზღვრება სომხეთი და თურქეთი, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთით ესაზღვრება აზერბაიჯანი. დასავლეთიდან საქართველოს ტერიტორიას დაახლოებით 300 კმ მანძილზე შავი ზღვა აკრავს.

საქართველოს ტერიტორიის რელიეფი მეტად დანაწევრებულია. ცალკეული მწვერვალების სიმაღლე აღემატება 5000 მ, ხოლო დაბლობები კი მდებარეობს ზღვის დონეზე. ტერიტორიის რელიეფის ვერტიკალურ განვითარებაში იგრძნობა განსხვავებები, რაც კარგად ჩანს ქვემოლ მოყვანილი ცხრილიდან.

საქართველოს ტერიტორია რელიეფის მხრივ შეიძლება დაიყოს მკვეთრად განსხვავებულ სამ მხარედ: კავკასიონის მთიანი მხარე, საქართველოს სამხრეთი მთიანეთი და მათ შორის მოთავსებული საქართველოს ბარი.

ტერიტორიის ჩრდილოეთ ნაწილში ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით გადაჭიმულია მთავარი კავკასიონის ქედი, რომელიც წარმოადგენს ჩრდილოეთ კავკასიისა და ამიერკავკასიის მდინარეთა ძირითად წყალგამყოფს. მის სამხრეთ ფერდობზე გამოიყოფა

დასავლეთი, ცენტრალური (შუა) და აღმოსავლეთი ნაწილები.

ცხრილი 1.1.1. საქართველოს რელიეფის ზოგიერთი მორფომეტრიული მაჩვენებელი

სიმაღლე ზღვის დონედან, მ	შესაბამისი ტერიტორიის ფართობი, %
0-200	11,4
200-500	13,0
500-1000	21,7
1000-1500	18,2
1500-2000	16,3
2000-2500	9,8
2500-3000	7,5
3000 ზე მეტი	2,1

დასავლეთში მთავარი ქედის გამყოლი ქედებია გაგრის, ბზიფის, ჩხალთის, კოდორის, სვანეთის, ეგრისის, ლეჩხუმის და რაჭის. ქედებს შორის მოთავსებულია ფსოუს, ბზიფის, კოდორის, ენგურის, ცხენისწყლის, რიონის ხეობები, რომელთაც გამყოლი მიმართულება აქვთ.

ცენტრალური კავკასიონის შემადგენლობაში ქედებს უმთავრესად მერიდიანული მიმართულება აქვთ. ასეთებია გუდისის, ხარულის, ლომისის, გუდამაყრის, ქართლის და კახეთის ქედები. მათ შორის მოქცეულია ღიახვის, მეჯუდის, ქსნის, არაგვის, ფშავის და ხევსურეთის არაგვის ხეობები.

აღმოსავლეთ კავკასიონს მიეკუთვნება თუშეთის გამყოლი ქედი, ალაზნის, იორის, თუშეთისა და პირიქითა ალაზნის ხეობები.

ტერიტორიის სამხრეთ ნაწილში, მთავარი კავკასიონის ქედის პარალელურად, გადაჭიმულია საქართველოს სამხრეთ მთიანეთი, რომელიც ლიხის ქედის საშუალებით უკავშირდება კავკასიონის მთავარ ქედს. საქართველოს სამხრეთ მთიანეთი შეიცავს მესხეთისა და თრიალეთის ქედებს, ახალციხის ქვაბულს, ჯავახეთისა და ერუშეთის ვულკანურ მთიანეთებს.

კავკასიონსა და საქართველოს სამხრეთ მთიანეთს შორის მოთავსებულია მთათაშორისი ბარი, სადაც გამოიყოფა კოლხეთის ბარი, იმერეთის მაღლობი, შიდა ქართლის ბარი, ქვემო ქართლის ბარი და კახეთის ბარი.

კოლხეთის ბარი, რომლის ფართობიც 13000 კვ.კმ-ია, გადაჭიმულია დასავლეთიდან, შავი ზღვიდან, აღმოსავლეთისაკენ. მას სამკუთხედის ფორმა აქვს, რომლის ფუძეც შავი ზღვისკენაა მიმართული. ბარის ბუნებრივ საზღვრებს წარმოადგენს: ჩრდილოეთით – ბზიფის ქედის სამხრეთი ფერდობები, ხოლო სამხრეთით – მესხეთის ქედის ჩრდილოეთის ფერდობები. ბარის დახრილობა ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთისაკენ განაპირობებს მდინარეების კოდორის, ოქუძის, სუფსის, რიონის და ა.შ. ძირითად მიმართულებებს.

კოლხეთის ბარის აღმოსავლეთით აღმართულია იმერეთის მაღლობი. მაღლობის უმაღლესი ნაწილია ლიხის ქედი. იმერეთის მაღლობს აღმოსავლეთიდან ესაზღვრება შიდა ქართლის ბარი, რომლის ძირზეც მდებარეობს შიდა ქართლის ვაკე. ვაკის შუა ნაწილი 750 მეტრზეა ზღვის დონედან. შიდა ქართლის ბარი იკვეთება მდინარეებით ლიახვი, მეჯუღა, თორთლე და სხვ.

შიდა ქართლის ბარის სამხრეთ-აღმოსავლეთით მდებარეობს ქვემო ქართლის ბარი. აქ გამოიყოფა თბილისის ქვაბული, ქვემო ქართლის ვაკე და მთისწინეთი. ქვემო ქართლის ბარის აღმოსავლეთით ტერიტორია უკავია კახეთის ბარს, რომელიც მოიცავს კახეთის ანუ ალაზნის ვაკეს, გომბორის ქედს და ივრის ზეგანს.

საქართველოში ბევრი მდინარეა. ისინი განსხვავდებიან საზრდოობით და რეჟიმით. შავი ზღვის აუზის მდინარეთა ქსელი (რიონი, ენგური, კოდორი, აჭარისწყალი, ბზიფი, ცხენისწყალი და ა.შ.) უფრო ხშირია, ვიდრე კასპიის ზღვის მდინარეთა ქსელი (მტკვარი, ხრამი, ალაზანი, იორი, არაგვი და ა.შ.), რაც გამოწვეულია დასავლეთ საქართველოში ატმოსფერული ნალექების სიუხვის გამო. ამავე დროს დასავლეთ საქართველოს მდინარეები ხასიათდებიან ზაფხულის წყალდიდობით, რადგანაც ისინი საზრდოობენ კავკასიონის მაღალი მთის ზონის მარადი თოვლისა და მყინვარების დნობისაგან მიღებული წყლებით. აღმოსავლეთ

საქართველოს მდინარეებისათვის წყალდიდობა დამახასიათებელია გაზაფხულზე, როდესაც ხშირია თავსხმა წვიმები და მთავრდება თოვლის დნობა მთებში.

საქართველოს ტბები განსხვავდებიან წარმოშობით, სიდიდით, რეჟიმით და სხვა თვისებებით. ჯავახეთის ზეგანზე მდებარეობენ საქართველოს უდიდესი ტბები – ფარავანი და ტაბაწყური; კოლხეთის დაბლობზე – პალიასტომი და ჯაპანის ტბა; კავკასიონის კალთებზე – ყელის, რიწის, ბაზალეთის და სხვ.; ბაკურიანის მხარეში – კახისის, წეროს, დაბაძველისა და სხვა ტბები.

რელიეფის ძლიერი დანაწევრება და სხვა ბუნებრივი კომპონენტების მრავალფეროვნება განაპირობებს ნიადაგების დიდ მრავალფეროვნებას. ნიადაგების გეოგრაფიულ განაწილებაში აღინიშნება ვერტიკალური ზონალობა. ის სხვადასხვაგვარად არის გამოხატული დასავლეთ, აღმოსავლეთ და სამხრეთ საქართველოში. ნიადაგების ძირითადი ტიპებია ტენიანი სუბტროპიკული, მშრალი სუბტროპიკული, მთა-ტყის, მთა-მდელოს, მთის შავმიწები, მაღალი მთის, ალუვიური და სხვ.

მდიდარი და მრავალფეროვანია საქართველოს მცენარეულობაც. ბევრია რელიქტური და ენდემური მცენარეულობა. ტყეებს უკავია ტერიტორიის მესამედი ნაწილი, ქვედა სარტყელი წარმოდგენილია ფართოფოთლოვანი ჯიშებით, ზედა სარტყელი – წიწვოვანი ტყეებით, მაღალმთიან რაიონებში ჭარბობს ფიჭვნარი, ხოლო 1800-2000 მ მაღლა – ალპური მდელოები. ბარი დაკავებულია ჭაობიანი ადგილების მცენარეული ტიპებით, ნახევრადუდაბნობით, ფართოდ არის განვითარებული კულტურული მცენარეულობა.

საქართველოს ტერიტორიაზე გამოვლენილია 150-მდე დასახელების ლანდშაფტი, ისინი იყოფიან ორ ჯგუფად – ბარის და მთის კლასების ლანდშაფტებათ.

1.2. ჰავის რადიაციული ფაქტორები

დედამიწის ზედაპირზე და ატმოსფეროში მიმდინარე ყველა ბუნებრივი პროცესის ენერგიის ძირითად წყაროს წარმოადგენს მზე. დედამიწამდე აღწევს მზის სხივური ენერგიის მხოლოდ მეორემილიარდედი ნაწილი. მიუხედავად

ამისა, მასთან შედარებით ყველა სხვა ბუნებრივი წყაროს სიმძლავრე, მათ შორის ვარსკვლავთა გამოსხივება, კოსმოსური სხივები, მთვარის გამოსხივება და სხვ., უმნიშვნელოა.

საქართველოს ზოგადი ასტრო- და ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები, რთული რელიეფი და ატმოსფეროს მაღალი გამჭვირვალობა, ხელს უწყობს მზის სხივური ენერჯის დიდი რაოდენობით მოსვლას. მზის ნათების საშუალო წლიური ხანგრძლივობა, აჭარის გამოკლებით, ყველგან აღემატება 2000 სთ-ს, აჭარაში კი კლებულობს 1800-1900სთ-მდე. მზის ნათების ხანგრძლივობის მაღალი მაჩვენებლები დამახასიათებელია შირაქის ვაკისა (2556 სთ) და აღმოსავლეთ საქართველოს ცალკეული რაიონებისათვის – თელავი (2465 სთ), მუხრანი (2461 სთ), ახმეტა (2392სთ). მზის ნათების ხანგრძლივობის წლიურ სვლაში, ცხადია, მაქსიმუმი ზაფხულის თვეებში აღინიშნება და მერყეობს 216 სთ-დან (ანასეული) 348 სთ-მდე (გარდაბანი) ფარგლებში.

დედამიწაზე მოსული მზის პირდაპირი რადიაციის წლიური მნიშვნელობა 115-140 კკალ/კვ.სმ-ს შეადგენს. მისი სიდიდე დამოკიდებულია, როგორც ადგილის სიმაღლეზე და წელიწადის დროზე, ისე ჰაერის ტენიანობაზე, ღრუბლიანობაზე, ატმოსფეროს სისუფთავესა და გამჭვირვალობაზე. წლის განმავლობაში მზის ნათების ხანგრძლივობის ცვალებადობის გამო იცვლება პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობის და დღეღამური სვლის ხასიათი. ამასთანავე, პირდაპირი რადიაციის სვლა ჰორიზონტალურ და ვერტიკალურ ზედაპირებზე, დაცემის განსხვავებული კუთხეების გამო, განსხვავებულია. ეს განსხვავება შენარჩუნებულია მთელი წლის განმავლობაში (ცხრილი 1.2.1).

ატმოსფეროში მზის პირდაპირი რადიაციის გაბნევის გამო, რადიაციის ნაწილი დედამიწამდე აღწევს **გაბნეული რადიაციის** სახით. გაბნეული რადიაციის ხვედრითი წილი მზის რადიაციის საერთო ნაკადში წლიური ჯამებისათვის ულრუბლო ცის პირობებში 15-20%-ს, ხოლო მნიშვნელოვანი მოღრუბლულობის პირობებში - 40-60%-ს შეადგენს.

ცხრილი 1.2.1. მზის პირდაპირი რადიაციის თვიური ჯამები სხივებისადმი მართობულ (ა) და კორიზონტალურ (ბ) ზედაპირზე. კკალ/კვ.სმ, (Я.А.Цуцкиридзе, 1967)

პუნქტი	თვეები											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
თბილისი -ა	5,3	5,9	9,0	10,7	12,7	15,7	15,7	15,5	12,4	9,9	5,6	5,1
-ბ	1,9	2,7	5,0	6,9	9,0	11,3	11,1	10,4	7,4	4,9	2,2	1,1
ყაზბეგი -ა	10,6	12,6	16,3	16,2	18,3	20,0	19,7	18,3	16,7	13,7	11,8	9,7
-ბ	3,7	5,5	7,6	10,1	12,9	13,2	13,0	11,9	9,7	7,0	5,1	3,0
სოხუმი -ა	6,2	6,6	9,9	10,0	13,7	15,4	18,0	17,4	14,2	11,7	8,7	5,4
-ბ	2,2	2,8	5,5	6,5	9,5	10,6	12,7	11,8	8,4	5,6	3,3	1,7

უფრო მეტიც, ზამთრის თვეებში გაბნეული რადიაცია აღემატება პირდაპირ რადიაციას. ასე მაგალითად, ი.ცუცქირიძის (1967) მონაცემებით თბილისში გაბნეული რადიაცია ნოემბერში შეადგენს პირდაპირი რადიაციის 109%-ს, დეკემბერში-118%-ს, იანვარში-126%-ს და თებერვალში-115%-ს. სოხუმისათვის შესაბამისად: დეკემბერში- 124%-ს, იანვარში-114%-ს და თებერვალში-104%-ს.

პირდაპირი და გაბნეული რადიაციების სახით დედამიწის ზედაპირზე მოსული მოკლეტალღოვანი რადიაცია შეადგენს მზის ჯამურ რადიაციას. ჯამური რადიაცია აგრეთვე ხასიათდება მკვეთრად გამოხატული წლიური სვლით, მაქსიმუმით ზაფხულში (15-20 კკალ/კვ.სმ თვეში) და მინიმუმით ზამთარში (3,6-5,6 კკალ/კვ.სმ თვეში). ჯამური რადიაციის წლიური მნიშვნელობა ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე 115-155 კკალ/კვ.სმ ფარგლებში იცვლება (ნახ.1.2.1).

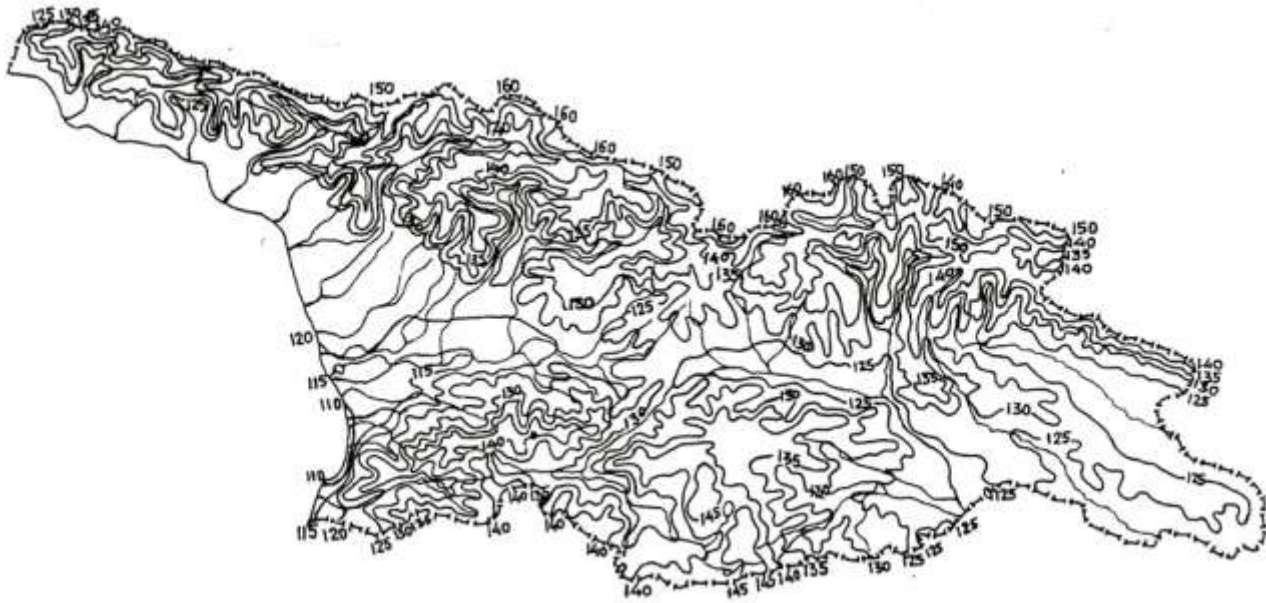
საქართველოს პირობებში მზის ჯამური რადიაციის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით აღიწერება წრფივი კანონით;

$$I_Q(H) = I_Q(0) + kH, \quad (1.2.1)$$

სადაც H-სიმაღლეა ზღვის დონედან მეტრებში, Q(H)-ჯამური რადიაციაა H სიმაღლეზე, Q(0)- ჯამური რადიაციაა ექსტრაპოლირებული ზღვის დონეზე, k-კოეფიციენტი (ცხრილი 1.2.2).

ცხრილი 1.2.2. სტატისტიკური პარამეტრები (1.2.1) ფორმულისათვის

რაიონი	Q(0)	k
დასავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობი	115	0,01
ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ ფერდობი	120	0,01
აღმოსავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობი	125	0,005
თრიალეთის ქედი	115	0,0125
ჯავახეთის მთიანეთი	120	0,01



ნახ.1.2.1. მზის ჯამური რადიაცია. კკალ/კვ.სმ წელიწადში
(Н.С.Гвасалия ,1986)

ცხრილში წარმოდგენილი სტატისტიკური პარამეტრების გამოყენებით ჩატარებული მარტივი გაანგარიშებების საფუძველზე შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში, ზღვის დონედან 4-5კმ სიმაღლეზე წლიური ჯამური რადიაცია აღემატება 160-170კკალ/კვ.სმ-ს, საქართველოს სამხრეთ მთიანეთში არ აღემატება 140-160კკალ/კვ.სმ-ს, აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში შეადგენს 120-130კკალ/კვ.სმ-ს, ხოლო კოლხეთის ბარში 120კკალ/კვ.სმ-ზე ნაკლებია.

დედამიწის ზედაპირზე მოსული ჯამური რადიაციის ნაწილი აირეკვლება. **არეკვლილი რადიაციის** შეფარდება დაცემულ რადიაციასთან (ალბელო) დამოკიდებულია მზის სხივების დაცემის კუთხეზე, ზედაპირის თვისებებზე, მის ფერზე, დანაწევრებაზე, მცენარეულ საფარზე და მრავალ სხვა ფაქტორზე. ი.ცუცქირიძის(1967) გამოკვლევებით თბილისში საშუალო წლიური ალბელო ნიადაგის მომიშვლებული ზედაპირისთვის შეადგენს 16%-ს, ბუნებრივი საფარისთვის-21%-ს, თოვლისთვის-40-95%-ს, ხოლო წყლისთვის-7-12%-ს. ნ.გვასალიას(1986) თანახმად ფოთლოვანი ტყეებისთვის ალბელო შეადგენს 15-20%-ს, წიწვოვანთათვის-10-15%-ს, კოლხეთის დაჭაობებული ნიადაგებისთვის-16-35%-ს. ალბელოს წლიური სვლა ჩვეულებრივ სუსტად არის გამოხატული.

შთანთქმული რადიაციის სივრცობრივ განაწილებაში საქართველოს ტერიტორიაზე რამოდენიმე ვერტიკალური ზონა გამოიყოფა. მთიანი ზონა ზღვის დონედან 1000მ-ზე მაღლა ხასიათდება შთანთქმული რადიაციის მკვეთრად გამოხატული წლიური სვლით, მაქსიმუმით ზაფხულში (13კკალ/კვ.სმ თვეში) და მინიმუმით დეკემბერში (1-3კკალ/კვ.სმ თვეში). ზღვის დონედან 1000მ-ზე დაბლა განლაგებულ რაიონებში შთანთქმული რადიაციის წლიური სვლა გათანაბრებულია. შთანთქმული რადიაციის თვიური ჯამები აქ 89-93კკალ/კვ.სმ-ს შეადგენს, ხოლო კოლხეთის ბარში რადიაციის სიდიდე იზრდება 95კკალ/კვ.სმ-მდე თვეში.

მზის პირდაპირი და გაბნეული რადიაციების გარდა ატმოსფეროს კვეთენ ერთმანეთის საპირისპიროთ მიმართული დედამიწის ზედაპირის და ატმოსფეროს მიერ გამოსხივებული

გრძელტალღოვანი რადიაციის ნაკადები. სხვაობა მათ შორის წარმოადგენს **ეფექტურ გამოსხივებას.**

ი.ცუცქირიძის(1967) თანახმად საქართველოს ტერიტორიისათვის ეფექტური გამოსხივება წლის განმავლობაში 33-49 კკალ/კვ.სმ-ს შეადგენს. ნ.გვასალიას (1986) მონაცემებით კოლხეთის ბარში ეფექტური გამოსხივება 32-38 კკალ/კვ.სმ-ია წელიწადში, რაც განპირობებულია მომატებული ღრუბლიანობით და მაღალი ტენიანობით. 1500-2500მ ზონაში ეფექტური გამოსხივება იზრდება და შეადგენს 40-44 კკალ/კვ.სმ-ს. ეფექტური გამოსხივების წლიურ სვლაში მინიმუმი იანვარ-დეკემბერში მყარდება და იცვლება 2,1 კკალ/კვ.სმ-დან (ანასეული, აბასთუმანი) 3,2 კკალ/კვ.სმ-მდე (ყაზბეგი მაღალმთიანი) ფარგლებში. მაქსიმუმის დადგომა მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე. ასე მაგალითად, სოხუმში ეფექტური გამოსხივების მაქსიმუმი ნოემბერში (3,4 კკალ/კვ.სმ), თბილისში-ივლისში (5,2 კკალ/კვ.სმ), ხოლო ყაზბეგში-აპრილში(4,7 კკალ/კვ.სმ) აღინიშნება.

მზის სხივური ენერგიის შემოსავალ-გასავალი, რომელსაც შთანთქავს და გამოასხივებს დედამიწის ზედაპირი, ქმნის **რადიაციულ ბალანსს.** რადიაციული ბალანსის შემოსავალ ნაწილს შეადგენს მზის პირდაპირი და გაბნეული რადიაციები, აგრეთვე ატმოსფეროს გრძელტალღოვანი გამოსხივება, რომელიც შთანთქმევა დედამიწის მიერ. გასავალ ნაწილს კი განსაზღვრავს

ცხრილი 1.2.3. რადიაციული ბალანსის ჯამები კკალ/კვ.სმ (Н.С.Гвасалия, 1968)

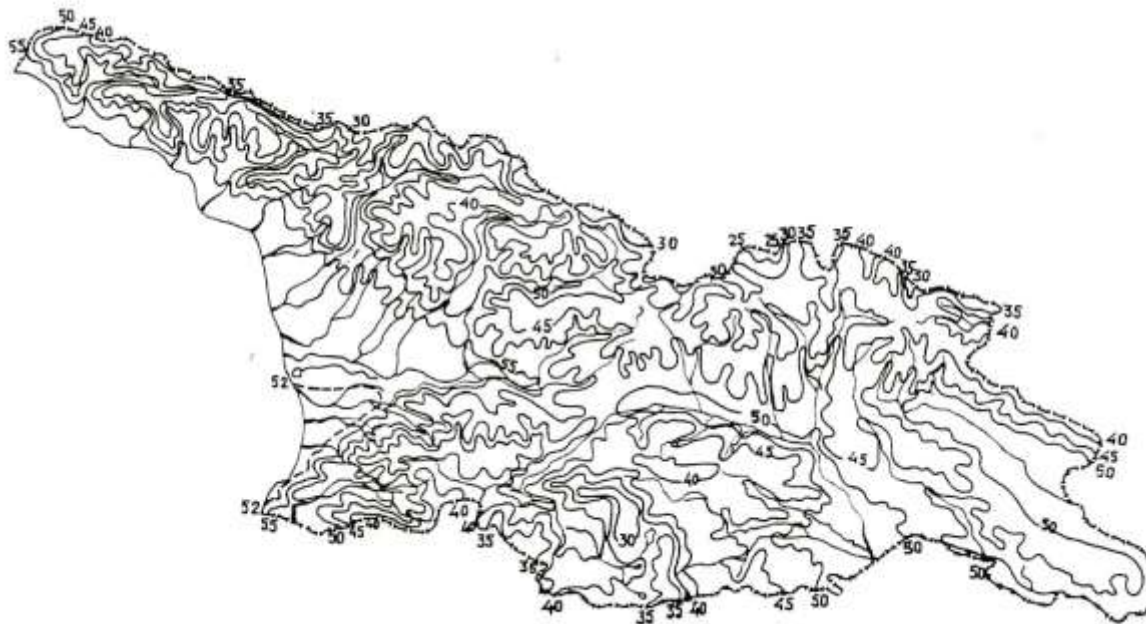
პუნქტი	თვეები												
	I	რ	რრ	რD	D	Dრ	Dრრ	Dრრრ	რს	ს	სრ	სრრ	წელი
ყაზბეგი მ/მთ	-1,4	-0,3	0,2	1,6	2,2	5,7	8,3	6,9	2,5	0,4	0,5	-0,7	25,3
თბილისი	-0,1	1,1	4,1	5,1	7,0	8,8	7,8	6,8	6,3	3,4	0,8	-0,2	50,9
აბასთუმანი	-0,7	1,1	2,4	3,7	7,0	7,6	7,2	7,0	4,8	3,6	4,0	-0,8	43,9
შოვი	-0,7	0,9	2,2	4,9	7,8	8,5	9,0	8,4	4,5	2,7	0,7	-0,7	48,2
ბახმარო	-1,2	0,8	3,6	4,3	8,4	8,4	8,7	6,3	3,6	3,0	1,1	-0,2	46,8
ანასეული	0,9	1,9	4,1	6,3	7,3	7,7	6,9	5,6	5,3	4,0	2,4	0,6	53,5
სოხუმი	0,9	2,6	4,1	5,4	6,6	8,2	7,4	5,9	5,1	3,6	2,9	0,9	53,4

დედამიწის ზედაპირის საკუთარი სითბური გამოსხივება. აქედან გამომდინარე რადიაციული ბალანსი შეიძლება იყოს როგორც დადებითი, ისე უარყოფითი. ეს კარგად ჩანს ცხრილიდან 1.2.3.

ცხრილიდან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ დასავლეთ საქართველოს ზღვისპირა ზოლში (სოხუმი, ანასეული) რადიაციული ბალანსის წლიური მნიშვნელობანი აღემატება აღმოსავლეთ საქართველოსათვის დამახასიათებელ შესაბამის მნიშვნელობებს. ეს შეიძლება აიხსნას ეფექტური გამოსხივებისა და აღბეღოს მნიშვნელობათა განსხვავებით დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოში. რადიაციული ბალანსის უდიდესი მნიშვნელობები სწორედ კოლხეთის ბარში აღინიშნება (ნახ.1.2.2).

სიმაღლის ზრდით რადიაციული ბალანსის სიდიდე მცირდება და დაახლოებით 4-4,5კმ სიმაღლეზე უარყოფითი ხდება. ზღვის დონედან 1000მ სიმაღლეზე რადიაციული ბალანსი აღმოსავლეთ კავკასიონზე შეადგენს 47 კკალ/კვ.სმ.-ს, ხოლო დასავლეთ კავკასიონსა და მცირე კავკასიონზე-50 კკალ/კვ.სმ.-ს; 2000მ სიმაღლეზე რადიაციული ბალანსი კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე 38-39 კკალ/კვ.სმ-ია, მცირე კავკასიონზე კი-46 კკალ/კვ.სმ-ია; 3000მ სიმაღლეზე დასავლეთ კავკასიონზე რადიაციული ბალანსი 23, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე-28 კკალ/კვ.სმ-ს შეადგენს; 4000მ სიმაღლეზე შესაბამისად გვაქვს 5 და 7 კკალ/კვ.სმ.

წლიურ სვლაში რადიაციული ბალანსის უდიდესი მნიშვნელობები ზაფხულში აღინიშნება. 500-1500მ სიმაღლეთა ინტერვალში მისი თვიური ჯამი 8-10-ს, ხოლო 3500მ სიმაღლეზე და უფრო მაღლა- 5-6 კკალ/კვ.სმ-ს შეადგენს. ზამთარში 400-500მ სიმაღლიდან რადიაციული ბალანსი უარყოფითია. 500-დან 1000მ ზონაში რადიაციული



ნახ.1.2.2. ღელამიწის ზედაპირის რადიაციული ბალანსი. კკალ/კვ.სმ წელიწადში
(Н.С.Гвасалия, 1986)

ბალანსი შეადგენს მინუს 0,3-1,2 კკალ/კვ.სმ-ს., ხოლო 1000-1500მ ზონაში-მინუს 1,5-2,3 კკალ/კვ.სმ-ს.

დედამიწის მიერ მიღებული მზის სხივური ენერგია გარდაიქმნება სითბურ ენერგიად, რომელიც იზარაზება აორთქლებაზე, ტურბულენტურ სითბოცვლაზე ნიადაგსა და ატმოსფეროს შორის, და ნიადაგში სითბოს გადაცემაზე. საშუალოდ წლის განმავლობაში სითბოს ნაკადი ნიადაგში ნულის ტოლია.

აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობის მაღალი მნიშვნელობები აღინიშნება კოლხეთის ბარში და შეადგენს 45-50 კკალ/კვ.სმ-ს წელიწადში. ეს განპირობებულია რადიაციული ბალანსის და ატმოსფერული ნალექების მაღალი მნიშვნელობებით. სიმაღლის მიხედვით დახარჯული სითბოს რაოდენობა კანონზომიერად მცირდება (ცხრილი 1.2.4).

განსაკუთრებული კანონზომიერებით ხასიათდება აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობის ცვლილება ცენტრალურ კავკასიონსა და აღმოსავლეთ საქართველოში მთლიანად. კერძოდ, რადიაციული ბალანსისა და ატმოსფერული ნალექების სიუხვის გამო 1300-1500მ სიმაღლის ზონაში იქმნება აორთქლებისათვის ხელსაყრელი პირობები.

ტურბულენტური ცვლის უდიდესი მნიშვნელობები დამახასიათებელია ქვემო ქართლის მშრალი რაიონებისათვის, სადაც მისი წლიური სიდიდეები 15-20 კკალ/კვ.სმ-ს შეადგენს, ხოლო უმცირესი მნიშვნელობები-კოლხეთის ბარისათვის, აჭარის და აფხაზეთის ზღვისპირეთისათვის, და მაღალმთიანი რაიონებისათვის.

ცხრილი 1.2.4. აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს (LE) და სითბოს ტურბულენტური ნაკადის (P) ცვლილება სიმაღლის მიხედვით. კკალ/კვ.სმ (Н.С.Гвасалия, 1986)

ოლქი		სიმაღლე, მ							
		500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000
დასავლეთკავკასიონი	LE	41,5	37,2	34,2	30,0	25,6	19,4	12,6	5,0
	P	11,0	12,6	11,0	8,2	6,2	3,7	1,1	0,2
ცენტრალური კავკასიონი	LE	34,8	39,0	34,2	27,0	22,2	18,0	13,8	6,7
	P	13,3	8,2	10,3	12,7	13,1	10,2	4,4	0,5

1.3. ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის კანონზომიერებებიდან გამომდინარე ტროპოსფეროში გაბატონებულია ტროპიკებიდან პოლუსებისაკენ მიმართული ჰორიზონტალური ბარიული გრადიენტები, რაც დედამიწის ბრუნვით გამოწვეული გადამხრელი ძალის მოქმედებით განაპირობებს ტროპოსფეროსა და ქვედა სტრატოსფეროში დასავლეთის ქარებს. ატმოსფეროს ძირითადი მასა ასრულებს ბრუნვით მოძრაობას დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ და უსწრებს დედამიწის საკუთარ ბრუნვას იმავე მიმართულებით. ეს მოვლენა კარგად არის გამოხატული ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში საქართველოს ტერიტორიაზეც. ამას ადასტურებს ი.კვარაცხელიას(1971) გამოკვლევები, რომლის თანახმადაც 3-6კმ სიმაღლეზე გაბატონებულია სამხრეთ-დასავლეთის, დასავლეთის და ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულებები, ანუ ის მიმართულებები, რომლებიც დამახასიათებელია ზომიერი განედებისათვის. აღნიშნულ მიმართულებათა ქარების ჯამური განქორადობა 5კმ სიმაღლეზე ი.კვარაცხელიას მონაცემებით შეადგენს 70%-ს. ტროპოსფეროს ქვედა ფენებში ცირკულაციის ხასიათზე დიდ გავლენას ახდენს კავკასიონის ძირითადი ქედების მიმართულებანი, ისინი პრაქტიკულად განსაზღვრავენ ჰაერის მასების გადაადგილებათა ტრაექტორიებს-გაბატონებულია დასავლეთის და აღმოსავლეთის მიმართულების ქარები. სწორედ ჰაერის მასების ამ ორი მიმართულებიდან შემოჭრასთან არის დაკავშირებული ამინდის მკვეთრი ცვლილებები როგორც საქართველოში, ისე მთლიანად ამიერკავკასიაში. კავკასიონის მთავარი ქედი პრაქტიკულად გადაულახავი წინაღობაა ჩრთილოეთიდან წამოსული ჰაერის მასებისათვის. სამხრეთიდან წამოსული ჰაერის მასები კი მცირე კავკასიონზე სუსტდებიან და თავისუფლად ვრცელდებიან მხოლოდ ატმოსფეროს მაღალ ფენებში

ცხრილი 1.3.1 ატმოსფერული პროცესების ძირითადი ტიპების განმეორადობა.%.
(E.A. Напетваридзе, 1949)

სეზონი	ციმბირის ანტიციკლონი	ხმელთაშუა ზღვის ციკ ლონი	ააზორის ანტიციკლ ონი	ჰპოლარული აუზის ანტიციკლონი	ტალღური აღრევა	ადგილო ბრივი ანტიციკ ლონი
ზამთარი	19	25	5	11	5	29
გაზაფხული	1	23	19	12	11	14
ზაფხული	0	5	23	6	34	15
შემოდგომა	4	13	11	20	11	25

ცხრილი 1.3.2. ძირითადი სინოპტიკური პროცესების განმეორადობა. %.(შ.ჯავახიშვილი,1981)

სეზონი	დასავლეთის შემოჭრა	ციკლონები და ოკლუზიის ფრონტები	აღმოსავლეთის შემოჭრა	ორმხრივი შემოჭრა	ტალღური აღრევა სამხრეთში
ზამთარი	32	22	20	7	19
გაზაფხული	38	14	12	2	34
ზაფხული	54	5	0	0	41
შემოდგომა	39	9	17	5	30

ატმოსფეროში მიმდინარე სინოპტიკური პროცესების მთელი მრავალფეროვნება შეიძლება დაყვანილ იქნას 5 ძირითად ტიპზე – დასავლეთის, აღმოსავლეთის, ორმხრივი შემოჭრების, ანტიციკლონალურ და ტალღურ აღრევაზე ამიერკავკასიის სამხრეთში განლაგებულ ფრონტზე. ამ პროცესების განვითარება დაკავშირებულია ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ბარიული ველის სტრუქტურასთან. კერძოდ, საქართველოს ტერიტორიისათვის ცირკულაციის პირობებს განსაზღვრავს ციმბირის ანტიციკლონი, ხმელთაშუაზღვის ციკლონები, აზორის ანტიციკლონი, პოლარული აუზის ანტიციკლონი, ტალღური აღრევები პოლარულ ფრონტზე და ადგილობრივი ანტიციკლონი. თითოეული ამ პროცესთაგანის განმეორადობა იცვლება წლის სეზონზე დამოკიდებულებით (ცხრილი 1.3.1).

ზამთრის ცირკულაციაში წამყვანი როლი მიეკუთვნება ციმბირის ანტიციკლონს, ხმელთაშუაზღვის ციკლონს და აგრეთვე პოლარული აუზის ანტიციკლონს. ამ პირობებში განვითარებული ცირკულაცია განაპირობებს უმთავრესად ჰაერის მასების დასავლეთიდან და აღმოსავლეთიდან შემოჭრებს. ზაფხულში აზორის ცენტრის მოქმედების გააქტიურების გამო ძლიერდება ცირკულაციის დასავლეთის მდგენელი (ცხრილი 1.3.2).

დასავლეთის პროცესები წლის თბილ პერიოდში იწვევს ტემპერატურის დაცემას, ნალექებს, ქარისა და ელჭექის გაძლიერებას. შ.ჯავახიშვილის გამოკვლევების თანახმად ერთი დასავლეთის შემოჭრის დროს დასავლეთ საქართველოში მოსული ნალექების რაოდენობამ შეიძლება შეადგინოს 60-430მმ, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში- 2-160მმ.

აღმოსავლეთის შემოჭრის დროს აღმოსავლეთ საქართველოში კლებულობს ტემპერატურა, წარმოიქმნება ღრუბლები, ნისლი და ნალექები. დასავლეთ საქართველოში ხშირად ძლიერი აღმოსავლეთის შემოჭრის დროსაც კი შენარჩუნებულია ნათელი და მშრალი ამინდი მაღალი ტემპერატურებით.

ჰაერის მასების ორმხრივი შემოჭრა საქართველოს ტერიტორიაზე ძალზე იშვიათია. ამ დროს დასავლეთ

საქართველოში მოდის საშუალოდ 130მმ, ხოლო აღმოსავლეთში-80მმ ნალექი.

დასავლეთის და აღმოსავლეთის პროცესების დასკვნით სტადიას წარმოადგენს ადგილობრივი ანტიციკლონალური ოლქი, რომელიც წარმოიქმნება ამიერკავკასიის ცენტრალურ რაიონებზე. ეს პროცესი განაპირობებს საქართველოში მშრალ ამინდს დაბალი ტემპერატურებით ზამთარში და მაღალი ტემპერატურებით ზაფხულში. დასავლეთ საქართველოში, განსაკუთრებით რიონის ხეობაში ქრის ძლიერი ქარი.

დასავლეთის და ორმხრივი შემოჭრების უშუალო გავრძელებას წარმოადგენს ტალღური აღრევა ამიერკავკასიის სამხრეთში. ის ინტენსიურ განვითარებას აღწევს აღმოსავლეთ ამიერკავკასიაში, ამიტომაც აღმოსავლეთ საქართველოში უფრო მეტი ნალექი მოდის ვიდრე დასავლეთში.

ენაფეტვარიძემ(1949) და კ.პაპინაშვილმა(1963) განიხილეს ამინდის განსაკუთრებული პირობების გამომწვევი მიზეზები, კერძოდ მათ გამოიკვლიეს უხვი ნალექების და მშრალი პერიოდების სინოპტიკურ-აეროლოგიური პირობები, და დაადგინეს მშრალი პერიოდების ჩამოყალიბების სამი ძირითადი პროცესი-აზორის, პოლარული და შერეული. მაღლივი-სინოპტიკური რუკების ანალიზის საფუძველზე დადგინდა, რომ საქართველოში მშრალი პერიოდები ყალიბდება პოლარული პროცესების 70% შემთხვევაში, შერეული პროცესების 30% შემთხვევაში და აზორის პროცესების 15% შემთხვევაში (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, 1992).

მაღლივი თერმობარიული ველების შესწავლის საფუძველზე კეგოვიშვილმა(1974) ცირკულაციის მთელი მთელი მრავალსახეობა განაზოგადა სამ კლიმატო-გენეტიკურ ტიპად: ზონალურ (დასავლეთის და აღმოსავლეთის მდგენელებით), მერიდიანულ (ჩრდილოეთის და სამხრეთის მდგენელებით) და ანტიციკლონალურ მდგომარეობად. აქ ზონალურ ტიპში გაერთიანებულია პროცესები, რომლებიც ტერიტორიაზე გადაინაცვლებს დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ ან აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ . ამათგან, პირველი დაკავშირებულია აზორის ანტიციკლონის

ან მისი აღმოსავლეთის თხემის გავლენასთან, ხოლო მეორე – აზიის (ციმბირის) ანტიციკლონთან ან მისი სამხრეთ-დასავლეთ თხემის გავლენასთან. მერიდიანულ ზემოქმედებად მიჩნეულია პროცესები, რომლებიც გამოწვეულია ჩრდილო-დასავლეთიდან, ჩრდილოეთიდან ან ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან შემოჭრით, აგრეთვე პროცესები, რომლებიც გამოწვეულია ხმელთაშუა ზღვის ციკლონისა და სამხრეთიდან ფრონტალური აღრევების გავლენით ამიერკავკასიაში.

ფრონტალური და შიდამასიური ამინდების ხასიათი დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოში განსხვავებულია. შიდამასიური ამინდების განმეორადობა აღმოსავლეთ საქართველოში უფრო მეტია, ვიდრე დასავლეთში, ხოლო ფრონტალური ამინდების განმეორადობა პირიქით, დასავლეთში უფრო მეტია ვიდრე აღმოსავლეთ საქართველოში. ეს გამოწვეულია ფრონტალური პროცესების შესუსტებით აღმოსავლეთ საქართველოში ლიხის ქედის გადალახვის შემდეგ.

1.4. შავი ზღვა

საქართველოს დასავლეთიდან შავი ზღვა ესაზღვრება. ის დიდ გავლენას ახდენს არა მხოლოდ მიმდებარე ტერიტორიის, არამედ მთლიანად დასავლეთ საქართველოს ჰავაზე. შავი ზღვის აკვატორიის ჰავა საქართველოს სანაპიროსთან განისაზღვრება მისი გეოგრაფიული მდებარეობით, რადიაციული და ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციური ფაქტორებით, და სუბტროპიკულ ხასიათს ატარებს.

შავი ზღვის აკვატორიის კლიმატური თავისებურებები უპირველეს ყოვლისა წყლის ზედაპირის რადიაციული თვისებებით აიხსნება. ზღვის ზადაპირის ალბედო ხმელეთისაგან განსხვავებით, დამატებით კიდევ ორი ფაქტორის- წყლის გამჭვირვალობის და ზედაპირის მდგომარეობის (ტალღების გარეშე, ტალღიანი) ფუნქციას წარმოადგენს, ამიტომაც მისი არეკვლისუნარიანობა კლებულობს და შესაბამისად შთანთქმული რადიაცია მატულობს. რ.სამუკაშვილის მონაცემებით შავი ზღვის აკვატორია (ბათუმი-სოხუმის სექტორში) შთანთქავს საშუალოდ 20%-ით მეტ მზის სხივურ ენერგიას ზღვისპირა

ხმელეთის ზოლთან შედარებით, რაც თავის მხრივ მნიშვნელოვან კლიმატურ ფაქტორს წარმოადგენს.

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის პირობები ზღვაზე განისაზღვრება ბარიული ცენტრების მოქმედების ინტენსივობით და მდებარეობით. ზამთარში, როდესაც აზიის ანტიციკლონი ვრცელდება ევროპის აღმოსავლეთ ნაწილში, შავ ზღვაზე წარმოიქმნება მდგრადი ძლიერი ქარები, რომელთაც მოაქვთ ზომიერი განედების ცივი და მშრალი კონტინენტური ჰაერი. აზიის ანტიციკლონის შესუსტება იწვევს შავ ზღვაზე ციკლონური მოქმედების გააქტიურებას, რაც განაპირობებს ტემპერატურის გაზრდას და უხვ ნალექებს. ზაფხულში შავი ზღვა იმყოფება სუბტროპიკული ანტიციკლონის გავლენის ქვეშ და ყალიბდება წყნარი, უნალექო ამინდები. პოლარული ფრონტის გავლის დროს კი ვითარდება ციკლონები, რომლებიც ხელს უწყობენ ნალექების მოსვლას.

შავი ზღვის აკვატორიაზე მთელი წლის განმავლობაში ჰაერის და წყლის ტემპერატურები ახლოს არის ერთმანეთთან და იცვლება 8-დან 25⁰-მდე დიაპაზონში (ცხრილი 1.4.1). წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში – სექტემბრიდან მარტის ჩათვლით, წყლის ტემპერატურა საშუალოდ 1-2⁰-ით აღემატება ჰაერის ტემპერატურას, ხოლო წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში სხვაობა ნაკლებია. მინიმალური ტემპერატურა აღინიშნება თებერვალში და ჰაერისათვის შეადგენს 7⁰-ს, ხოლო წყლისათვის – 9⁰-ს. მაქსიმალური ტემპერატურა აღინიშნება აგვისტოში და შეადგენს 25⁰-ს.

წყლის დინების საშუალო სიჩქარე მთელი წლის განმავლობაში საშუალოდ 0.4 მ/წმ-ზე ნაკლებია (ცხრილი 1.4.2). კერძოდ, ზაფხულში 1 მ-ზე ნაკლები სიმაღლის ტალღის განმეორადობა შეადგენს 70%-ს, ხოლო 3 მ-ზე მეტი სიმაღლის ტალღები ძალზე იშვიათია.

წყლის მარილიანობა წლის განმავლობაში უმნიშვნელოდ იცვლება და შეადგენს 15-18 ‰-ს. უდიდესი მარილიანობა დამახასიათებელია წლის ცივი პერიოდისათვის, ხოლო უმცირესი – წლის თბილი პერიოდისათვის (აპრილი). ცხრილში 1.4.3 წარმოდგენილია მარილების შემადგენლობა შავი ზღვის აკვატორიის სოხუმ-ბათუმის სექტორში.

ცხრილი 1.4.1 შავი ზღვის აკვატორიის ბათუმის სექტორის კლიმატური მახასიათებლები (ეელიზბარაშვილი,ზ.ქარსელაძე,2003)

მახასიათებელი	თ ვ ე ე ბ ი											
	რ	რრ	რრრ	რრრ	რ	რ	რრ	რრრ	რს	ს	სრ	სრრ
ჰაერის საშ. ტემპერატურა	8,0	7,3	8,8	11,3	16,1	20,4	23,4	24,4	21,6	18,0	14,0	10,5
ჰაერის მაქს. ტემპერატურა	2,1	13	16	24	25	26	29	31	30	28	19	18
ჰაერის მინ. ტემპერატურა	0	1	1	4	10	12	13	18	13	7	1	1
წყლის ტემპერატურა °C	10	9	9	11	16	21	24	25	23	19	15	12
ქარის საშ. სიჩქარე მ/წმ	4,6	3,9	4,3	3,0	3,0	2,9	3,1	3,1	3,6	4,0	3,4	4,6
ქარის მაქს. სიჩქარე მ/წმ	17	17	23	13	13	17	15	20	18	19	17	18
წყლის ღინების სიჩქ. მ/წმ	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,15	0,15	0,3	0,2	0,2
ტალღის მაქს. სიმაღლე, მ	10	10	9	8	8	8	8	8	7	8	11	11
წყლის მარილიანობა ‰/00	18	18	18	15-17	16-17	16-17	16-17	17	18	17-18	18	18

ცხრილი 1.4.2 ზღვის ტალღის სიმაღლის
განმეორადობა . %.
(ე.ელიზბარაშვილი,ზ.ქარსელაძე,2003)

სიმაღლე (მ)	ს ე ზ ო ნ ი			
	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა
ქ 1	27	45	70	42
1-2	43	40	24	42
2-3	20	12	5	12
3-6	9	3	1	4
ჯნ	1	0	0	0

ცხრილი 1.4.3 მარილების შემადგენლობა შავ ზღვაში

მარილი	გ/ლ ³	%
NaCl	26,86	78,33
KCl	0,58	1,69
NCl ₂	3,24	9,44
MgSO ₄	2,2	6,4
CaSO ₄	1,35	3,94
სხვა	0,07	0,2
სულ	34,3	100,0

მარილიანობა სიღრმის გაზრდით იზრდება და ფსკერთან 22,5⁰/₀₀-ს აღწევს.

შავი ზღვის მნიშვნელოვანი თავისებურება მასში გოგირდწყალბადის დიდი რაოდენობით შემცველობაა. 150 მ სიღრმეზე გოგირდწყალბადის კონცენტრაცია 0.5 სმ³/ლ, ხოლო ფსკერზე – 6.8 სმ³/ლ-ს შეადგენს.

ჟანგბადის შემცველობა 50 მ სიღრმეზე 5.7 სმ³/ლ, 75 მ-ზე – 2.76 სმ³/ლ, ხოლო 100 მ სიღრმეზე – 0.91 სმ³/ლ-ია. უკვე 175-225 მ სიღრმეზე ჟანგბადი პრაქტიკულად აღარ შეიმჩნევა.

ი.ხომერიკის(1999) მონაცემებით შავი ზღვის ზედაპირზე წლის განმავლობაში მოსული ნალექები წარმოქმნის 230კუბ.კმ წყალს, კონტინენტური ჩამონადენი წყალი შეადგენს 310კუბ.კმ-ს, აზოვის ზღვიდან შემოდის

30 კუბ.კმ წყალი, შავი ზღვის ზედაპირიდან ორთქლდება 360 კუბ.კმ, ხოლო ბოსფორის სრუტიდან ხმელთაშუა ზღვაში გადადის 210 კუბ.კმ მოცულობის წყალი.

შავი ზღვის დონის რეჟიმის ჩამოყალიბებაში ჰიდრომეტეოროლოგიურთან ერთად მნიშვნელოვნად მონაწილეობენ გეოლოგიური, ევსტატიკური, ასტროფიზიკური და სხვა ფაქტორები.

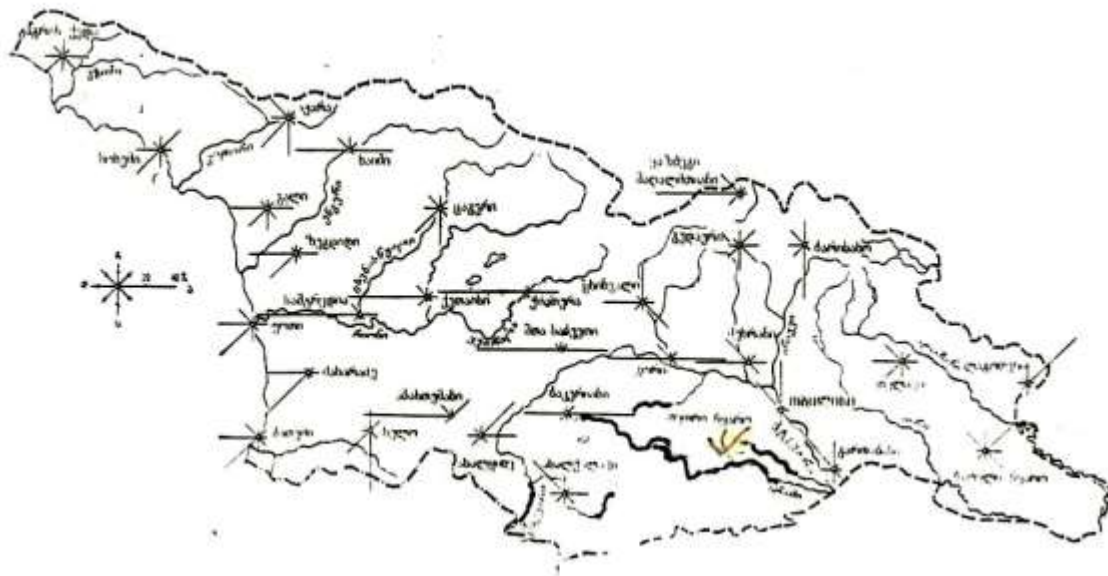
ზღვისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგად წარმოიშვება თერმული ქარები – ბრიზები და მთაბარის ქარები. ბრიზული და მთაბარის ქარები ერთდროულად მოქმედებენ და ერთმანეთს აძლიერებენ. ამის გამო ძალზე ძნელია აქ თითოეული მათგანის მოქმედების არეალის დადგენა. ბრიზული ცირკულაციის განვითარებაზე კარგად გამოიხატება ზღვიდან დამორებისა და აბსოლუტური სიმაღლის გავლენა. აჭარისათვის ჩვენს მიერ ჩატარებულმა გამოკვლევებმა (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ქარსელაძე, 2003) აჩვენა, რომ ზღვიდან ქარების მიმართულების განმეორადობის აშკარა უპირატესობა ხმელეთის ქარების განმეორადობასთან შედარებით აღინიშნება ზღვის დონიდან 500 მ სიმაღლემდე და მდინარე აჭარისწყლის ხეობაში 40 კმ სიღრმემდე. აქ ზღვიური ბრიზების გააქტიურება იწყება აპრილის დასასრულს და მთავრდება აგვისტოს დასასრულს. 700-800 მ სიმაღლეზე ზღვის ბრიზები მხოლოდ შუა ზაფხულში აღინიშნება. ამ კრიტიკულ ზღვარს შემდეგ ბრიზების მოქმედება შეუმჩნეველია.

თავი 2. მიწისპირა ქარის რეჟიმი და რესურსები

2.1. ქარის გაბატონებული მიმართულება

ჰაერის მასების საერთო დასავლეთის გადატანა ირღვევა საქართველოს ტერიტორიის ქვეყნილი ზედაპირის მოქმედების გავლენით, რაც განაპირობებს მიწისპირა ფენაში მეტად რთულ, თავისებურ ქარის რეჟიმს. ქარის გაბატონებული მიმართულება იცვლება ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობზე, წლის და დღეღამის დროზე დამოკიდებულებით. მისი დღეღამური და სეზონური ცვალებადობა კარგად ვლინდება მთელ ტერიტორიაზე, რაც განპირობებულია ქარის მუსონური და მთა-ბარის ცირკულაციის ხასიათით(ნახ.2.1.1 და ნახ.2.1.2).

მიწისპირა ქარის ზონალური და მერიდიანული მდგენელების განაწილება სეზონურ ხასიათს ატარებს. ზამთარში საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე გაბატონებულია ქარის მდგენელების პირობითად უარყოფითი მიმართულებანი (М.Э.Элизбарашвили, 1995)- აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ და ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ. კერძოდ, დასავლეთ საქართველოში ჭარბობს ჰაერის მასების გადაადგილება ხმელეთიდან ზღვისკენ, რაც ცირკულაციის მუსონური ხასიათით აიხსნება. ქარის მერიდიანული მდგენელის უარყოფითი მიმართულების გამო შავი ზღვიდან წამოსული ნოტიო ჰაერის მასები უმთავრესად ჩრდილო-დასავლეთიდან ვრცელდება. სწორედ ამიტომ ამ დროს ყველაზე ნალექიანი ადგილებია მესხეთის ქედის ჩრდილო-დასავლეთი ფერდობი და ბათუმის მიმდებარე ტერიტორია. აღმოსავლეთ საქართველოში ქარის სიჩქარის ზონალურ მდგენელს უმთავრესად დადებითი მიმართულება გააჩნია ე.ი. გაბატონებულია დასავლეთის ცირკულაცია.



ნახ.2.1.2 ქარის მიმართულება. ივლისი (შ.ჯავახიშვილი,1977)

გაზაფხულზე სურათი არსებითად იცვლება. დასავლეთ საქართველოში ტერიტორიის დიდ ნაწილზე გაბატონებულია ქარის მდგენელების დადებითი მიმართულებანი, ანუ დასავლეთიდან აღმოსავლეთით და სამხრეთიდან ჩრდილოეთით, რაც განაპირობებს ქარის სიჩქარის მოდულის სამხრეთ დასავლეთის მიმართულების სიჭარბეს. აღმოსავლეთ საქართველოს ცალკეულ რაიონებში ქარის სიჩქარის მდგენელების დადებითი მიმართულებანი შენარჩუნებულია, ტერიტორიის დიდ ნაწილზე კი გაბატონებულია აღმოსავლეთის ცირკულაცია.

ზაფხულში საქართველოს ტერიტორიის თითქმის მთელ ნაწილზე გაბატონებულია ქარის ზონალური მდგენელის დადებითი მიმართულება-დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. რაც შეეხება მერიდიანულ მდგენელს, დასავლეთ საქართველოში ის უმთავრესად დადებითია, ხოლო აღმოსავლეთში — უარყოფითი, ანუ ქარი მიმართულია შესაბამისად ჩრდილოეთისაკენ და სამხრეთისაკენ. სწორედ ამიტომ გაზაფხულსა და ზაფხულში დასავლეთ საქართველოს ხეობებში იქმნება ჰაერის აღმაგალი დინებების საუკეთესო პირობები(მ.ელიზბარაშვილი,1995).

შემოდგომაზე საქართველოს ბარში ქარის მიმართულების ზონალური მდგენელი ხდება უარყოფითი-მიმართულია დასავლეთისაკენ, ხოლო მთებში ჯერ კიდევ შენარჩუნებულია დადებითი მიმართულება. მიწისპირა ქარის მერიდიანული მდგენელი დასავლეთ საქართველოში კვლავ უარყოფითი ხდება და მიმართულია სამხრეთისაკენ, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში დადებითია და მიმართულია ჩრდილოეთისაკენ.

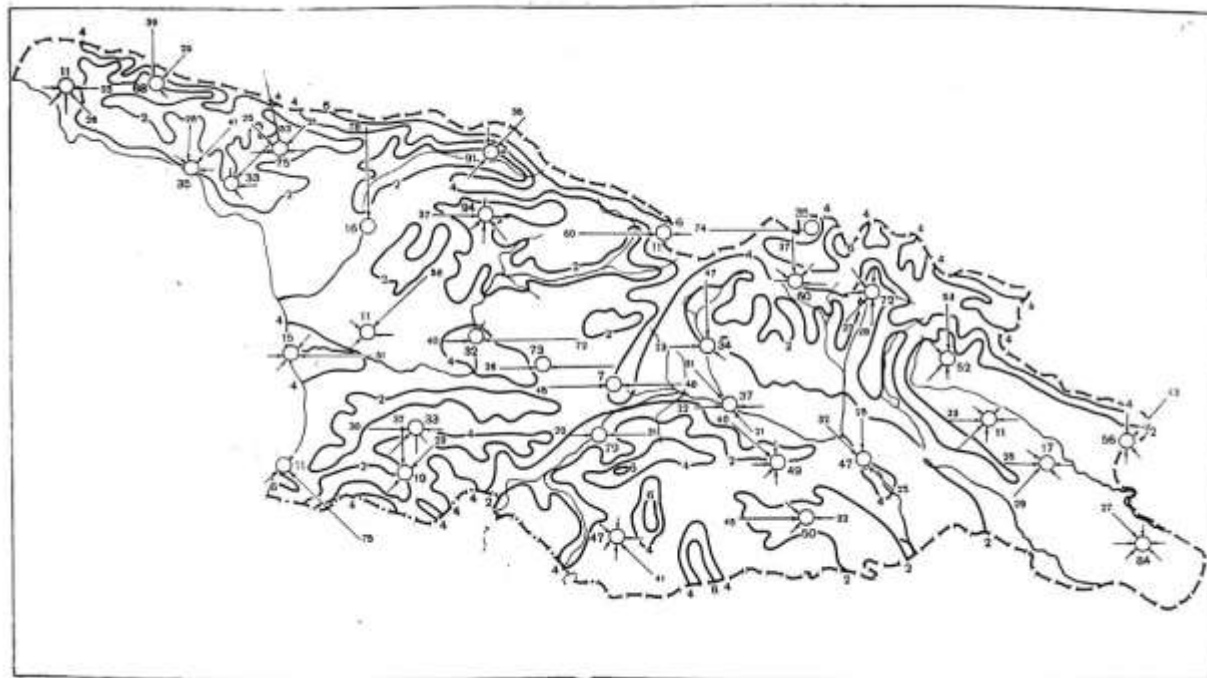
აქ ყველგან ქარის მიმართულება განისაზღვრება კოორდინატთა ღერძების მიმართულებით პარალელისა და მერიდიანის გასწვრივ (М.Э.Элиზбарашвили, 1995).

2.2. ქარის საშუალო და საშუალო სიჩქარეები

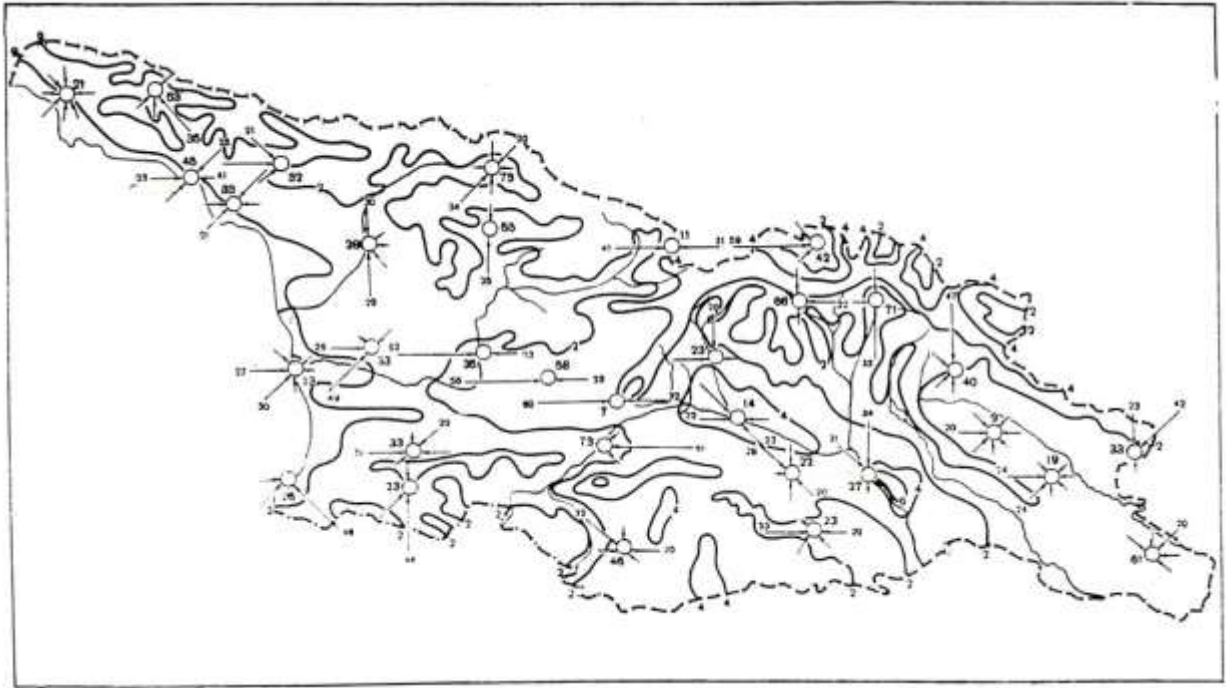
ისევე როგორც მიმართულება, ქარის სიჩქარეც მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული ფიზიკურ-გეოგრაფიულ თავისებურებებზე და წლის დროზე(ნახ.2.2.1-2.2.3).

ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე საქართველოს ტერიტორიაზე იცვლება 0,6-დან(აბასთუმანი) 9,2მ/წმ (მთა-

საბუეთი) ფარგლებში. ყველაზე ძლიერი ქარები დამახასიათებელია ლიხის ქედისათვის. ძლიერი ქარიანობით გამოირჩევა საქართველოს ტერიტორიის სამუშალო და მაღალმთიანი ზონა. აქ ქარის სამუშალო წლიური სიჩქარე ძირითადად 5-9მ/წმ ფარგლებშია. ძლიერი ქარებია დამახასიათებელი აგრეთვე მდინარე რიონის ხეობისათვის, კერძოდ ქუთაისის მიდამოებში ქარის სამუშალო წლიური სიჩქარე 5-10მ/წმ-ს აღწევს. უმცირესი სიჩქარეები აღინიშნება კავკასიონის და სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის ღრმა ხეობებში, ქვემო ქართლის ბარის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, კახეთის ბარში. შავი ზღვის აფხაზეთის სანაპიროზე ქარის სამუშალო წლიური სიჩქარე მოქცეულია 2.1 – 4.0 მ/წმ-ის ფარგლებში. ასეთივე სიჩქარეებია გაგრის, ბზიფის და კოდორის ქედებზე 2000 მეტრამდე სიმაღლეზე. ცალკეული ქედების თხემებზე იგი 4 მ/წმ-ზე მეტია. აჭარის სანაპიროსათვის დამახასიათებელია ქარის დაბალი სიჩქარეები, ძირითადად 1.1-3.0 მ/წმ. ქარის მაღალი სიჩქარეებით გამოირჩევა კახაბერის ბარი და ჭოროხის ხეობის ის ნაწილი, სადაც იგი ფართოვდება და ერწყმის კახაბერის ბარს. აქ ქარის სამუშალო წლიური სიჩქარე აჭარბებს 4 მ/წმ-ს და კაპანდიბასა და ჭარნალში 5.3-6 მ/წმ-ს აღწევს. დიდი სიჩქარეებია აგრეთვე გოდერძის უღელტეხილზე – 5 მ/წმ (ე.სუხიშვილი, 2003). ცალკეულ წლებში ქარის სიჩქარე მნიშვნელოვნად აჭარბებს აქ მოტანილ სამუშალო მნიშვნელობებს. ამასთანავე მისი



ნახ.2.2.2. ქარის სიჩქარე და მიმართულება. მ/წმ. იანვარი (Э.В.Сухишвили, 1971).
(აღნიშვნები იხ. ნახ.2.2.1-ზე)



ნახ.2.2.3. ქარის სიჩქარე და მიმართულება. მ/წმ. ივლისი (ჟ.В.Сухишвили, 1971)
(აღნიშვნები იხ. ნახ.2.2.1-ზე)

შესაძლო მაქსიმალური სიდიდე დაკვირვებათა პერიოდის ხანგრძლივობასთან ერთად იზრდება(ცხრილი 2.2.1.).

ცხრილი 2.2.1 ქარის მაქსიმალური სიჩქარეები (v მ/წმ)
შესაძლებელი 5, 20, 50 წელიწადში ერთხელ მაინც
(ე.სუხიშვილი)

i:№	პუნქტის დასახელება	ქარის სიჩქარე მ/წმ		
		V ₅	V ₂₀	V ₅₀
1	აბასთუმანი	19	24	29
2	აბაშა	24	27	30
3	ახალქალაქი	25	31	36
4	ამბროლაური	22	25	27
5	ანმეტა	25	30	33
6	ბათუმი, ქალაქი	24	28	32
7	ბაკურიანი	24	28	31
8	ბახმარო	29	36	40
9	ბორჯომი	17	23	27
10	გაგრა	28	40	48
11	გაზიანი	44	49	56
12	მამისონის უღელტეხილი	38	44	51
13	ზეკარის უღელტეხილი	40	50	53
14	თბილისი, აეროპორტი	41	48	56
15	თბილისი ობსერვატორია	24	30	34
16	თელავი	21	25	27
17	თეთრი წყარო	28	33	38
18	ლაგოდეხი	23	26	29
19	მესტია	17	20	23
20	მთა საბუეთი	34	38	41
21	ონი	17	22	24
22	ჟინვალი	18	21	24

ქარის სიჩქარის წლიური სვლა საკმაოდ გამოკვეთილია მთელ ტერიტორიაზე. მაქსიმუმის და მინიმუმის დამყარებაში გარკვეული კანონზომიერება აღინიშნება(ცხრილი 2.2.2).

საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ქარის სიჩქარის მაქსიმუმი ზამთარში ან გაზაფხულზე, ხოლო მინიმუმი ზაფხულში მყარდება, რაც კარგად ჩანს ნახ.2.2.2 და ნახ.2.2.3-დან. მაგალითად, კახაბერის ბარსა და ჭოროხის ხეობის ქვედა გაფართოებულ ნაწილში ქარის სიჩქარის მაქსიმალური საშუალო თვიური სიდიდეები იანვარსა და ივლისში შეადგენს 7.2-7.5 მ/წმ-ს და 2.8-3.6 მ/წმ-ს შესაბამისად(ე.სუხიშვილი,2003).

ამავე დროს მთელ რიგ პუნქტებში ქარის სიჩქარის წლიურ სვლას ორი მაქსიმუმი გააჩნია. კერძოდ, თბილისში პირველი მაქსიმუმი მყარდება მარტში, ხოლო მეორე- ივლისში. იგივე სურათი აღინიშნება ბორჯომში. ზოგიერთი ადგილებისათვის დამახასიათებელია მეორე მაქსიმუმი შემოდგომაზე-ქუთაისი, წყალტუბო, ყაზბეგი და სხვ.

ქარის სიჩქარის დღელამურ სვლაში მაქსიმუმი შუადღეს მყარდება. ამის მიზეზია თერმული არამდგრადობა, რის გამოც ძლიერდება ვერტიკალური ტურბულენტური ცვლა, და ურთიერთქმედება ატმოსფეროს ქვედა და ზედა ფენებს შორის. ატმოსფეროს ქვედა ფენებში მატულობს ზედა ფენებიდან სწრაფად მოძრავი ნაწილაკების ნაკადი, ხოლო ზედა ფენებში კი მატულობს ისეთი ნაწილაკების ნაკადი, რომელთაც ჰორიზონტალური მოძრაობის ნაკლები სიჩქარე გააჩნია. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში ქარის სიჩქარის მაქსიმუმი გადაინაცვლებს დღის მეორე ნახევარში. მაგალითად ივლისში თბილისში ქარის სიჩქარის მაქსიმუმი შეესაბამება 16სთ-ს (Э.Ш Элизбарашвили, Н.Ш., Гонгладзе, 1980).

ცხრილი 2.2.2. ქარის სიჩქარის წლიური სვლა. მ/წმ

პუნქტი	თვეები												
	I	იბ	იბბ	იბდ	იბ	იბრ	იბრბ	იბრბ	იბრ	იბ	იბ	იბ	იბ
სოხუმი	2,5	2,6	2,6	2,6	2,6	2,4	2,4	2,3	2,2	2,3	2,2	2,2	2,4
ბათუმი	2,6	2,7	2,5	2,3	2,1	2,0	1,8	1,7	1,6	1,8	1,9	2,2	2,1
ფოთი	5,5	5,2	5,0	4,4	3,7	3,3	3,6	3,2	3,2	4,3	5,0	5,2	4,3
ზუგდიდი	1,4	1,5	2,1	1,8	1,4	1,2	1,0	0,8	0,8	0,8	1,8	1,1	1,3
ქუთაისი	5,6	5,6	5,9	5,7	4,6	3,7	3,0	3,4	3,6	4,8	7,2	6,7	5,0
მთა-საბუეთი	8,8	9,2	9,6	10,0	8,9	8,3	7,9	8,8	9,4	9,7	10,6	9,1	9,2
თბილისი	2,2	2,7	2,8	2,7	2,5	2,5	2,8	2,3	2,1	2,0	1,7	1,8	2,4
თელავი	2,2	2,7	2,9	3,0	2,5	2,5	2,3	2,3	2,2	2,4	2,0	2,0	2,4
ბორჯომი	0,7	0,8	0,9	1,0	0,9	0,8	0,9	0,9	0,8	0,6	0,5	0,6	0,8
ახალქალაქი	3,7	3,7	3,8	3,6	3,1	2,7	2,7	2,8	2,2	2,1	2,7	3,2	3,0
მამისონის უღელტეხილი	6,6	6,7	6,2	5,2	4,4	4,7	4,8	4,6	4,8	5,6	5,5	6,2	5,4
ონი	0,8	1,1	1,6	1,9	1,6	1,5	1,6	1,6	1,2	0,9	0,8	0,6	1,3
ჯვრის უღელტეხილი	2,2	2,4	2,2	1,8	1,9	2,0	1,9	2,0	2,0	2,0	1,9	2,2	2,0
ყაზბეგი მ	7,0	7,5	7,4	7,0	6,1	4,8	5,0	5,4	6,4	7,1	6,8	6,8	6,4

ე.სუხიშვილის(1986) გამოკვლევების თანახმად მდინარე რიონის ხეობაში ივლისიდან აგვისტოს ჩათვლით ქარის სიჩქარის მომატება აღინიშნება საღამოს საათებში, რაც აიხსნება მუსონური ქარების მოქმედებით. იგივე შედეგი იქნა მიღებული შავიზღვისპირა ზოლში ჩატარებული ექსპედიციების საფუძველზე (ს.ბლანუცა, ე.ელიზბარაშვილი, ნ.ქარცივაძე, 1982). მაღალმთიანი ზონისათვის დამახასიათებელია ქარის მნიშვნელოვანი გაძლიერება ფერდობებზე ღამის საათებში. ეს აიხსნება კონვექციური ღინებების მაქსიმალური განვითარების დაგვიანებით.

ქარის სიჩქარის მინიმუმი ძირითადად დამახასიათებელია დღის და საღამოს საათებისათვის, თუმცა, როგორც აღნიშნავს ე.სუხიშვილი, ზოგიერთ ადგილებში ქარის სიჩქარე ღამის საათებში იზრდება. ასეთი სურათი აღინიშნება გარდაბანში, თბილისში(აეროპორტი), ახმეტაში და სხვ. ა.ზანინას(1961) აზრით ეს აიხსნება სამხრეთის ორიენტაციის კალთების ძლიერი გადახურებით, რის შედეგადაც ჰაერი ეშვება ფერდობზე და იძენს ძლიერ აჩქარებას.

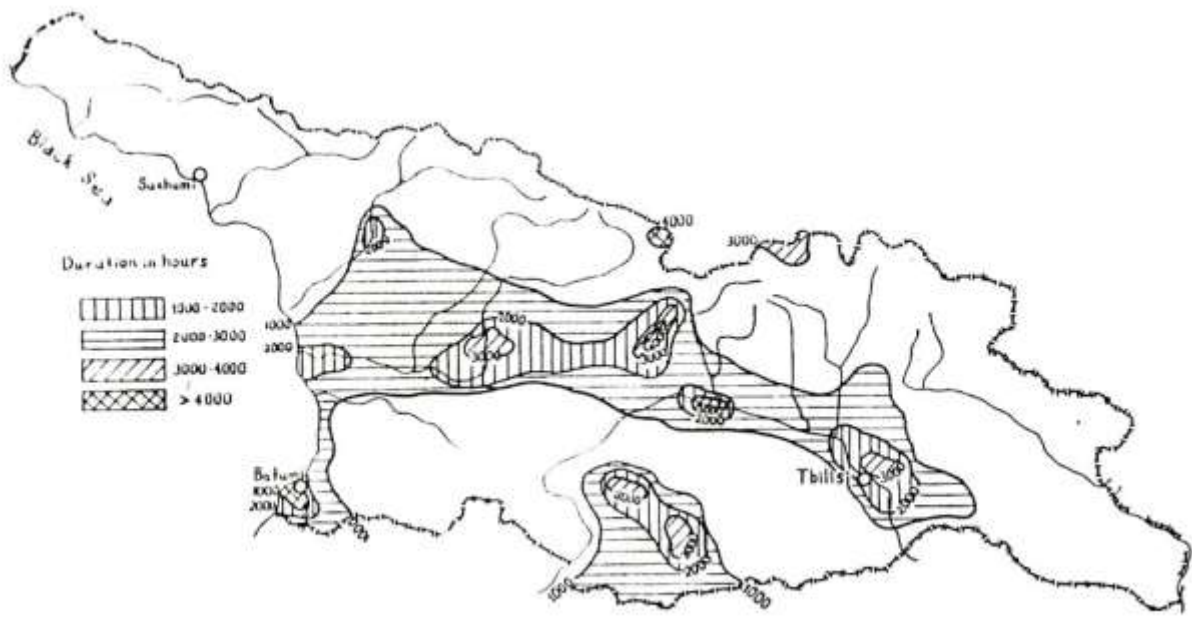
ქარის საშუალო სიჩქარეები წარმოადგენს აუცილებელ, მაგრამ არასაკმარის ენერგეტიკულ მაჩვენებელს. სხვაგვარად რომ ვთქვათ, ქარის სიჩქარის დაბალი მნიშვნელობის დროს გარკვეულია მათი გამოყენების არაპერსპექტიულობა, მაგრამ სიჩქარის მაღალი მნიშვნელობა მუდამ არ უზრუნველყოფს ქარის ენერჯის გამოყენების ეფექტურობას. ენერგეტიკული თვალსაზრისით მნიშვნელოვანია საშუალო, ანუ ისეთი სიჩქარეები, რომლებიც აღემატება ქარბორბალას დაძვრის საწყის სიჩქარეს და უზრუნველყოფს ქარის ენერგეტიკული დანადგარის ავტომატურ რეჟიმს. საშუალო სიჩქარე იცვლება ქარბორბალას დაძვრის საწყისი სიჩქარიდან იმ მაქსიმალურ სიჩქარემდე, რომლის დროსაც ბორბალი ავტომატურად გამოდის რეჟიმიდან. არააქტიურ სიჩქარედ ითვლება ქარის ისეთი სიჩქარეები, რომლებიც ვერ უზრუნველყოფენ ქარბორბალას ბრუნვას, მას მიეკუთვნება 0-2მ/წმ სიჩქარეები.

ქარის საშუალო სიჩქარეებიდან ენერგეტიკული თვალსაზრისით განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ისეთი სიჩქარეები, რომლებიც აღემატება 5მ/წმ-ს. სწორედ ასეთ სიჩქარეებზე მუშაობს ჩქარმავალი ძრავა.

ნახ.2.2.4-ს თანახმად ქარის სამუშაო სიჩქარეების მაქსიმალური წლიური ხანგრძლივობა დამახასიათებელია მაღალმთიანი რაიონებისათვის(ყაზბეგი მ/მთიანი, მამისონის უღელტეხილი, მთა-საბუეთი). აქ მათი ხანგრძლივობა 3400-4900 საათს აღწევს. ჯავახეთის ზეგანზე(2000მ-ზე მაღლა), კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში(ქუთაისი) და შავი ზღვის სანაპიროს სამხრეთ ნაწილში(ბათუმი) ქარის ასეთი სიჩქარეების ხანგრძლივობა უდრის 3400-3900სთ-ს. სამგორის ვაკეზე ქარის სამუშაო სიჩქარეების ხანგრძლივობა შეადგენს 2500-3400სთ-ს. იმ რაიონებში სადაც ქარის სამუშაო სიჩქარეები უმნიშვნელოა, იზრდება არააქტიური სიჩქარეების ხანგრძლივობა.

ენერგეტიკული თვალსაზრისით მნიშვნელოვანია აგრეთვე ქარის სამუშაო სიჩქარეების უწყვეტი მოქმედების ხანგრძლივობა. ეს მაჩვენებელი, როგორც ქარის სხვა მახასიათებლები, იცვლება ფართო დიაპაზონში ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობებსა და წლის დროზე დამოკიდებულებით. ნათქვამს ნათლად ადასტურებს ცხრილის 2.2.3-ის მონაცემები, სადაც წარმოდგენილია სხვადასხვა სიდიდის ქარის სამუშაო სიჩქარეების(3,5,10,15მ/წმ) უწყვეტი ხანგრძლივობა წლის სეზონების მიხედვით საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში.

ცხრილიდან გამოდინარეობს, რომ ყველაზე დიდი მდგრადობით სივრცეში ხასიათდება ძლიერი ქარი, როდესაც სიჩქარე აღემატება 15მ/წმ-ს. ასეთი ქარის საშუალო



ნახ.2.2.4 ქარის სამუშაო სიჩქარეების (5მ/წმ და მეტი) წლიური ხანგრძლივობა.საათი (ე.სუხიშვილი)

უწყვეტი ხანგრძლივობა შეადგენს 3-21 სთ-ს, თუმცა ცალკეულ შემთხვევაში ის შეიძლება გაცილებით ხანგრძლივი აღმოჩნდეს. მაგალითად, ე.სუხიშვილის გამოკვლევების თანახმად 17მ/წმ-ზე მეტი სიჩქარის ქარის უწყვეტმა ხანგრძლივობამ ქუთაისში შეადგინა 318სთ, მთა-საბუეთში-204სთ, თბილისში(აეროპორტი)-130სთ.

ცხრილი 2.2.3 ქარის სამუშაო სიჩქარეების უწყვეტი ხანგრძლივობა. საათი.

პუნქტი	სიჩქარე, არანაკლები მ/წმ	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა
გაგრა	3	24	18	12	17
	5	18	12	9	12
	10	14	10	8	12
	15	12	6	6	10
ბაკურიანი	3	14	17	16	10
	5	12	16	13	8
	10	9	10	10	6
	15	4	5	7	3
თბილისი	3	20	24	16	13
	5	13	16	14	13
	10	9	10	8	10
	15	7	8	7	10
მ:ყაზბევი, მალალმთიანი	3	34	28	30	27
	5	30	27	25	26
	10	18	20	15	21
	15	17	19	14	21

2.3. ადგილობრივი ქარები

ადგილობრივი ქარი წარმოადგენს მეზომასშტაბურ ატმოსფერულ პროცესს, რომელიც წარმოიქმნება ქვეფენილი ზედაპირის მოქმედებით ჰაერის დინებებზე. მეზომასშტაბური პროცესების ჰორიზონტალური მასშტაბები იცვლება

რამოდენიმე ათეული მეტრიდან ათეულ და ასეულ კილომეტრებამდე. ასხვავებენ ადგილობრივი ქარების ორ ტიპს: თერმულს და მექანიკურს. თერმულ ქარს მიეკუთვნება ბრიზი, მთა-ხეობის და მყინვარული ქარები, ხოლო მექანიკური ქარებია ფიონი და ბორა.

ბრიზი წარმოადგენს წყლისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობა გაცივების შედეგს. რადგანაც დღის საათებში ხმელეთი და ჰაერი უფრო სწრაფად თბება ვიდრე ზღვა, ამიტომ ხმელეთზე წნევა შედარებით ნაკლებია და სიმაღლის მიხედვით იზრდება. ზღვის სანაპიროზე კი საწინააღმდეგო სურათი იქმნება-წნევა მეტია და სიმაღლის მიხედვით სწრაფად ეცემა. ამის გამო ჰაერის ქვედა ფენებში ბარიული გრადიენტი მიმართულია ზღვიდან ხმელეთისკენ, ხოლო ატმოსფეროს მაღალ ფენებში პირიქით გრადიენტი მიმართულია ხმელეთიდან ზღვისკენ. ამრიგად, მყარდება ჰაერის ჩაკეტილი ცირკულაცია, ანუ ბრიზი. ღამით ხმელეთი უფრო სწრაფად ცივდება, ვიდრე ზღვა, რის გამოც წარმოიშობა საწინააღმდეგო ცირკულაცია-ატმოსფეროს ქვედა ფენებში ქარი მიმართულია ხმელეთიდან ზღვისკენ, ზედა ფენებში კი პირიქით-ზღვიდან ხმელეთისკენ. ბრიზები კარგად არის გამოხატული საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის ბარში. მათი მაქსიმალური განმეორადობა მოდის ლესელიძე-აძიუბუას მონაკვეთზე და აღემატება 70-80%-ს. შავი ზღვის სანაპირო ზოლში ბრიზები მთელი წლის განმავლობაში დაიკვირვება(ცხრ.2.3.1).

დღის განმავლობაში ბრიზი ვრცელდება ღრმად ხმელეთზე, კოლხეთის ბარის სიღრმეში ის აღწევს ქუთაისამდე. ხმელეთის ბრიზი გაცილებით სუსტია და ვრცელდება ზღვაში არა უმეტეს 10კმ-ის სიღრმეზე. ბრიზის დროს ქარის სიჩქარე საშუალოდ 3-5მ/წმ-ია, ხოლო ტემპერატურა 2-5°C-ით ნაკლები, ვიდრე იმ ადგილებში, სადაც მისი გავლენა არ შეინიშნება. ამიტომ იმ ადგილებში, რომლებიც ზღვის ბრიზების უშუალო გავლენის ქვეშაა მოქცეული, თითქმის არ ვლინდება სიცხისა და მხუთვარების შეგრძნება.

მთა-ხეობის ქარი წარმოადგენს ერთი და იგივე სიმაღლეზე ფერდობისა და თავისუფალი ატმოსფეროს არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგს. დღისით მთის

ფერდობი და მისი მიმდებარე ჰაერის ფენები უფრო მეტად თბება, ვიდრე ჰაერი ხეობის ზემოდ. ამიტომ ბარიული გრადიენტი მიმართულია ხეობიდან ფერდობისაკენ. ღამით კი საწინააღმდეგო სურათი წარმოიქმნება. ბრიზების მსგავსად ეს ქარებიც დღეღამური პერიოდულობით ხასიათდება. მთა-ბარის ქარის სიჩქარე სიმაღლესთან ერთად იზრდება და მაქსიმუმს 200-250მ სიმაღლეზე აღწევს, შემდეგ კი მცირდება. გარკვეულ სიმაღლეზე ქარი იცვლის მიმართულებას საწინააღმდეგოზე.

მთა-ხეობის ქარები კარგად არის განვითარებული საქართველოში. მთა-ბარის ცირკულაცია აღინიშნება კავკასიონის მაღალმთიან და საშუალომთიან ზონაში. დასავლეთ საქართველოს მთიან რაიონებში მთა-ხეობის ქარები მთელი წლის განმავლობაშია. ამასთან, წლის თბილ პერიოდში ხეობის ქარი საღამოს საათებშიც მოქმედებს და მისი განმეორადობა საკმარისად დიდია (ცხრილი 2.3.2). ეს აიხსნება ზაფხულის მუსონით, რომლის მიმართულება ემთხვევა ქარების მიმართულებას და აძლიერებს მას.

აღმოსავლეთ საქართველოს მთიან რაიონებში მთა-ხეობის ქარები მოქმედებენ უმთავრესად წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში. მთა-ხეობის ცირკულაცია

ცხრილი 2.3.1 ბრიზების განმეორადობის დღე-ღამური სკლა. %. (ე.სუხიშვილი,2003)

ბრიზების მიმართულება	დაკვირვების ვადა (სთ)	თ ვ ე											
		რ	რრ	რრრ	რრრ	რ	რრ	რრრ	რრრ	რს	ს	სრ	სრრ
		ქობულეთი											
სანაპიროს	1	59	55	48	44	40	46	49	54	58	52	71	74
	13	39	32	22	8	7	9	1	2	4	17	38	46
	19	45	41	33	11	6	4	1	3	11	33	59	64
ზღვის	1	28	24	40	46	42	31	28	20	18	21	18	17
	13	38	44	53	72	75	80	80	85	77	52	32	30
	19	40	44	58	78	82	82	81	84	63	41	25	20
		ჩაქვი											
სანაპიროს	1	67	61	60	52	59	75	80	83	81	75	78	81
	13	19	10	5	3	3	5	5	4	7	10	13	20
	19	69	60	52	29	13	15	31	46	69	74	72	73
	1	18	28	23	30	27	16	12	11	11	17	12	14

ზღვის	13	50	61	72	82	85	87	86	89	82	68	62	50
	19	21	28	32	52	66	67	53	35	22	15	17	14
		ბათუმი											
სანაპიროს	1	47	36	34	23	18	31	33	41	42	37	45	49
	13	18	11	5	2	2	1	2	1	5	5	12	16
	19	40	26	18	7	4	4	6	12	17	30	33	43
ზღვის	1	25	32	34	43	45	38	38	32	32	31	24	21
	13	35	45	58	73	82	89	88	89	80	57	43	31
	19	33	42	53	64	70	80	79	70	59	42	36	24

რამდენადმე შესუსტებულია ჯავახეთის ზეგანზე, რაც განპირობებულია შედარებით გათანაბრებული რელიეფით. სამაგიეროთ მთა-ხეობის მძლავრი ცირკულაცია აღინიშნება ქვემო ქართლის ბარში და კახეთის ბარში.

იმ შემთხვევაში თუ მთა დაფარულია მყინვარით, ბარიული გრადიენტი დღეღამის განმავლობაში მიმართულია ხეობიდან მყინვარისაკენ. ამიტომ ქარიც ამ შემთხვევაში ქრის ხეობიდან მყინვარისაკენ, ასე წარმოიშობა **მყინვარული ქარი**.

მექანიკური წარმოშობის ქარი-ფიონი წარმოადგენს ჰაერის მასების მიერ მაღალი მთებისა და ქედების გადალახვის, ან მთებზე განლაგებული ანტიციკლონიდან ფერდობზე დაშვებული დაღმავალი ჰაერის გაშლის შედეგს. ამ პირობების გამო ასხვავებენ ფიონის ორ ტიპს- ოროგრაფიულს და თავისუფალი ატმოსფეროდან წარმოშობილს.

ფიონური ქარები ხშირია დასავლეთ საქართველოში. ქუთაისსა და წყალტუბოში აღინიშნება 100-120 დღე ფიონით. მისი სიჩქარე ხშირად 20მ/წმ-ს აღემატება, ხოლო ვერტიკალური სიმძლავრე- 1-2კმ-ს აღწევს. შ.ჯავახიშვილის(1977) მონაცემებით ფიონების მოქმედებით დასავლეთ საქართველოში ჰაერის ტემპერატურამ რამოდენიმე საათში შეიძლება 10-20⁰C -ით მოიმატოს, ხოლო შეფარდებითი სინოტივე 10-50%-ით დაეცეს. ქარის სიჩქარე დიდია და ხშირად 40მ/წმ-ს აღწევს. ფიონის დროს ჰაერი სუფთაა, ხილვადობა კი კარგი. სამედიცინო კლიმატოლოგიის თვალსაზრისით ის უარყოფით გავლენას ახდენს ადამიანის ორგანიზმზე-იწვევს უსიამოვნო შეგრძნებას, თავის ტკივილს, მხუთვარების შეგრძნებას, უარყოფითად მოქმედებს ჯანმრთელობაზე.

ცხრილი 2.3.2. მთა-ხეობის ქარების განმეორადობა. %. (ე.სუხიშვილი,2006)

მთა-ბარის ქარების მიმართულება	დაკვირვების ვადა (სთ)	ოვე											
		რ	რრ	რრრ	რD	D	Dრ	Dრრ	Dრრრ	რს	ს	სრ	სრრ
ფ ს ხ უ													
მთის (ჩ + ჩაღ)	1	80	78	71	78	74	81	70	76	78	78	83	83
	13	10	12	9	6	3	3	2	3	2	3	9	13
	19	75	65	50	40	24	27	20	33	61	77	78	77
ხეობის (ს + აღ + სღ)	1	10	12	17	13	12	8	11	9	6	8	9	9
	13	74	74	83	82	89	87	88	88	84	83	74	75
	19	14	22	40	34	48	49	53	41	19	12	13	7
ლ ა თ ა													
მთის (ჩ + ჩაღ + აღ)	1	68	69	63	63	61	63	47	58	59	62	67	67
	13	30	21	18	12	6	5	3	3	6	11	22	32
	19	66	57	39	12	18	16	13	20	35	50	61	67
ხეობის (სღ + საღ)	1	28	27	34	31	34	37	32	13	7	7	6	9
	13	61	72	78	83	90	82	94	95	90	83	72	54
	19	31	37	56	75	80	82	84	78	55	40	34	26
ქ ვ ე ზ ა ნ ი													
მთის (აღ + საღ)	1	88	87	83	78	73	90	92	93	95	94	92	92
	13	41	28	20	12	7	7	9	11	14	22	30	52
	19	86	86	79	50	40	33	42	54	86	90	92	91
ხეობის (სღ + ღ + ჩღ)	1	2	4	5	8	6	1	1	1	1	2	2	2
	13	32	42	50	62	73	77	75	71	62	57	43	18
	19	4	4	14	26	39	38	34	22	4	3	2	3

დასავლეთ საქართველოში ფიონის წარმოქმნის საუკეთესო დრო წლის ცივი პერიოდია, თუმცა იშვიათად ფიონი თბილ პერიოდშიც აღინიშნება(ცხრილი 2.3.3.)

აღსანიშნავია, რომ შავი ზღვის სანაპირო ზოლში ჰაერის მრავალწლიური საშუალო ტემპერატურა ყველაზე უფრო მაღალია გაგრაში, მიუხედავად მისი ჩრდილოეთში მდებარეობისა, და შეადგენს 15°C -ს, რაც სხვა ფაქტორებთან ერთად განპირობებულია სწორედ ფიონურ ქართა სიხშირით და ხანგრძლივობით(ცხრილი 2.3.4.).

მექანიკური წარმოშობის ქარების გაძლიერებაში დიდ როლს ასრულებს სიმძიმის ძალა. ნათქვამი ენება **ბორას-ცივ შტორმისებრ ქარს**. ბორა წარმოიშვება უმთავრესად ზამთარში, როდესაც ცივ კონტინენტზე განლაგებულია ანტიციკლონი, ხოლო შედარებით თბილი ოკეანის თავზე-ციკლონი. საქართველოს პირობებში ბორა განვითარებას თითქმის არ ღებულობს, თუმცა კოლხეთის დაბლობზე შტორმისებური ქარი არც თუ იშვიათია. მაგალითად აქ შტორმისებურ ქარს ადგილი ჰქონდა 1969 წლის 4-7 იანვარს. ფოთში აღმოსავლეთის ქარის სიჩქარე 4 იანვარს 16-დან 28მ/წმ-მდე გაიზარდა. 5 იანვარს დღე-ღამის განმავლობაში ქარის სიჩქარე შეადგენდა 24-28 მ/წმ-ს. 6 იანვარს ქარის სიჩქარემ 34 მ/წმ-ს მიაღწია, ხოლო 7 იანვარს 16 მ/წმ-მდე დაიკლო. ამ მოვლენამ მნიშვნელოვანი მატერიალური ზარალი მიაყენა მოსახლეობას და მეურნეობას.

ცხრილი 2.3.3. ფიონიან ღლეტა საშუალო რიცხვი (რ.კორძახია,2006)

სადგური	რ	რრ	რრრ	რD	D	Dრ	Dრრ	Dრრრ	რS	S	Sრ	Sრრ	წელი
გაგრა	4.0	4.9	2.3	2.5	1.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.7	2.8	3.5	22.5
ლესელიძე	2.1	1.3	1.5	0.9	0.3	0.1	0	0	0.1	0.2	0.9	0.9	8.3
გაგრის ქელი	1.7	1.6	1.2	1.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.3	0.6	1.3	2.0	10.6

ცხრილი 2.3.4. ფიონთა ხანგრძლივობის შემთხვევათა რიცხვი გრადაციების მიხედვით გაგრაში.
%. (რ.კორძახია,2006)

გრადაციის ხანგრძლივობა საათებში	შემთხვევათა რიცხვი
6-18	79
19-36	25
37-54	12
55-67	1
68-80	1
უ80	4

თავი 3. ჰაერის ტემპერატურა და სითბური რესურსები

3.1. რელიეფის გავლენა ტემპერატურის ველზე

საქართველოს ტერიტორიაზე ჰაერის ტემპერატურის რეჟიმის ჩამოყალიბებაზე უპირველეს ყოვლისა გავლენას ახდენს ადგილის რელიეფი-სიმაღლე ზღვის დონედან, ფერდობის ექსპოზიცია და რელიეფის ფორმა.

ცხრილში 3.1.1 წარმოდგენილია ჰაერის ტემპერატურის საშუალო მნიშვნელობები სტანდარტული სიმაღლეებისათვის საქართველოს ორ განსხვავებულ კლიმატურ ოლქში. ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ხასიათდება ვერტიკალური ტემპერატურული გრადიენტით, რომელიც ძალზე ცვალებადია და დამოკიდებულია როგორც ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე, ისე წელიწადის დროზე (ცხრილი 3.1.2).

ცხრილიდან ჩანს, რომ ტემპერატურის გრადიენტის წლიურ სვლაში გამოიკვეთება ორი ტიპი. პირველი, მაქსიმუმით ზამთარში და მინიმუმით გაზაფხულსა და შემოდგომაზე, დამახასიათებელია კოლხეთის ბარისა და მტკვრის ხეობისათვის 300-400მ სიმაღლემდე, ხოლო მეორე-მაქსიმუმით ზაფხულში და მინიმუმით ზამთარში, დამახასიათებელია მთიანი რაიონებისათვის.

ტემპერატურის მაქსიმალური გრადიენტები აღინიშნება წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში დასავლეთ საქართველოში 800-1000 და 1400-1600მ სიმაღლეებზე, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში-1700მ-ზე მაღლა. მინიმალური გრადიენტები აღმოსავლეთ საქართველოში დაიკვირვება წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში. ეს აიხსნება ზამთრის თვეებში აქ გაბატონებული ინტენსიური

ცხრილი 3.1.1. ჰაერის ტემპერატურა სტანდარტულ სიმაღლეებზე. °C.
(Э.Ш.Элизбарашвили, 1978)

ოლქი	სიმაღლე მ	თვეები											
		ი	იბ	იბბ	იბდ	იბ	იბრ	იბრ	იბრ	იბრ	იბრ	იბრ	იბრ
დასავლეთ საქართველო	0	5,5	6,0	8,0	12,0	16,5	20,0	22,5	23,0	18,6	16,6	11,5	7,5
	500	1,5	3,0	6,0	11,0	15,5	19,5	20,5	21,0	17,0	14,0	9,0	4,0
	1000	-2,5	-2,0	2,0	7,0	12,5	15,0	18,0	18,0	13,0	10,0	6,0	1,0
	1500	-5,5	-4,0	0	5,0	10,0	13,0	15,0	15,0	11,0	8,0	3,0	-2,5
	2000	-6,0	-6,5	-2,0	3,0	8,0	10,0	13,5	13,6	9,0	7,0	2,0	-3,0
აღმოსავლეთ საქართველო	500	0,5	2,0	6,0	12,0	17,0	20,0	23,5	23,5	19,0	13,0	7,0	3,0
	1000	-3,5	0	5,0	7,0	13,5	16,0	19,0	19,0	16,0	10,0	4,0	0
	1500	-4,5	-3,0	0	6,0	11,5	14,0	16,0	16,0	13,0	8,0	2,0	-2,0
	2000	-8,0	-6,0	-2,0	4,0	9,0	11,0	14,0	14,0	11,5	6,5	0	-5,0
	2500	-12,0	-10,0	-6,0	-2,0	4,0	7,0	10,0	10,0	5,0	1,0	-5,0	-8,0

ცხრილი 3.1.2. ვერტიკალური ტემპერატურული გრადიენტი. °C/100მ.
(ზ.ხვედელიძე, ე.ელიზბარაშვილი,1982)

რაიონი	თვეები											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
კოლხეთის ბარი	0,72	0,70	0,55	0,25	0,20	0,30	0,35	0,35	0,37	0,55	0,62	0,72
ემტკვრის ხეობა	0,67	0,63	0	-0,3	0	0,20	0	0	0,50	0,33	0,67	0,83
დასავლეთ კავკასიონი	0,50	0,53	0,57	0,60	0,57	0,60	0,53	0,55	0,57	0,53	0,53	0,52
ცენტრალ. კავკასიონი	0,48	0,57	0,57	0,63	0,65	0,63	0,65	0,63	0,60	0,53	0,50	0,54
აღმოსავლ. კავკასიონი	0,48	0,50	0,50	0,55	0,58	0,65	0,68	0,65	0,55	0,48	0,42	0,40

ეფექტური გამოსხივებითა და ტემპერატურული ინვერსიებით, რაც დამახასიათებელია ატმოსფეროს ანტიციკლონალური მდგომარეობისათვის. ეს პროცესები იმდენად მძლავრია, რომ ჰაერის ტემპერატურა 1000-1200მ სიმაღლის ფენაში მრავალწლიურ რეჟიმშიც კი აღემატება მის ქვემოდ განლაგებული ფენების ტემპერატურას. კოლხეთის ბარში ინვერსია წარმოიქმნება გაზაფხულზე, რაც გამოწვეულია ზღვის ზედაპირზე ჩამოყალიბებული ჰაერის მასების აღვექციით ზამთრის განმავლობაში გაცივებული ხმელეთის ზედაპირზე. თბილი ნაკადის ქვედა ფენები სითბოს ნაწილს გადასცემენ ქვეფენილ ზედაპირს და ცივდებიან უფრო მეტად, ვიდრე ზედა ფენების ტემპერატურაა (ცხრილი 3.1.3).

ცხრილი 3.1.3. ინვერსიული ფენების მახასიათებლები (Э.Ш.Элизбарашвили, 1978)

ოლქი	თვეები	სიმაღლე მ	სიმძლავრე მ	სიდიდე °C
კოლხეთის ბარი	მარტი	0	70	0,2
	აპრილი	0	70	0,3
	მაისი	0	70	0,3
ცენტრალური კავკასიონი	იანვარი	1030	140	0,7
	თებერვალი	1030	140	0,2
	ნოემბერი	1030	140	0,2
	დეკემბერი	1030	140	0,7
აღმოსავლეთ კავკასიონი	იანვარი	1000	200	0,5
	დეკემბერი	1000	200	0,2

ტემპერატურის რეალური ვერტიკალური გრადიენტი წარმოდგენილ იქნა მისი მდგენელების საშუალებით (ე.ელიზბარაშვილი, 1989):

$$\gamma = \gamma(0) + \gamma(1) \operatorname{ctg} \alpha, \quad (3.1.1)$$

სადაც γ – ტემპერატურის რეალური ვერტიკალური გრადიენტი, $\gamma(0)$ – გრადიენტის ვერტიკალური მდგენელია, $\gamma(1)$ – გრადიენტის ჰორიზონტალური მდგენელია, ხოლო α – ფერდობის დახრილობაა (ცხრილი 3.1.4.).

ცხრილი 3.1.4. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის მდგენელები (Э.Ш.Элизбарашвили, 1989)

3 გრადიენტის	დასავლეთ კავკასიონი	აღმოსავლეთ
--------------	---------------------	------------

მღვანელი			კავკასიონი	
	იანვარი	ივლისი	იანვარი	ივლისი
ვერტიკალური °C/100მ	0,50-0,52	0,53-0,55	0,50-0,54	0,62-0,66
განედური °C/100კმ	1,0-1,1	2,0-2,3	1,0	2,0-2,2

თუ გავითვალისწინებთ, რომ ტემპერატურის საშუალო პლანეტარული გრადიენტი შეადგენს $0,5^{\circ}\text{C}$ ყოველ 100კმ-ზე, მაშინ, წარმოდგენილი ცხრილის მონაცემებიდან გამომდინარე, კავკასიონის მთების მასიურობის გავლენა ზაფხულში განისაზღვრება სიდიდით $1,5-1,8^{\circ}\text{C}$ 100კმ.-ზე.

ჰაერის ტემპერატურაზე არსებით გავლენას ახდენს რელიეფის ფორმა. ტემპერატურის ცვლილების ხასიათი რელიეფის ფორმისაგან დამოკიდებულებით შეესაბამება ა.ვოეიკოვის კანონს, რომლის თანახმადაც რელიეფის დადებითი ფორმები ამცირებენ ამპლიტუდას, ხოლო უარყოფითი ფორმები ზრდიან იმავე ამპლიტუდას. ამ კანონს კარგად შეესაბამება ცხრილში 3.1.5 წარმოდგენილი მონაცემები საქართველოს პირობებისათვის.

ცხრილის თანახმად ზამთარში ზეგნები და ზღვისპირა დაბლობები $1-2^{\circ}$ -ით თბილია, ვიდრე მთის ფერდობები, ქვაბურები და მთათაშორისი ვაკეები. გაზაფხულის განმავლობაში განსაკუთრებით სწრაფად თბება ქვაბურები, და ზაფხულში აქ ტემპერატურა $0,5-1,5^{\circ}$ -ით მეტია, ვიდრე რელიეფის სხვა ფორმებში. ზაფხულის ტემპერატურები მინიმალურია მთის ფერდობებზე და ზეგნებზე, ხოლო რამდენადმე მაღალია მთათაშორის ვაკეებზე და ზღვისპირა დაბლობებზე.

ცხრილი 3.1.5. ზღვის ღონეზე, 42⁰ განედზე და 43⁰ გრძედზე დაყვანილი ჰაერის(T_b) და ნიადაგის(T_n) საშუალო ტემპერატურები. °C(მ.ელიზბარაშვილი,1999)

რელიეფის ფორმა	ტემპერატურა °C	თვეები				ჰგამოყენებული სადგურების რიცხვი
		I	IV	VII	X	
მთის ფერდობი, სამხრეთის ექსპოზიცია, დახრილობა 6-8 ⁰	T _n	3,5	15,8	28,2	16,4	12
	T _b	3,7	12,8	23,5	15,5	
მთის ფერდობი, ჩრდილოეთის ექსპოზიცია, დახრილობა 3-7 ⁰	T _n	3,3	15,3	27,5	16,1	6
	T _b	3,6	12,5	23,0	15,1	
ზეგანი	T _n	4,6	16,0	28,1	17,0	10
	T _b	4,6	12,9	23,5	16,0	
ქვაბური	T _n	3,3	16,9	29,3	16,6	10
	T _b	3,5	13,7	24,5	15,6	
მთათაშორისი ბარი	T _n	2,8	15,8	28,6	16,2	8
	T _b	3,1	12,7	24,0	15,2	
ზღვისპირა დაბლობი	T _n	5,3	16,6	28,4	17,5	14
	T _b	5,2	13,4	23,8	16,5	

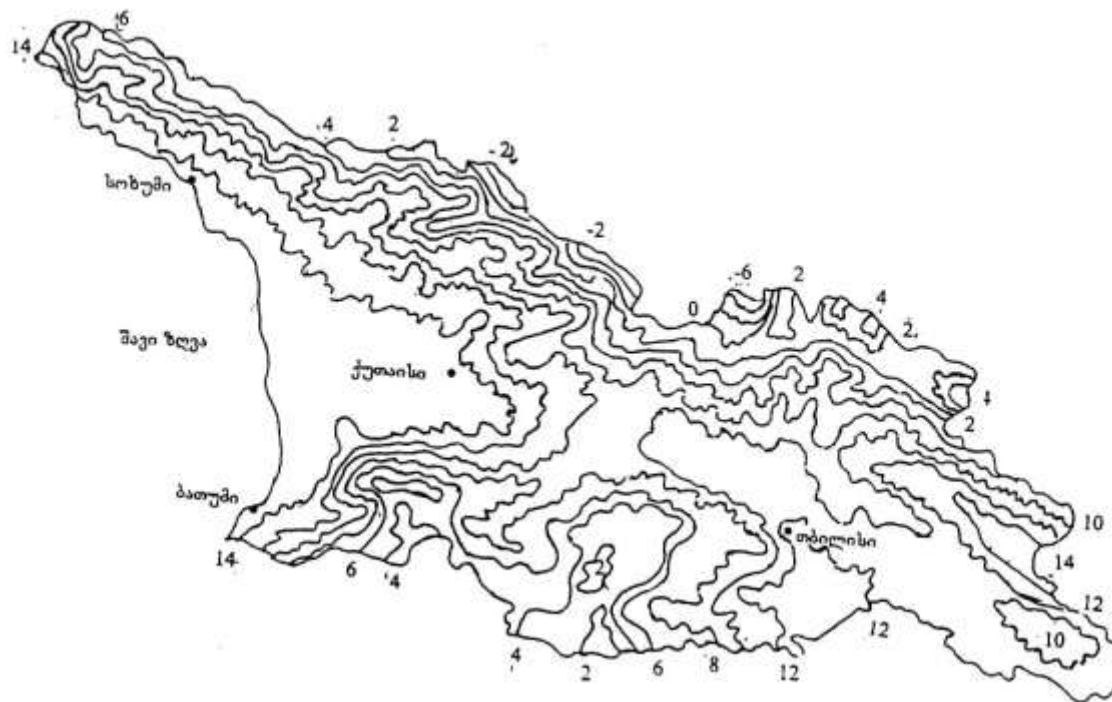
3.2. ტემპერატურის ტერიტორიული განაწილება

საქართველოს ტერიტორიაზე ჰაერის ტემპერატურის საშუალო წლიური მნიშვნელობა იცვლება 15 დან (სოხუმი, გაგრა) 6°C -მდე (ყაზბეგი მ/მთიანი) ფარგლებში. განსაკუთრებით მაღალი ტემპერატურები ($13-15^{\circ}\text{C}$) აღინიშნება შავი ზღვის სანაპიროსა და რიონის ხეობაში. ადგილის სიმაღლის გაზრდასთან ერთად ტემპერატურა კლებულობს და შეადგენს მესხეთის ქედის ზედა სარტყელში (ბახმარო) $4-5^{\circ}\text{C}$ -ს, დასავლეთ კავკასიონზე (მამისონის უღელტეხილი) $-2-3^{\circ}\text{C}$ -ს და ცენტრალურ კავკასიონზე (ყაზბეგი, მაღალმთიანი) $-5-6^{\circ}\text{C}$ -ს. აღმოსავლეთ საქართველოში განსაკუთრებით თბილი რაიონებია მტკვრის შუა დინება და ალაზნის ველი ($12-13^{\circ}\text{C}$). საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე ყველაზე ცივი თვე უმთავრესად იანვარია, ხოლო ყველაზე თბილი-ივლისი და აგვისტო.

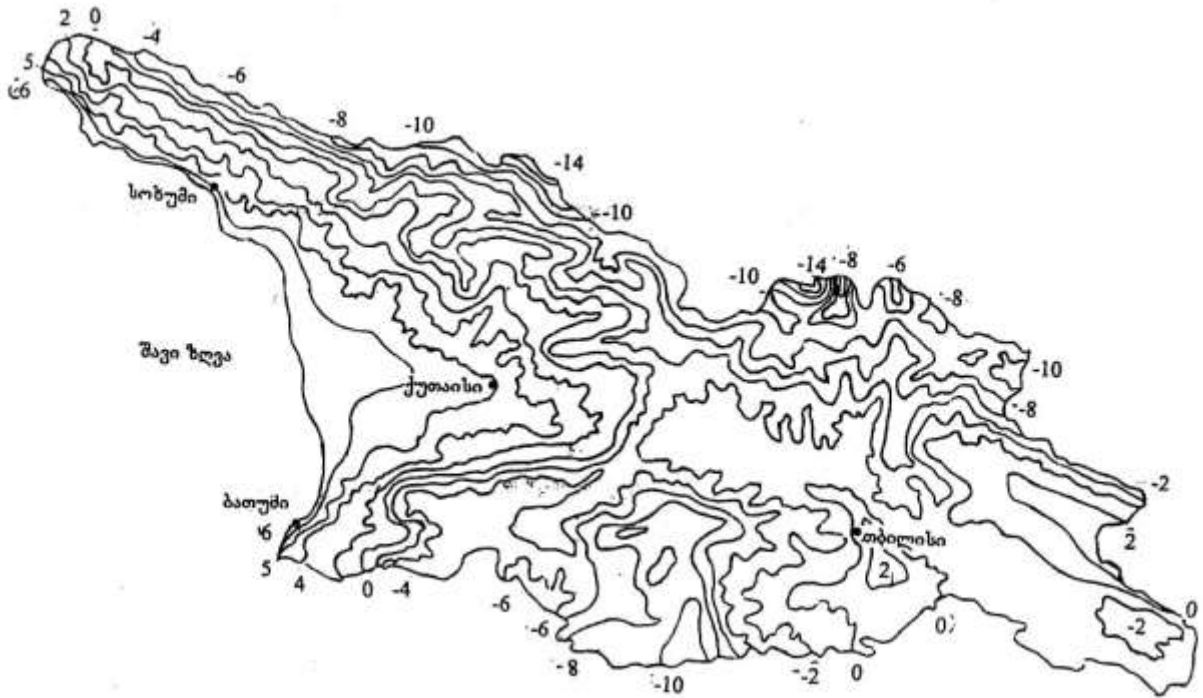
ჰაერის ტემპერატურის ტერიტორიული განაწილების შესახებ უფრო დეტალურად შესაძლებელია ვიმსჯელოთ იზოთერმების რუკებიდან (ნახ.3.2.1-3.2.5).

იანვარი ყველაზე თბილი აგრეთვე შავი ზღვის სანაპიროზეა. საშუალო თვიური ტემპერატურა აღემატება 6° -ს. კოლხეთის დაბლობის სიღრმეში ტემპერატურა კლებულობს $4-5^{\circ}$ -მდე, ხოლო იმერეთის მაღლობზე შეადგენს $0-4^{\circ}$ -ს. მესხეთის ქედის სამხრეთ ფერდობზე ტემპერატურა მინუს 4° -ზე დაბლა ეცემა, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში მინუს 14° -ზე ნაკლებია.

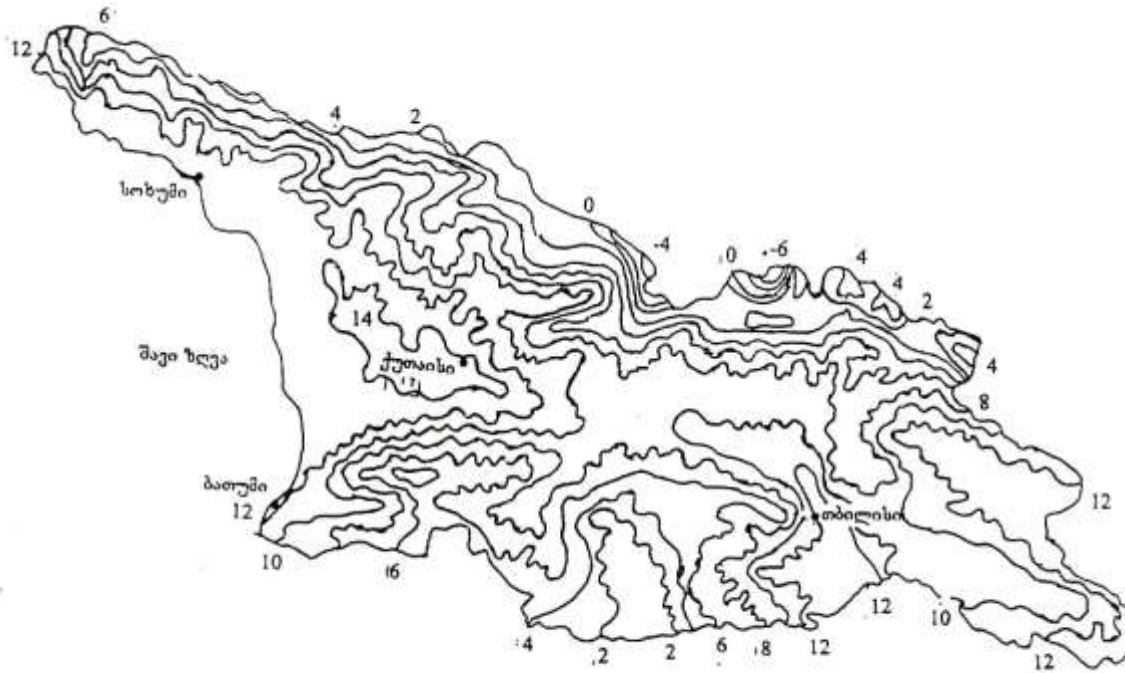
აღმოსავლეთ საქართველოში ყველაზე თბილი აგრეთვე ალაზნის ვაკე და ქვემო ქართლის ვაკის ცენტრალური ნაწილია, აქ საშუალო თვიური ტემპერატურა 2° -მდე აღწევს. მთათაშორისი ბარის ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ტემპერატურა 0 - მინუს 2° -ია, საქართველოს



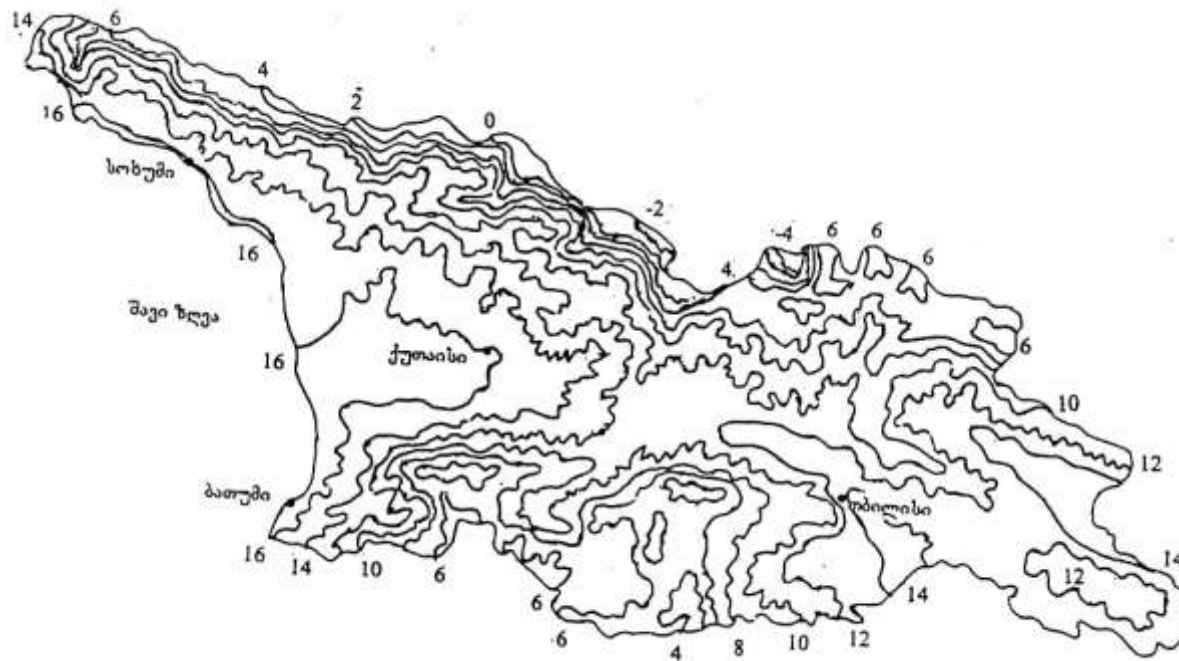
ნახ.3.2.1. ჰაერის ტემპერატურა. °C.წელიწადი (მ.ელიზბარაშვილი,1999)



ნახ.3.2.2.ჰაერის ტემპერატურა. °C.იანვარი (მ.ელიზბარაშვილი,1999)



ნახ.3.2.3. ჰაერის ტემპერატურა. °C.აპრილი (მ.ელიზბარაშვილი,1999)



ნახ.3.2.5. ჰაერის ტემპერატურა. °C.ოქტომბერი (მ.ელიზბარაშვილი,1999)

სამხრეთ მთიანეთში ეცემა მინუს 10° -მდე, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში-მინუს 14° -მდე.

სითბური პირობების თანახმად საქართველოს ტერიტორიაზე ყალიბდება ზამთრის 4 ტიპი: ძალიან რბილი, რბილი, ზომიერად რბილი და ზომიერად ცივი. ძალიან რბილი ზამთარი დამახასიათებელია კოლხეთის ბარისათვის, სადაც იანვრის თვის საშუალო ტემპერატურა დადებითია და აღემატება 4° -ს. ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე, განსაკუთრებით აღმოსავლეთ საქართველოში, გაბატონებულია რბილი ზამთარი, როდესაც იანვრის საშუალო ტემპერატურა იცვლება პლუს 4-დან მინუს 4° -მდე. საქართველოს სამხრეთი მთიანეთი და კავკასიონის მაღალმთიანი ზონა ხასიათდებიან ზომიერად რბილი ზამთრით, იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა იცვლება მინუს 4-დან მინუს 10° -მდე. კავკასიონის და სამხრეთის მთიანეთის ცალკეულ უბნებზე გაბატონებულია ზომიერად ცივი ზამთარი, როდესაც იანვრის საშუალო ტემპერატურა მინუს 10° -ზე ნაკლებია.

აპრილში ყველაზე მაღალი საშუალო თვიური ტემპერატურე (14° და მეტი) დამახასიათებელია კოლხეთის დაბლობის შიდა რაიონებისათვის. დაბლობის დანარჩენ ტერიტორიაზე და შავი ზღვის სანაპიროზე ტემპერატურა $12-14^{\circ}$ -ია. იმერეთის მაღლობზე ტემპერატურა $10-12^{\circ}$ -ს შეადგენს. მესხეთის ქედზე ტემპერატურა კლებულობს 4° -მდე, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში-მინუს 4° -მდე.

ალაზნისა და ქვემო ქართლის ვაკეებზე აპრილის საშუალო თვიური ტემპერატურა აღემატება 12° -ს. მთათაშორისი ბარის დანარჩენ ტერიტორიაზე ტემპერატურა $8-12^{\circ}$ -ია. მთებში ტემპერატურა კლებულობს, და ჯავახეთის და სამსარის ქედებზე 2° -ს, ხოლო მაღალმთიან ყაზბეგში-მინუს 8° -ს შეადგენს.

ივლისში ყველაზე მაღალი ტემპერატურა აღინიშნება ალაზნის და ქვემო ქართლის ვაკეებზე, აგრეთვე კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში და აფხაზეთის სანაპირო ზოლში, სადაც საშუალო თვიური ტემპერატურა 24° -ს აღემატება. კოლხეთის დაბლობის დანარჩენ ტერიტორიაზე, აგრეთვე შიდა ქართლის ვაკის სამხრეთ ნაწილში და ივრის

ზეგანზე ტემპერატურა 22-24⁰-ის ფარგლებშია. მთებში ტემპერატურა კლებულობს, მესხეთის და თრიალეთის ქედებზე ეცემა 14⁰-მდე, ხოლო მაღალმთიან ყაზბეგში-4⁰-მდე.

საქართველოს ტერიტორიაზე ზაფხულის 5 განსხვავებული ტიპი ყალიბდება: ძალიან თბილი, თბილი, ზომიერად თბილი, ზომიერად გრილი და გრილი. ძალიან თბილი ზაფხული, რომლის დროსაც ივლისის თვის საშუალო ტემპერატურა აღემატება 22⁰-ს, დამახასიათებელია კოლხეთის ბარის, ივრის ზეგანისა და ალაზნის ველისათვის. თბილი ზაფხული გავრცელებულია ტერიტორიის საკმაოდ დიდ ნაწილზე, მათ შორის იმერეთის მაღლობზე, შიდა და ქვემო ქართლში, კავკასიონის მთისწინეთში და ა.შ. აქ ივლისის საშუალო თვიური ტემპერატურა 18-22⁰-ია. კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის და საქართველოს სამხრეთ მთიანეთის დიდ ნაწილზე ზაფხული ზომიერად თბილია (14-18⁰), ხოლო ზედა სარტყელში-ზომიერად გრილი (10-14⁰). ძალზე მცირე ფართობზე, მყინვარწვერის მახლობლად, გაბატონებულია გრილი ზაფხული, როდესაც ივლისის საშუალო ტემპერატურა 10⁰-ზე ნაკლებია.

ოქტომბერში უდიდესი ტემპერატურები შავი ზღვის სანაპირო ზოლში და კოლხეთის დაბლობის ტერიტორიის დიდ ნაწილზეა (16⁰). კოლხეთის დაბლობის აღმოსავლეთ ნაწილში ტემპერატურა 14⁰-მდე ეცემა. ამდენივეა ტემპერატურა აღმოსავლეთ საქართველოს ბარის ტერიტორიის დიდ ნაწილზე. სიმაღლის გაზრდით ტემპერატურა კანონზომიერად კლებულობს და სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში შეადგენს 4⁰-ს, დასავლეთ კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში ეცემა 0-მინუს², ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე-მინუს 4⁰-მდე.

ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი საქართველოს ტერიტორიაზე აღინიშნა ყაზბეგში(მაღალმთიანი) და შეადგინა მინუს 42⁰-ს. ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი ხერგაში შეადგენს მინუს 40⁰-ს, ვვრის უღელტეხილზე- მინუს 38⁰-ს, ბაკურიანში-მინუს 36⁰-ს, ხოლო ზღვისპირა რაიონებში არ ეშვება მინუს 10⁰-ზე დაბლა.

ტემპერატურის საშუალო მინიმუმის განაწილება ტერიტორიაზე ძირითადად შეესაბამება აბსოლუტური მინიმუმების განაწილებას. აფხაზეთის ზღვისპირა რაიონებში

ჰაერის ტემპერატურის საშუალო მინიმუმი შეადგენს მინუს 4⁰-ს, კოლხეთის დაბლობზე და აჭარაში-მინუს 8⁰-ს, აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში-მინუს 12-16⁰-ს, სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში-მინუს 20-28⁰-ს, ხოლო კავკასიონის ზონაში-მინუს 20-32⁰-ს.

ტემპერატურის აბსოლუტური მაქსიმუმები აღნიშნულია ჭარნალში(შავი ზღვისპირეთის სამხრეთში) და ლათაში(აფხაზეთი), და შეადგენს 43⁰-ს. 42⁰ დაფიქსირებულია ქუთაისში, წყალტუბოში, ზესტაფონში; 40-41⁰-ქვემო ქართლში და ალაზნის ველზე. 2006 წლის 1 სექტემბერს 43⁰ დაფიქსირდა ზესტაფონში, 42⁰-ქართლსა და კახეთში, ხოლო 41⁰-რაჭაში.

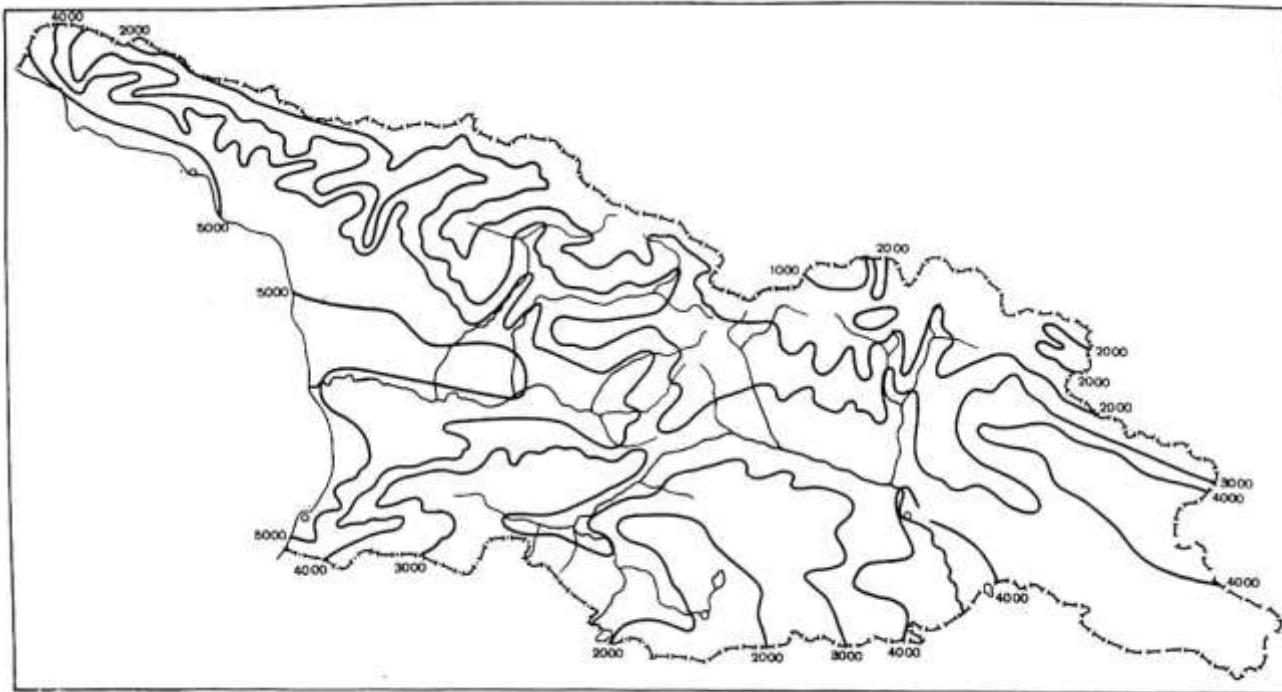
3.3. აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები

სითბო წარმოადგენს სასოფლო-სამეურნეო წარმოების დიფერენციაციის ძირითად განმსაზღვრელ ფაქტორს. რაც მეტია სითბო და, შესაბამისად, მეტია სავეგეტაციო პერიოდის ხანგრძლივობა, მით უკეთესი პირობებია მაღალი მოსავლის მოყვანისათვის. სოფლის მეურნეობის მიზნებისათვის ტერიტორიის სითბური რესურსების შესაფასებლად ხშირად მიმართავენ აქტიურ ტემპერატურათა ჯამს, როდესაც დღელამური ტემპერატურები 10⁰-ს აღემატება. ასეთი ტემპერატურების დროს ვეგეტაციას განიცდის სასოფლო-სამეურნეო მცენარეთა უმრავლესობა.

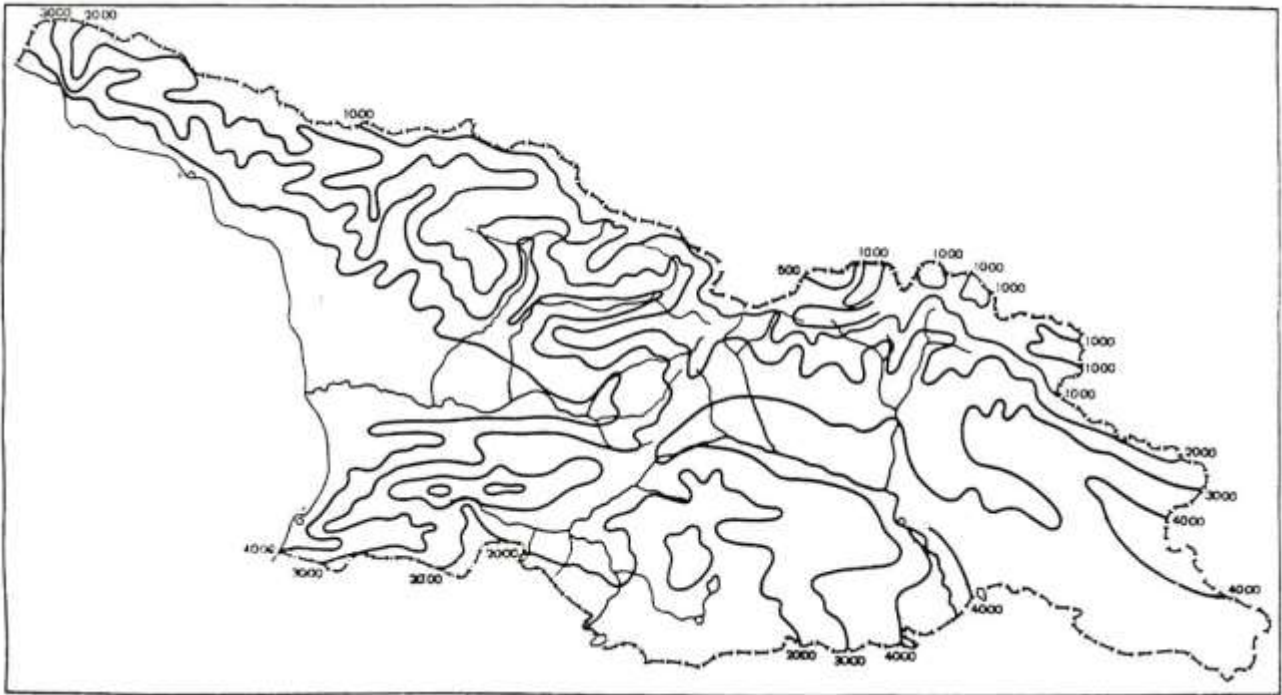
აქედან გამომდინარე, მემცენარეობის რაციონალური განლაგებისა და განვითარებისათვის აუცილებელია აქტიურ ტემპერატურათა ჯამების ტერიტორიული განაწილების გათვალისწინება (ნახ.3.3.1, ნახ.3.3.2).

10⁰-ზე მეტი აქტიურ ტემპერატურათა უდიდესი ჯამები(4000⁰-ზე მეტი) გროვდება ქვემო ქართლის და ალაზნის ველის სამხრეთ რაიონებში, და კოლხეთის დაბლობზე. ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად ტემპერატურათა ჯამები კლებულობს, მაგრამ ის მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული რელიეფის ფორმაზე, ფერდობის ექსპოზიციაზე და სხვა ადგილობრივ ფაქტორებზე. სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი არ აღემატება 2000⁰-ს, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში კლებულობს 500-1000⁰-მდე.

სხვა სიდიდის (5,15,20,25⁰) აქტიურ ტემპერატურათა ჯამების განაწილება ანალოგიურია 10⁰-ზე მეტი აქტიურ ტემპერატურათა ჯამების განაწილებისა-უდიდესია ქვემო ქართლში, ალაზნის ველზე და კოლხეთის დაბლობზე, ხოლო უმცირესია კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში. კერძოდ, 5⁰-ზე მეტი აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები ქვემო ქართლში, ალაზნის ველზე და კოლხეთის დაბლობზე შეადგენს დაახლოებით 5000⁰-ს და მეტს, სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში-2500⁰-ს, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში არ აღემატება 2000⁰-ს. 20⁰-ზე მეტი აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები შეადგენს ქვემო ქართლში, ალაზნის ველზე და კოლხეთის დაბლობზე 2000⁰-ზე ნაკლებს, ხოლო მთიან და მაღალმთიან ზონაში უმნიშვნელოა.



ნახ.3.3.1. 5⁰ –ზე მაღალი ჰაერის აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები (შ.გაგაშელი,1971)



ნახ.3.3.2. 10^0 –ზე მაღალი ჰაერის აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები (შ.გავაშელი,1971)

3.4. ეფექტური ტემპერატურები და კლიმატოთერაპიის მეტეოროლოგიური პირობები

ადამიანის მიერ სითბოს შეგრძნების შესაფასებლად კლიმატოთერაპიაში ფართო გამოყენება აქვს ეკვივალენტურ-ეფექტურ და რადიაციულ-ეკვივალენტურ-ეფექტურ ტემპერატურებს. ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურა გამოხატავს ადამიანის ორგანიზმზე ჰაერის ტემპერატურის, სინოტივის და მოძრაობის (ქარი) ერთობლივ მოქმედებას. რადიაციულ-ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურა ჩამოთვლილი პარამეტრების გარდა ითვალისწინებს მზის რადიაციის გავლენას.

განიხილავენ ეფექტური ტემპერატურების სამ მახასიათებელს: ეკვივალენტურ-ეფექტურ ტემპერატურას ნორმალური სკალით(T1), ეკვივალენტურ-ეფექტურ ტემპერატურას ძირითადი სკალით(T2) და რადიაციულ-ეკვივალენტურ-ეფექტურ ტემპერატურას(T3). პირველი მათგანი განსაზღვრავს საერთო აეროთერაპიის პირობებს, მეორე-ჰაერის აბაზანების ჩატარების პირობებს, მესამე-ჰელიოთერაპიის პირობებს. ეფექტური ტემპერატურების საანგარიშო ფორმულებს შემდეგი სახე აქვს:

$$T(1)=t-G/80[0,00439T^2+0,456T+9,5]+W[(0,11T-0,13)-0,002TG], \quad (3.4.1)$$

$$T(2)=(T1-7)/0,8,$$

$$T(3)=T2-6,5,$$

აქ $T=t-t(1)$ და $G=100-r$, სადაც t -ჰაერის ტემპერატურაა, $t(1)$ -ადამიანის სხეულის ტემპერატურაა, W -ქარის სიჩქარეა დელამიწის ზედაპირიდან 2მ სიმაღლეზე, r -ჰაერის შეფარდებითი სინოტივია.

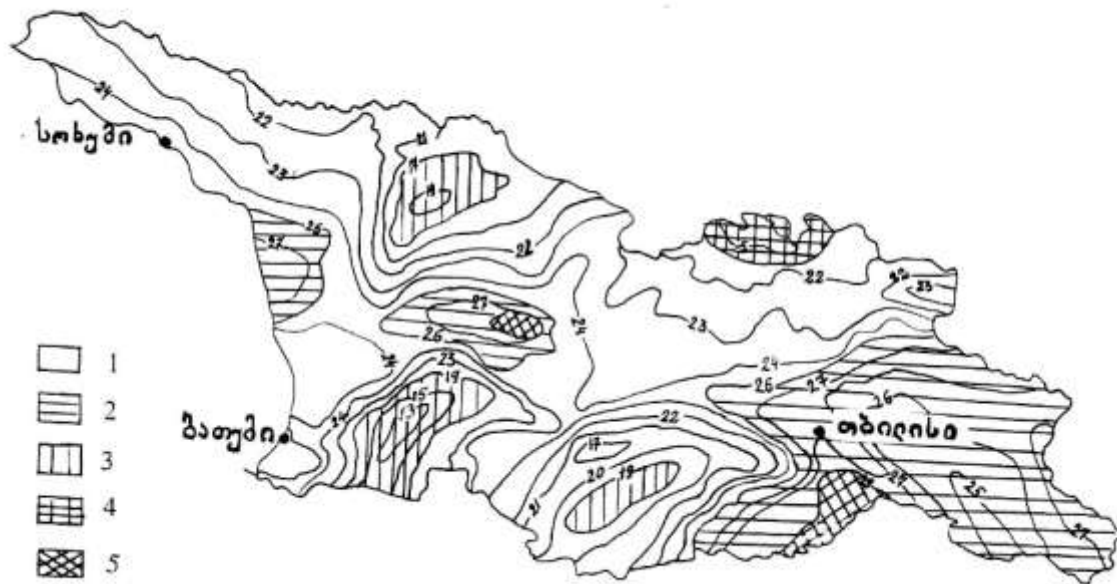
თუ გავითვალისწინებთ, რომ $W=0,7V$, სადაც V ქარის სიჩქარეა ანემომეტრის გაზომვის დონეზე, და ჩავთვლით, რომ $t(1)=37^0$ -ს, მაშინ ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურისათვის ნორმალური სკალით მივიღებთ:

$$T(1)=t-(100-r)/80[0,00439(t-37)^2+0,456(t-37)+9,5]+ (3.4.2.) \\ +0,7V[(0,11(t-37)-0,13)-0,002(t-37)(100-r)].$$

ნახ. 3.4.1.-ზე წარმოდგენილია ივლისის თვეში 13 საათზე რადიაციულ-ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურების განაწილების რუკა. როგორც რუკიდან ჩანს საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ივლისში 13 საათზე რადიაციულ-ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურები იცვლება 19-დან 26⁰-მდე ფარგლებში, რაც ქმნის სითბოს კომფორტულ შეგრძნებას და ხელს უწყობს ინდუფერენტული მზის აბაზანების მიღებას (Г.А.Ушверидзе, 1977). კომფორტული პირობები იქმნება კავკასიონის მაღალმთიან ზონაშიც კი, რაც მთებში მზის რადიაციის მაღალი დამახულობის შედეგია.

ეფექტური ტემპერატურების მაღალი მნიშვნელობები(26-29⁰) აღინიშნება აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობ რაიონებში და კოლხეთის ბარში, სადაც იქმნება მზის თბილი აბაზანების მიღების პირობები. ცალკეულ რაიონებში კი ყალიბდება მხოლოდ გრილი, ცივი და ზომიერად ცხელი მზის აბაზანების ჩატარების პირობები.

ნახ.3.4.2.-ზე წარმოდგენილია ეფექტური ტემპერატურების წლიური სვლა და სითბოს შეგრძნების პირობები კლიმატოთერაპიის სხვადასხვა სახის პროცედურების ჩატარების დროს საქართველოს განსხვავებულ კლიმატურ პირობებში. როგორც ჩანს, საერთო აერთოთერაპიის ჩატარებისათვის ყველაზე კომფორტული



ნახ.3.4.1. რადიაციულ-ფეექტურ-ეკვივალენტური ტემპერატურები და ჰელიოთერაპიის პირობები ივლისში 13 საათზე:1-კომფორტი; 2-თბილა; 3-გრილა; 4-ზომიერად გრილა; 5-ზომიერად ცხელა

პირობები $[T(1)=17-22^{\circ}]$ იქმნება ქობულეთში მაისის დასასრულიდან ოქტომბრის შუა რიცხვებამდე, წყალტუბოში- აპრილიდან ივლისის შუა რიცხვებამდე და სექტემბრის შუა რიცხვებიდან ოქტომბრის ბოლომდე, ხოლო ბაკურიანში ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურები ვერ აღწევენ კომფორტის ზონას. ივლისის შუა რიცხვებიდან სექტემბრის შუა რიცხვებამდე წყალტუბოში აღინიშნება ჭარბი სითბო.

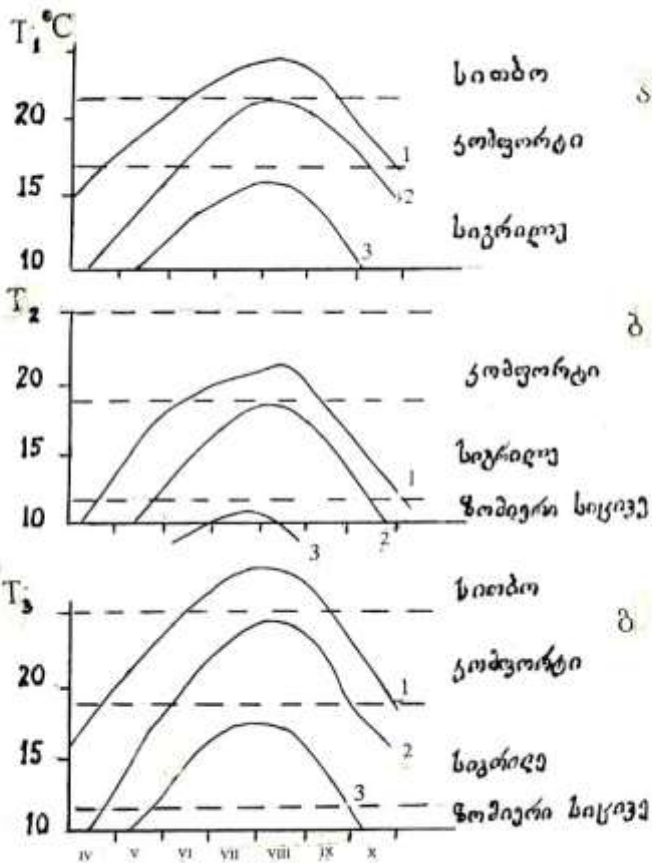
ყველაზე კეთილსასურველი პირობები ჰაერის აბაზანების ჩატარებისათვის $[T(2)=19-25^{\circ}]$ 13 საათზე იქმნება წყალტუბოში და გრძელდება ივნისის შუა რიცხვებიდან სექტემბრის შუა რიცხვებამდე. ქობულეთში ჰაერის აბაზანები მიზანშეწონილია დაიგეგმოს კომფორტის ზონის პირობების ქვემოთაც-მაისის ბოლოდან ოქტომბრის შუა რიცხვებამდე. ბაკურიანში კი ჰაერის აბაზანების ჩატარებისათვის კომფორტული პირობები მთელი წლის განმავლობაში არ იქმნება.

ჰელიოთერაპიისათვის კომფორტული პირობები $[T(3)=19-25^{\circ}]$ ქობულეთში იქმნება ივნისის დასაწყისიდან ოქტომბრის ჩათვლით და, ხოლო წყალტუბოში- მაის-ივნისში და სექტემბერ-ოქტომბერში.

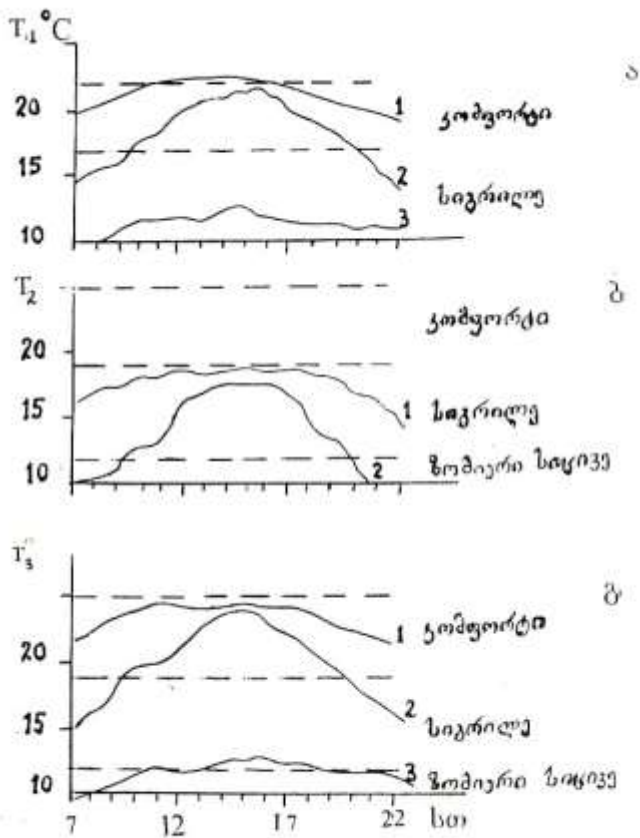
ეფექტური ტემპერატურების დღიური სვლის შესახებ შეიძლება ვიმსჯელოთ ნახ.3.4.3.-დან.

დღის განმავლობაში ყველაზე კეთილსასურველი პირობები, როგორც საერთო აერთიანებისათვის, ისე ჰელიოთერაპიისათვის იქმნება ქობულეთში. კომფორტის ზონა რამდენადმე შეზღუდულია აბასთუმანში, სადაც ის გრძელდება 10 საათიდან 20 საათამდე. მაღალმთიან კურორტ ბახმაროზე იქმნება დისკომფორტთან ახლო პირობები.

ამავე ნახ.-დან გამომდინარეობს, რომ ჰაერის აბაზანები შეზღუდულია ქობულეთშიც კი, სადაც ადამიანის მიერ სითბოს შეგრძნება იმყოფება კომფორტის ზონის დაბლა.



ნახ.3.4.2. ეფექტური ტემპერატურების წლიური სვლა და სიაბოს შეგრძნება საერთო აეროთერაპიის(ა), ჰაერის აბაზანების(ბ) და ჰელიოთერაპიის(გ) პირობებში; 1-წყალტუბო; 2-ქობულეთი; 3-ბაკურიანი



ნახ.3.4.3. ეფექტური ტემპერატურების დღელაძური სვლა და სითბოს შევრძნება ივლისში საერთო აეროთერაპიის(ა), ჰაერის აბაზანების(ბ) და ჰელიოთერაპიის(გ) პირობებში: 1-ქობულეთი; 2-აბასთუმანი; 3-ბახმარო

ეს დასკვნები შეიძლება გავრცელდეს ანალოგიურ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში და იმავე მაღლივ სარტყელში განლაგებულ სხვა პუნქტებზეც. დასკვნები შეესაბამება საშუალო კლიმატურ პირობებს და ცალკეულ წლებში მოსალოდნელია მათი რამდენადმე გადახრა.

3.5. ჰაერის სითბოშემცველობა

ეფექტური ტემპერატურების საკურორტო პრაქტიკაში დიდი გამოყენების მიუხედავად დღემდე მაინც ვერ მოხერხდა საიმედო კავშირის დამყარება ამ ტემპერატურებსა და ზოგიერთ ფიზიოლოგიურ მაჩვენებელს შორის. ამიტომ, ხშირად ეფექტურ ტემპერატურებს უპირისპირებენ სხვა პირობით ინდექსებს. ერთ-ერთი ასეთი ინდექსია ჰაერის სითბოშემცველობა. ის გამოისახება კკალ/კგ-ში და გამოხატავს სითბოს იმ რაოდენობას, რასაც ობიექტურად შეიცავს რეალური ჰაერი. სითბოშემცველობა პრაქტიკულად განისაზღვრება სპეციალური ნომოგრამებიდან, როგორც ჰაერის ტემპერატურის და შეფარდებითი სინოტივის ფუნქცია (K.C. Гогішვილი, 1974; მელიზბარაშვილი, 1999).

ნახ.3.5.1-ზე წარმოდგენილია ჰაერის სითბოშემცველობის წლიური სვლა საქართველოს სხვადასხვა კლიმატურ პირობებში. არსებული გამოკვლევების თანახმად სითბური კომფორტი შეიგრძნობა მაშინ, როდესაც სითბოშემცველობა ჰაერში უახლოვდება 10 კკალ/კგ-ს (9-11 კკალ/კგ). ასეთი პირობები გაგრაში აღინიშნება მაისში და ოქტომბრის პირველ ნახევარში. მაისის ბოლოდან ოქტომბრის დასაწყისამდე ჰაერი ხასიათდება ჭარბი სითბოშემცველობით, ხოლო წლის დანარჩენ დროს ე.ი. ოქტომბრის ბოლოდან მაისის დასაწყისამდე ჰაერში აღინიშნება სითბოს დეფიციტი. ანალოგიური სურათია მთლიანად შავიზღვისპირეთში და კოლხეთის ბარში, კერძოდ სოხუმში, ფოთში, ბათუმში, ურეკში, სამტრედიასში, წყალტუბოში, ქუთაისში და სხვა.

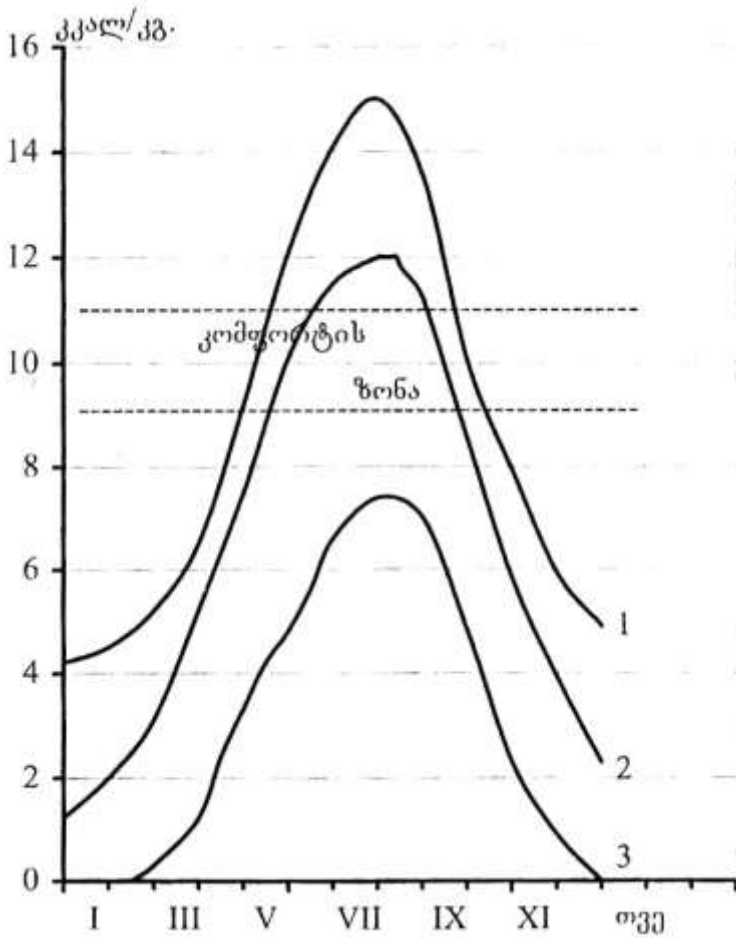
თბილისში სითბური კომფორტი აღინიშნება მაისის შუა რიცხვებიდან ივნისის ბოლომდე და სექტემბრის განმავლობაში. ჭარბი სითბოშემცველობა ივნისის ბოლოდან სექტემბრამდე, ხოლო ოქტომბრიდან აპრილის ჩათვლით სითბოს დეფიციტია. ანალოგიური მდგომარეობაა მთლიანად

აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში-ბოლნისში, რუსთავში, გურჯაანში და სხვ.

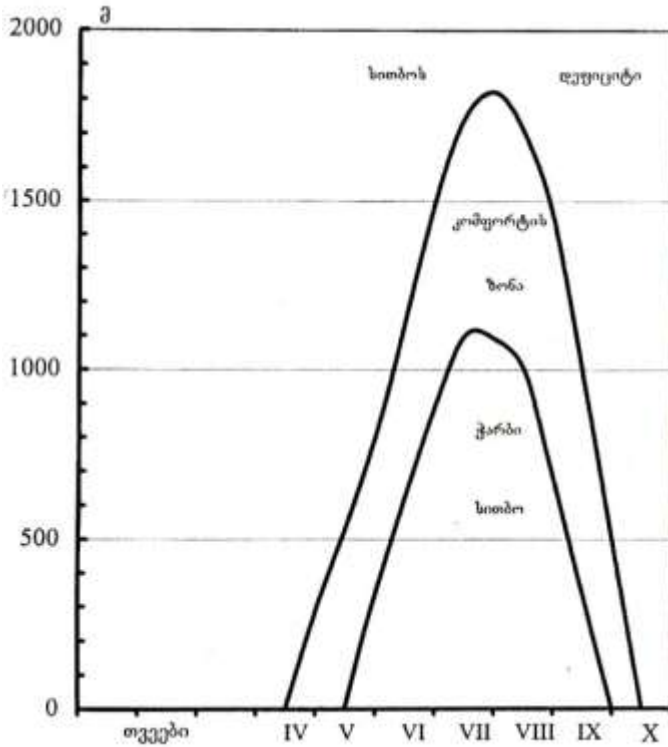
ბახმაროში ჰაერის სითბოშემცველობა ვერ აღწევს კომფორტის ზონას და მთელი წლის განმავლობაში აღინიშნება სითბოს დეფიციტი.

ნახ.3.5.2-ზე წარმოდგენილია სითბური ზონების ჭრილი საქართველოს ტერიტორიისათვის ადგილის სიმაღლისა და თვეების მიხედვით.

ნახ.3.5.2-დან ჩანს, რომ კომფორტული სითბური პირობები საქართველოში ყალიბდება აპრილის მე-2 ნახევარში ზღვის დონედან 200მ სიმაღლემდე. კომფორტული პირობები ამ დროს არის ზღვისპირა კურორტებზე და კოლხეთის დაბლობზე. მაისში კომფორტული ზონა ვრცელდება ზღვის დონედან 500მ-სიმაღლემდე, ხოლო მის მაღლა შეიგრძნობა სითბოს დეფიციტი. ივნისში კომფორტული ზონა მოთავსებულია 500-1100მ სიმაღლივ სარტყელში. ამ დროს კომფორტული ზონის დაბლა სითბოს სიჭარბე აღინიშნება, ხოლო ამავე ზონის მაღლა სითბოს დეფიციტია. ივლის-აგვისტოში კომფორტული სითბური პირობები ყალიბდება 1100-1700მ სიმაღლივ სარტყელში. სექტემბერში კომფორტული ზონა მოთავსებულია დააზლოებით 300-1000მ სარტყელში, და სითბური პირობები თითქმის ანალოგიურია, რაც ივნისის პირველ ნახევარში. ოქტომბრის პირველ ნახევარში კომფორტული პირობები უმთავრესად ყალიბდება



ნახ. 3.5.1. ჰაერის სითბოშემცველობის წლიური სვლა; 1-გაგრა; 2-თბილისი; 3-ბახმარო (მ.ელიზბარაშვილი, 1999)



ნახ.3.5.2. სითბური ზონების ჭრილი საქართველოს ტერიტორიისათვის (მ.ელიზბარაშვილი,1999)

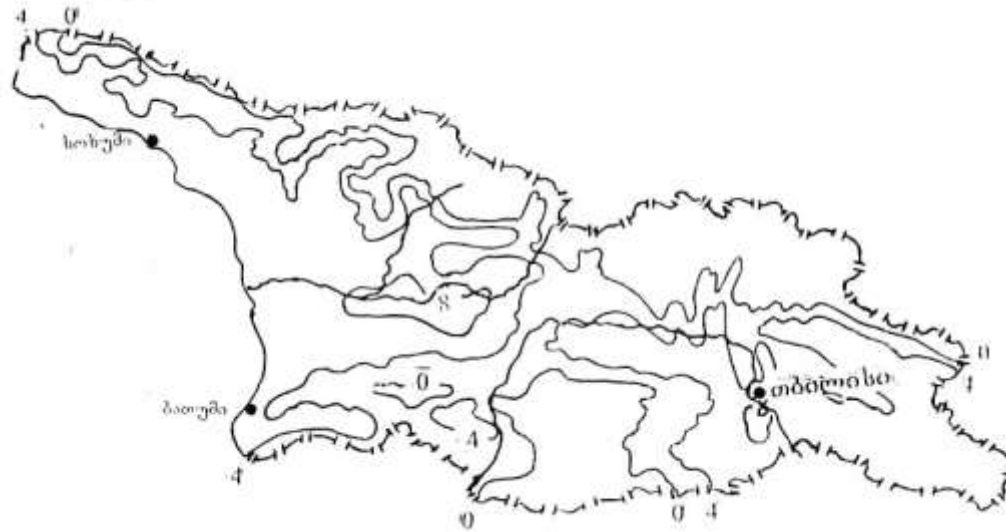
ზღვის დონედან 400მ სიმაღლემდე ე.ი. შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე, და აგრეთვე აღმოსავლეთ საქართველოს შესაბამის სიმაღლეებზე.

3.6. მაღალი და დაბალი დისკომფორტული ტემპერატურები

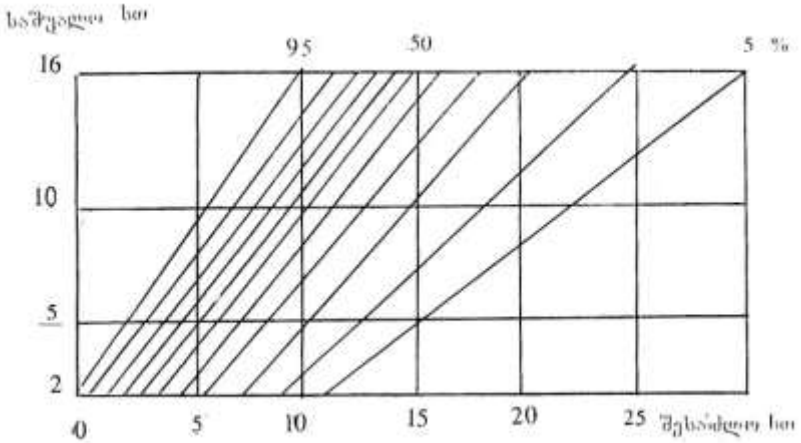
ექსტრემალურად მაღალი და დაბალი ტემპერატურები უარყოფით გავლენას ახდენს ადამიანის ორგანიზმზე ტექნიკის მრავალ სახეობაზე, სამშენებლო მასალებზე, რკინიგზის ტრანსპორტზე და სხვ., ხოლო თუ ჰაერის ტემპერატურა უახლოვდება ადამიანის სხეულის ტემპერატურას, ის მავნე გავლენას ახდენს მის ჯანმრთელობაზე. ასეთი ტემპერატურების უარყოფითი გავლენის ეფექტი მით მეტია, რაც მეტია მათი უწყვეტი ხანგრძლივობა.

მაღალი ტემპერატურების ხანგრძლივობის განაწილება ტერიტორიაზე განპირობებულია რადიაციული რეჟიმით, ატმოსფეროს ცირკულაციის თავისებურებებით და ადგილობრივი ოროგრაფიული პირობებით. შავიზღვისპირეთში ასეთი ტემპერატურების ხანგრძლივობა არ არის დიდი, ზღვიდან დაშორებისას ხანგრძლივობა მატულობს და მაქსიმუმს კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებში აღწევს (ცხრილი 3.6.1, ნახ. 3.6.1).

ცხრილში ტირე აღნიშნავს, რომ მაღალი ტემპერატურები არ დაიკვირვება, ან მათი ხანგრძლივობა არ აღწევს 1 საათს. ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ იმ პერიოდების ჰორიზონტალური გრადიენტი, როდესაც ტემპერატურა აღემატება 30° -ს გაცილებით მეტია, ვიდრე იმ პერიოდებისა, როდესაც ტემპერატურა აღემატება 35 და 40° -ს. ეს იმით აიხსნება, რომ 30° -ზე მაღალი ტემპერატურების ხანგრძლივობა სანაპიროზე სწრაფად კლებულობს, ვიდრე ზღვიდან დაშორებულ ადგილებში. 40° -ზე მაღალი ტემპერატურები კი სანაპიროზე პრაქტიკულად



ნახ.3.6.1. მაღალი დისკომფორტული ტემპერატურების(30⁰ და მეტი) უწყვეტი ხანგრძლივობა. საათი



ნახ.3.6.2. სხვადასხვა უზრუნველყოფის მაღალი დისკომფორტული ტემპერატურების უწყვეტი ხანგრძლიობის გამოსაანგარიშებელი ნომოგრამა

არ აღინიშნება, ან წელიწადში მხოლოდ რამოდენიმე საათს გასტანს (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, 1992). თუ რა ფარგლებში იცვლება 30^0 -ზე მაღალი ტემპერატურების ხანგრძლივობა მისი ფიქსირებული საშუალო მნიშვნელობის დროს შეიძლება ვიმსჯელოთ ნომოგრამიდან (ნახ.3.6.2). მაგალითად, თუ ფაქტობრივი მონაცემებით 30^0 -ზე მაღალი ტემპერატურების ხანგრძლივობა იცვლება 2-დან 10 საათამდე, ნომოგრამიდან გამომდინარე ასეთი პერიოდების მოსალოდნელი ხანგრძლივობა იცვლება 0-დან 22 საათამდე.

ცხრილი 3.6.1. მაღალი ტემპერატურების (°C) საშუალო
 უწყვეტი ხანგრძლივობა.საათი
 (Э.Ш.Элизбарашვილი, Н.Ш.Гонгладзе, 1980)

პუნქტი	ივნისი		ივლისი			აგვისტო		
	ჟ30	ჟ35	ჟ30	ჟ35	ჟ40	ჟ30	ჟ35	ჟ40
სოხუმი	4	2	5	3	-	5	3	-
ბათუმი	3	2	4	2	-	4	3	-
ქუთაისი	8	6	11	6	4	13	7	4
წყალტუბო	9	5	10	6	3	12	6	4
სენაკი	7	3	8	4	-	8	4	-
ტყიბული	4	2	5	2	-	6	3	-
მესტია	1	-	3	-	-	3	-	-
ახალქალაქი	1	-	2	-	-	3	-	-
თბილისი	6	4	9	6	-	8	7	-
დუშეთი	4	-	5	-	-	5	-	-
თელავი	5	2	7	2	-	7	3	-

უარყოფითი ტემპერატურების დროს ადამიანის ორგანიზმში მრავალი ფიზიოლოგიური პროცესი ირღვევა. ასეთი პირობების სითბური კომფორტის შესაფასებლად სამედიცინო კლიმატოლოგიაში გამოიყენება სხვადასხვა მაჩვენებელი, მათ შორის ყველაზე გავრცელებულია ბოლმანის “სიმკაცრის” ინდექსი:

$$S=(1-0,04T)(1+0,272V), \quad (3.6.1)$$

სადაც T–ჰაერის ტემპერატურაა, V–ქარის სიჩქარეა.

ბოლმანის ფორმულა მიღებულია ექსპერიმენტულად, სადაც ადამიანის გამარტივებულ მოდელად ჩათვლილი იყო წყლით გავსებული ჭურჭელი. ცხადია, რომ ასეთი მოდელი არ ითვალისწინებს ადამიანის ფიზიოლოგიურ თვისებებს, რის გამოც მან ვ.ადამენკოს(1979) სამართლიანი კრიტიკა დაიმსახურა. ვ.ადამენკომ სიმკაცრის დასახასიათებლად შემოიტანა დაყვანილი ტემპერატურა, რომელიც ითვალისწინებს ადამიანის სითბურ რეჟიმზე მეტეოროლოგიური ფაქტორების გავლენას, ადამიანის მეტაბოლიზმს და სითბოპროდუქციას:

$$Q=T-8,2\sqrt{V} \quad (3.6.2.)$$

სადაც 1Q-დაყვანილი ტემპერატურაა, T-ჰაერის ტემპერატურაა, V-ქარის სიჩქარეა.

მან დაასაბუთა დაყვანილი ტემპერატურის საზღვრები, როდესაც ხდება დისკომფორტული პირობების ინტენსივობის შეცვლა:

Q- \dot{t} -20⁰ – კომფორტთან ახლოს;

-20⁰- \dot{t} Q-27⁰ – სუსტი დისკომფორტი, შეზღუდულია ადამიანის ყოფნა ღია ცის ქვეშ;

-27⁰- \dot{t} Q-33⁰ – ზომიერი დისკომფორტი, ირღვევა სისხლის მიმოქცევა სხეულის ქსოვილის ღია ნაწილებში;

-33⁰- \dot{t} Q-38⁰ – ძლიერი დისკომფორტი, იწყება სისხლის მიმოქცევის სრული შეწყვეტა და ჰიპოთერმია;

-38⁰- \dot{t} Q-40⁰ – მკაცრი დისკომფორტი, ზღუდავს ხანმოკლედ ყოფნასაც კი ჰაერზე სპეციალური ზომების მიღების გარეშე.

ცხრილში 3.6.2. წარმოდგენილია იანვრის თვის ჰაერის ტემპერატურის, ქარის სიჩქარის და მათ საფუძველზე გაანგარიშებული დაყვანილი ტემპერატურების მნიშვნელობები საქართველოს ზოგიერთი პუნქტისათვის. ამავე ცხრილშია მოტანილი ბოლმანის ინდექსები.

ცხრილის თანახმად ჯვრის უღელტეხილზე, სადაც ჰაერის ტემპერატურა მინუს 11⁰-ზე ნაკლებია, იქმნება სუსტი დისკომფორტის პირობები, მაშინ როდესაც მთა-საბუეთში და ცხრაწყაროზე, სადაც ტემპერატურა მნიშვნელოვნად მეტია, იქმნება ზომიერი დისკომფორტის პირობები, რაც

ცხრილი 3.6.2. იანვრის თვის სითბური დისკომფორტის
მაჩვენებლები (მ.ელიზბარაშვილი, 1999)

პუნქტი	T ⁰	V _{მ/წმ}	Q ⁰	ჯდისკომფორტის ხარისხი	S
ემაისონის უღელტეხილი	-12,0	6,6	-32	ზომიერი	4,13
ჯვრის უღელტეხილი	-11,4	2,2	-24	სუსტი	2,32
ჰგაგრის ქედი	-3,9	4,2	-23	სუსტი	2,46
გულაური	-6,7	1,5	-19	კომფორტთან ახლოს	1,79
კობი	-0,8	1,7	-20	სუსტი	1,93
ფასანაური	-4,1	0,9	-11	კომფორტთან ახლოს	1,44
შოვი	-5,6	1,1	-13	კომფორტთან ახლოს	1,59
მესტია	-6,0	0,6	-15	კომფორტთან ახლოს	1,44
ა:ყაზბეგი, მალაღმთიანი	-15,0	7,0	-35	ძლიერი	4,64
ომალო	-9,1	0,8	-18	კომფორტთან ახლოს	1,66
მთა-საბუეთი	-3,9	8,8	-30	ზომიერი	3,90
ბანმარო	-5,2	3,0	-21	სუსტი	2,20
ბაკურაიანი	-7,2	2,2	-19	კომფორტთან ახლოს	2,06
ცხრაწყარო	-10,9	6,8	-32	ზომიერი	4,07
ახალქალაქი	-7,2	3,7	-25	სუსტი	3,52

გამოწვეულია ჯვრის ურელტეხილზე ქარის დაბალი სინქარით.

დისკომფორტული პირობები მაღალმთიან ზონაში თითქმის მთელი წლის განმავლობაში დაიკვირვება. ასე მაგალითად, მაღალმთიან ყაზბეგში ძლიერი დისკომფორტი იანვრის გარდა აღინიშნება დეკემბერში, თებერვალსა და მარტში. ოქტომბერში, ნოემბერსა და აპრილში დისკომფორტის ინტენსივობა რამდენადმე სუსტდება და ზომიერ ხასიათს ღებულობს. ზომიერი დისკომფორტული პირობები მამისონის უღელტეხილზე და ცხრაწყაროში გრძელდება დეკემბრიდან მარტის ჩათვლით, შემდეგ კი ყალიბდება სუსტი დისკომფორტი.

თავი 4. ატმოსფერული ტენის რეჟიმი და რესურსები

4.1. სინოტივის რეჟიმის ზოგადი დახასიათება

წყალი ატმოსფეროს შემადგენელი მუდმივი კომპონენტია. ის ატმოსფეროში არსებობს სამ-თხევად, მყარ და აირად აგრეგატულ მდგომარეობაში. ატმოსფეროში არსებულ წყალს სხვადასხვა მაჩვენებლით ახასიათებენ, მათ შორის ყველაზე გავრცელებულია წყლის ორთქლის პარციალური წნევა, აბსოლუტური და შეფარდებითი სინოტივე.

საშუალო დასკვნების თანახმად წყლის ორთქლის პარციალური წნევის განაწილება შეესაბამება ტემპერატურის განაწილებას-მისი უდიდესი მნიშვნელობები აღინიშნება შავი ზღვის სანაპირო ზოლში და დასავლეთ საქართველოში. ზღვიდან დაშორებისა და ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად წყლის ორთქლის პარციალური წნევა კანონზომიერად კლებულობს(ცხრილი4.1.1).

წყლის ორთქლის პარციალური წნევის დღელამური სვლა აგრეთვე შეესაბამება ჰაერის ტემპერატურის დღელამურ სვლას-

ცხრილი 4.1.1. წყლის ორთქლის პარციალური წნევა ამიერკავკასიაში. აჰჰა
(Э.Ш.Элизбарашвили, 1978)

სიმაღლე მ	თვეები											
	I	ბრ	ბრბ	ბD	D	Dბ	Dბრ	Dბრბ	ბს	ს	სბ	სბრ
0	6,5	7,0	8,0	11,0	14,5	18,0	22,0	22,0	19,0	14,0	10,0	7,5
500	5,0	5,0	9,0	13,0	13,0	15,0	18,0	18,0	14,5	11,0	8,0	6,0
1000	4,0	4,0	5,0	8,0	11,0	13,0	14,5	14,5	12,0	9,5	7,0	5,0
1500	3,5	3,5	4,5	6,5	9,0	11,5	13,0	13,0	11,0	8,0	6,0	4,5
2000	3,0	3,0	3,5	5,0	7,5	9,5	11,6	11,0	9,0	6,5	5,0	3,5
2500	2,5	2,5	3,0	4,5	6,5	8,0	10,5	10,0	8,0	6,0	4,5	3,0
3000	2,0	2,0	3,0	4,0	5,0	7,0	8,0	8,0	6,0	4,5	3,5	2,0

მაქსიმუმი მყარდება შუადღეს, ხოლო მინიმუმი-შუალამეს ან დილით.

ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე საქართველოს ტერიტორიაზე იცვლება ფართო დიაპაზონში. მისი უდიდესი საშუალო წლიური მნიშვნელობები(80-82%) აღინიშნება სანაპირო რაიონებში, ხოლო უმცირესი(65-70%)-აღმოსავლეთ საქართველოში. დროსა და სივრცეში შეფარდებითი სინოტივე იცვლება მრუდწიროვნად, რაც აიხსნება ჰაერის ნოტიო და გაჯერებული ფენების შედარებით მშრალ ფენებთან მონაცვლეობით. განსაკუთრებით მკვეთრი ცვლილებები მის სვლაში აღინიშნება ქვედა სარტყელში 800-1000მ სიმაღლემდე. დასავლეთ საქართველოს მთიან რაიონებში შეფარდებითი სინოტივე ნაკლებია(70-75%), ვიდრე ზღვისპირა ზოლში(75-80%). აღმოსავლეთ საქართველოში აღინიშნება შებრუნებული სურათი-შეფარდებითი სინოტივე მაქსიმუმს მთიან რაიონებში(80-90%) აღწევს. ასეთი ფენები შეესაბამება ზაფხულის კონვექციის დონეს ღრუბლების ხშირი წარმოქმნის რაიონებში(Э.Ш.Элизбарашвили, 1978).

შეფარდებითი სინოტივის წლიური სვლა დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოში განსხვავებულია (ცხრილი4.1.2.). დასავლეთ საქართველოში ის ატარებს ზღვის ჰავის დამახასიათებელ თვისებებს-ზაფხული უფრო ტენიანია, ვიდრე ზამთარი. აღმოსავლეთ საქართველოში აღინიშნება საწინააღმდეგო სურათი, რაც დამახასიათებელია კონტინენტური ჰავისათვის.

შეფარდებითი სინოტივის დღელამური სვლა ტემპერატურის დღელამური სვლის შებრუნებულია. გარკვეულ სიმაღლემდე შეფარდებითი სინოტივის მინიმუმი მყარდება შუადღის საათებში, ხოლო მაქსიმუმი-ღამით. დაწყებული 1500მ სიმაღლიდან დასავლეთ საქართველოში

ცხრილი 4.1.2. ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე. %.

პუნქტი	თვეები											
	I	რ	რრ	რD	D	Dრ	Dრ	Dრრ	რS	S	Sრ	Sრ
სოხუმი	76	76	76	76	78	79	80	79	79	78	76	74
ბათუმი	76	78	80	81	82	80	81	83	85	86	83	77
ბახმარო	73	74	72	67	70	76	80	78	77	72	71	70
ქუთაისი	68	68	69	66	69	72	76	75	74	71	65	64
გორი	82	79	74	68	70	68	66	66	70	71	81	82
ახალქალაქი	76	77	76	70	70	73	73	68	69	72	75	76
თბილისი	73	69	66	62	64	60	56	57	64	73	77	76
ყაზბეგი მ/მ	66	68	68	69	70	71	70	69	66	63	60	60

და 3000მ სიმაღლიდან აღმოსავლეთ საქართველოში, განსაკუთრებით ზაფხულში, ადგილი აქვს ექსტრემუმების წანაცვლებას-მინიმუმი მყარდება 7სთ-ზე, ხოლო მაქსიმუმი-13-19სთ-ზე, რაც განპირობებულია კონვექციური პროცესების განვითარებით, რასაც დიდი ტენის რაოდენობა გადააქვს ბარიდან მთებში.

შეფარდებითი სინოტივე შუადღის საათებში აპირობებს აორთქლების ინტენსივობის პროცესს და დატენიანების რეჟიმს, ამიტომ დიდი ყურადღება ენიჭება მის მნიშვნელობას 13 საათზე. შეფარდებითი სინოტივე 13 საათზე საქართველოს ტერიტორიაზე იცვლება 48-77% ფარგლებში. მისი უდიდესი მნიშვნელობა აღინიშნება შავი ზღვისპირეთის სამხრეთში და კოლხეთის ბარის მთისწინეთში, და შეადგენს 67-77%-ს. ზღვიდან დაშორებისას ის კლებულობს. აგრეთვე კლებულობს სიმაღლის ზრდასთან ერთად, ხოლო მაღალმთიან ზონაში კვლავ იზრდება.

საყურადღებოა მშრალი და ნოტიო პერიოდები, ე.ი. ისეთი პერიოდები, როდესაც შეფარდებითი სინოტივე შესაბამისად არ აღემატება 30%-ს და არ ეცემა 80%-ზე დაბლა. პირველი შემთხვევა არსებითად უკავშირდება ფიონურ პროცესებს, კერძოდ ფიონის ინტენსივობას და სიხშირეს. წლის განმავლობაში მშრალ დღეთა რიცხვი დასავლეთ საქართველოს დაბლობ და ზღვისპირა რაიონებში მერყეობს 1-დან 30-მდე ფარგლებში. კოლხეთის ბარის სიღრმეში ასეთი დღეთა რაოდენობა იზრდება 50-55-მდე, ხოლო დასავლეთ საქართველოს მთიან და მაღალმთიან რაიონებში მერყეობს 30-60 ფარგლებში. აღმოსავლეთ საქართველოში მშრალ დღეთა რიცხვი სიმაღლის ზრდით მატულობს-1ქვემო ქართლის ბარში შეადგენს 10-30-დღეს, ხოლო ცენტრალურ კავკასიონზე იზრდება 70-მდე.

ნოტიო დღეთა რიცხვი, როდესაც შეფარდებითი სინოტივე აღემატება 80%-ს, დასავლეთ საქართველოში მერყეობს 50-დან 210 დღემდე ფარგლებში. მინიმუმი შეესაბამება კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებს, ხოლო მაქსიმუმი დასავლეთ კავკასიონს. აღმოსავლეთ საქართველოში ასეთ დღეთა რიცხვი გაცილებით ნაკლებია და შეადგენს 20-160 დღეს.

ჰაერის სრული გაჟღენთისათვის საჭირო ტენის რაოდენობის შესახებ წარმოდგენას გვაძლევს **სინოტივის დეფიციტი**. დასავლეთ საქართველოში მისი საშუალო წლიური მნიშვნელობა 4-6ჰჰა-ია, აღმოსავლეთ საქართველოს აღმოსავლეთ რაიონებში იზრდება 7ჰჰა-მდე, ხოლო მაღალმთიან რაიონებში მცირდება 1-2 ჰჰა-მდე.

სინოტივის დეფიციტის წლიური სვლა ტემპერატურის სვლის მსგავსია. მისი მინიმუმი დგება წლის ცივ პერიოდში და შეადგენს მაღალმთიან ზონაში 0,6ჰჰა-ს, დაბლობ რაიონებში კი 4-6ჰჰა-ს. ზაფხულში სინოტივის დეფიციტის მაქსიმუმი უდიდესია დაბლობ და სტეპურ რაიონებში (ალაზანი-15,2; თბილისი-15,0), ხოლო უმცირესი- მაღალმთიან ზონაში (3-5).

4.2. მხუთვარება, ფიზიოლოგიური სინოტივე და ჰაერის ტენშემცველობა

ჯერ კიდევ 50-იან წლებში კ.შარლოუმ (1950) წყლის ორთქლის პარციალური წნევის მიხედვით შეაფასა **მხუთვარება**, რაც შეიგრძნობა მაშინ, როდესაც ერთი კუბური მეტრი ჰაერი შეიცავს 14,08 გრამ წყლის ორთქლს, ანუ როდესაც წყლის ორთქლის პარციალური წნევა შეადგენს ან აღემატება 18,8ჰჰა-ს, მიუხედავად იმისა თუ რამდენია ტემპერატურა. ასეთი პირობები ივლის-აგვისტოში საშუალო მონაცემებშიც კი დასავლეთ საქართველოში აღინიშნება ზღვის დონედან 400-500მ სიმაღლემდე ყველგან. მხუთვარების შეგრძნება მით ძლიერია და აუტანელია, რაც მეტია პარციალური წნევა. მხუთვარება გამოიხატება მის ინტენსივობაში (ცხრილი 4.2.1.).

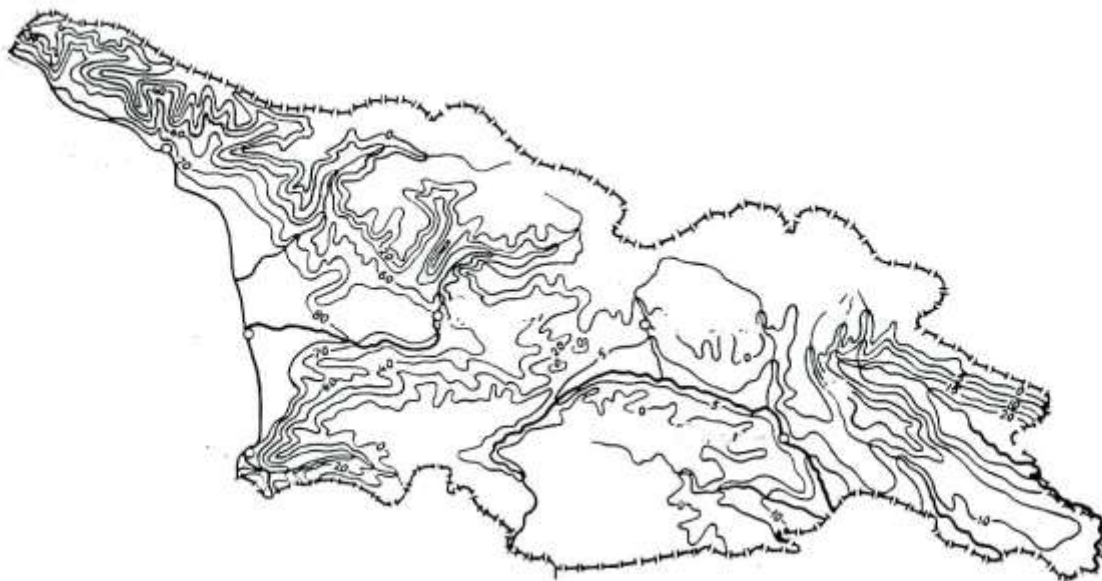
ცხრილი 4.2.1. მხუთვარების ინტენსივობის სკალა
(К.С.Гогошвили, 1974).

წყლის ორთქლის პარციალური წნევა. კპა.	მხუთვარების ინტენსივობა	წყლის ორთქლის პარციალური წნევა. კპა.	მხუთვარების ინტენსივობა
18,8-21,0	ქ1	29,1-31,0	5-6
21,1-23,0	1-2	31,1-33,0	6-7
23,1-25,0	2-3	33,1-35,0	7-8
25,1-27,0	3-4	35,1 და მეტი	8 და მეტი
27,1-29,0	4-5	—	—

გამოკვლევებმა აჩვენა, რომ შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის ბარში ზღვის ღონის სიმაღლეზე ივლისსა და აგვისტოში მხუთვარების ინტენსივობა შეადგენს 1-2 ბალს, ხოლო სექტემბერში 1 ბალზე ნაკლებია. დანარჩენ თვეებში მხუთვარება არ შეიგრძნობა.

წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მხუთვარე დღეთა რიცხვი შავი ზღვის სანაპიროსა და კოლხეთის ბარში შეადგენს 70-80-ს. სიმაღლის ზრდასთან ერთად ის კანონზომიერად მცირდება. აღმოსავლეთ საქართველოში მხუთვარე დღეთა რიცხვი არ აღემატება 15-ს(ნახ.4.2.1)

მხუთვარე დღეთა განაწილების რუკას კარგად შეესაბამება **ფიზიოლოგიური სინოტივის** რუკა(ნახ.4.2.2). ფიზიოლოგიური სინოტივის ქვეშ იგულისხმება ადამიანის სხეულის ტემპერატურაზე მიყვანილი ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე. ის განსაზღვრავს ადამიანის ორგანიზმის მიერ ჰაერის ტენიანობის შეგრძნებას. რუკიდან ჩანს, რომ შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობზე, სადაც მხუთვარე დღეთა რიცხვი მაქსიმალურია, ფიზიოლოგიური სინოტივე აღემატება 35%-ს და ადამიანი შეიგრძნობს ნოტიო



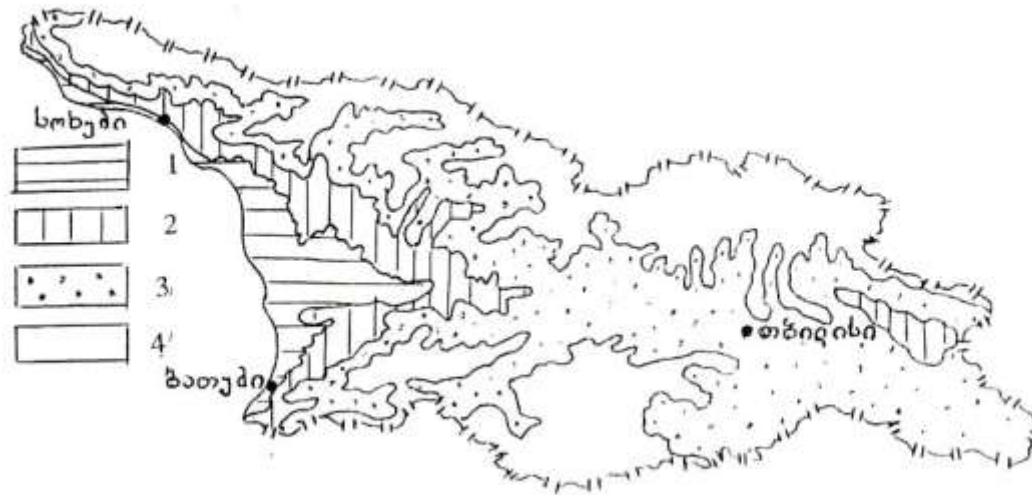
ნახ.4.2.1. 1 ბალზე მეტი ინტენსივობის მხუთვარე დღეთა რიცხვი წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში (K.C.Гოგიშვილი, 1974)

პირობებს. დასავლეთ საქართველოს მთისწინეთში ფიზიოლოგიური სინოტივე იცვლება 30-35% ფარგლებში და ჰაერი ზომიერად ნოტიოა. საქართველოს მთათაშორისი ბარის უმეტეს ტერიტორიაზე ფიზიოლოგიური სინოტივე შეადგენს 21-30%-ს და ჰაერი ზომიერად მშრალია. მთიან და მაღალმთიან ზონაში, ფიზიოლოგიური სინოტივე 21%-ზე ნაკლებია და, შესაბამისად, ჰაერი მშრალია.

ჰაერში არსებული ტენის რესურსების საიმედო მახასიათებელია **ტენშემცველობა**, ანუ 1 კილოგრამ რეალურ ჰაერში არსებული ტენის რაოდენობა, გამოხატული გრამებში. ტენშემცველობა ისევე როგორც სითბოშემცველობა ჰაერის ტემპერატურისა და შეფარდებითი სინოტივის ფუნქციაა (ცხრილი 4.2.2.).

ტენშემცველობის ტერიტორიული განაწილება ანალოგიურია მხუთვარებისა და ფიზიოლოგიური სინოტივის განაწილებისა. ის მაქსიმალურია ზაფხულში, და შავი ზღვის სანაპირო ზოლში და კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებში იცვლება 28-30 გ/კგ ფარგლებში. სიმაღლის ზრდასთან ერთად ტენშემცველობა კლებულობს და შეადგენს გაგრის ქედზე და ავადნარაში 24 გ/კგ-ს, ხოლო ბახმაროში-22 გ/კგ-ს. აღმოსავლეთ საქართველოში ტენშემცველობის მაქსიმუმი 28-29 გ/კგ-ია (თბილისი, გარდაბანი, გურჯაანი, ლავიდეხი). რამდენადმე ნაკლებია ტენშემცველობა ცხინვალსა და საგარეჯოში (27 გ/კგ), ხოლო გუდაურში ეცემა 22 გ/კგ-მდე.

ტენშემცველობის სვლაში კარგად გამოიხატება ვერტიკალური ზონალობა. მაგალითად ზღვის დონედან 500მ. სიმაღლემდე ჰაერის ტენშემცველობა იანვარში შეადგენს 10-16 გ/კგ-ს, 500-1000მ ზონაში- 9-11 გ/კგ-ს, 1000-1500მ ზონაში -8-9 გ/კგ-ს, ხოლო 1500-2000მ ზონაში -7-8 გ/კგ-ს. აღმოსავლეთ საქართველოში შესაბამისად გვაქვს - 27-30, 26-28, 24-26 და 22-24 გ/კგ.



ნახ.4.2.2. ფიზიოლოგიური სინოტივე(ივლისი): 1-ჰაერი ნოტიოა (35%-ზე მეტი); 2-ჰაერი ზომიერად ნოტიოა (30-35%); 3-ჰაერი ზომიერად მშრალია (21-30%); 4-ჰაერი მშრალია(20%-ზე ნაკლები). (ე.ელიშბარაშვილი,ნ.გონგლაძე; ატლასი,1989)

ცხრილი 4.2.2. ჰაერის ტენზომეტრების წლიური სვლა. გ/კგ

პუნქტი	თვეები												წელი
	I	II	III	IV	V	ძრ	ძრრ	ძრრრ	რს	ს	სრ	სრრ	
გაგრა	15	17	18	22	26	29	30	31	28	25	21	18	24
ბათუმი	17	17	18	21	25	28	30	30	28	26	22	18	24
ავაღზარა	7	8	10	12	16	20	24	24	20	16	11	9	13
ბაზმარო	7	7	9	12	16	18	22	22	19	15	11	8	13
ქუთაისი	14	15	18	21	25	27	29	30	27	25	20	16	23
ცხინვალი	10	12	13	18	23	25	27	26	24	20	14	11	18
თბილისი	11	12	15	20	25	27	28	28	26	22	16	12	21
ლაგოლეხი	12	12	16	20	25	27	28	29	26	23	17	13	21
გუდაური	7	7	9	11	16	20	22	22	16	14	10	8	12
ახალქალაქი	9	8	10	14	18	22	24	24	21	16	12	8	14

4.3. ღრუბლები და მათი რესურსები

საქართველოს ტერიტორიაზე საერთო საშუალო ღრუბლიანობა დაახლოებით 6 ბალის, ხოლო ქვედა იარუსის ღრუბლიანობა 4-4,5 ბალის ტოლია. საერთო ღრუბლიანობის უდიდესი საშუალო წლიური მნიშვნელობა აღინიშნება კოლხეთის ბარის სამხრეთში, კავკასიონის ცალკეულ რაიონებში და ლიხის ქედის საუღელტეხილო მონაკვეთზე (6,5-7,0ბალი), ხოლო უმცირესი მნიშვნელობები დამახასიათებელია ახალქალაქის პლატოს და კავკასიონის მაღალმთიანი რაიონებისათვის(5,0-5,5ბალი). ქვედა იარუსის ღრუბლიანობის განაწილების ხასიათი ანალოგიურია საერთო ღრუბლიანობის განაწილების ხასიათისა და დასავლეთ საქართველოში იცვლება 4,5-5 ბალის, ხოლო აღმოსავლეთში-3,5-4,5 ბალის ფარგლებში.

ღრუბლიანობის განაწილების ხასიათი და რაოდენობა წლის ცივი და თბილი პერიოდების განმავლობაში ბევრად განსხვავდება ერთმანეთისაგან. ზამთარში საერთო ღრუბლიანობის მიხედვით ყველაზე მოღრუბლულ რაიონებად შეიძლება ჩაითვალოს აფხაზეთის სანაპირო ზოლი, მასთან მიმდებარე მთისწინეთი და რიონის ხეობის მარცხენა ნაპირი. აქ მოღრუბლული მდგომარეობის განმეორადობა, როდესაც ღრუბლიანობა 8-10 ბალია, შეადგენს 65-70%-ს. ცის მოღრუბლული მდგომარეობის უმცირესი განმეორადობა (35-50%) დამახასიათებელია აღმოსავლეთ კავკასიონის სამხრეთი კალთებისა და ჯავახეთის პლატოსათვის. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მოღრუბლულობის უდიდესი განმეორადობით ხასიათდება კოლხეთის ბარის შიდა რაიონები და მთისწინეთი (50-60%), ხოლო უმცირესი განმეორადობით-აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპური რაიონები და სამხრეთ საქართველოს მთისწინეთი (30-35%).

საქართველოს ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე მოღრუბლული მდგომარეობის განმეორადობა, ქვედა იარუსის მიხედვით, ცივი პერიოდის განმავლობაში შეადგენს 30-40%-ს, კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში-20-30%-ს, მესხეთის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში და დასავლეთ კავკასიონის მთებში-45-50%-ს. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მოღრუბლული მდგომარეობის უმცირესი განმეორადობა დამახასიათებელია აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპური

ზონისათვის და ქართლის ბარის ცენტრალური ნაწილისათვის, აგრეთვე აფხაზეთის სანაპირო ზოლისათვის (15-20%). განმეორადობის მაქსიმალური მნიშვნელობა აღინიშნება პუნქტ ცისკარაზე.

გამოვლენილია მჭიდრო კავშირები ღრუბლიანობის საშუალო რაოდენობასა, და ცის ნათელ და მოღრუბლულ მდგომარეობათა ალბათობას შორის (ნახ.4.3.1). ეს კავშირები კარგად აღიწერება წრფივი დამოკიდებულებით:

$$P=aN+b, \quad (4.3.1)$$

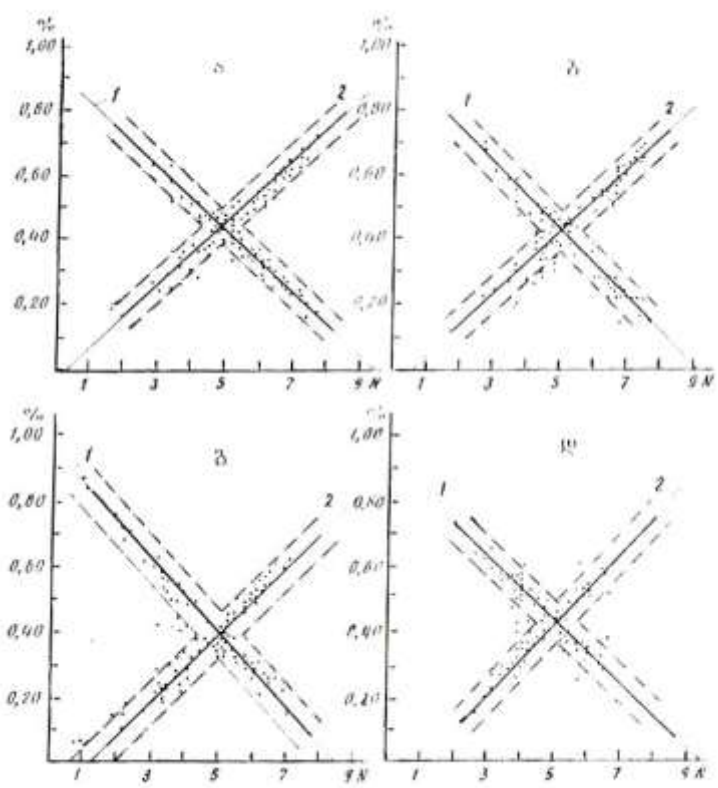
სადაც P–ალბათობაა, N–ღრუბელთა რაოდენობაა, ხოლო a და b სტატისტიკური პარამეტრებია (ცხრილი 4.3.1).

ცხრილი 4.3.1. სტატისტიკური პარამეტრები (4.3.1)

ფორმულისათვის

(Э.Ш. Элизбарашвили, А.А. Попов А.А., 1981).

ცის მდგომარეობა	თვეები							
	იანვარი		აპრილი		ივლისი		ოქტომბერი	
	a	b	a	b	a	b	a	b
ნათელი	-9,7	92	-10,5	95	-11,5	98	-10,0	91
მოღრუბლული	9,6	-3	9,5	-5	10,4	-13	11,0	-13



ნახ.4.3.1. დამოკიდებულება ღრუბლიანობის საშუალო რაოდენობასა(N) და ცის ნათელ(1) და მოღრუბლულ(2) მდგომარეობათა ალბათობებს შორის: ა)-იანვარი; ბ)-აპრილი; გ)-ივლისი; დ)-ოქტომბერი (Э.Ш. Элизбарაშვილი, 1981).

რეგრესიის წრფეთა განლაგება მჭიდრო კავშირშია სეზონურ თავისებურებებთან. ღრუბლიანობის რაოდენობის ერთი და იგივე მნიშვნელობის დროს ცის მოღრუბლულ და

ნათელ მდგომარეობათა ალბათობა ზაფხულში ნაკლებია, ვიდრე ზამთარში, რაც აიხსნება თბილი პერიოდის განმავლობაში ცვალებადი ღრუბლიანობის (3-7 ბალი) გაზრდით.

ი.ცუცქირიძის(1971) თანახმად ზამთარში საქართველოს მთელ ტერიტორიაზე ზედა იარუსის ღრუბლებიდან ყველაზე ხშირად აღინიშნება ფრთა(Ci) ღრუბლები. თითქმის ანალოგიური მდგომარეობაა გაზაფხულზე. ზაფხულსა და შემოდგომაზე, როგორც ფრთა, ისე სხვა ტიპის ღრუბლების განმეორადობა მნიშვნელოვნად მცირდება.

საშუალო იარუსის ღრუბელთაგან ჭარბობს მაღალ-გროვა(Ac) ღრუბელთა განმეორადობა, რომელიც მაქსიმუმს ზაფხულში აღწევს. მაღალ-ჭფენა(As) ღრუბელთა განმეორადობა ხასიათდება მაქსიმუმით ზამთარში და მინიმუმით ზაფხულში.

ქვედა იარუსის ღრუბელთაგან მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებულია ჭფენა-გროვა(Sc) ღრუბლები. მათი განმეორადობა წლის განმავლობაში ტერიტორიის დიდ ნაწილზე იცვლება უმნიშვნელოდ. მთიან რაიონებში (ყაზბეგი, მთა-საბურთი) აღინიშნება ფენა-გროვა ღრუბლების განმეორადობის ზრდა წლის თბილ პერიოდში.

კონვექციური წარმოშობის ღრუბლების განმეორადობა მაქსიმუმს აგრეთვე თბილი პერიოდის განმავლობაში აღწევს. ზაფხულში(ივლისი) გროვა(Cu) ღრუბლების განმეორადობა დაბლობ რაიონებში აღემატება 30%-ს, მთებში კი რამდენადმე ნაკლებია(18-22%). გროვა-წვიმა(Cb) ღრუბლების განმეორადობა გაცილებით ნაკლებია(5-7%), გამონაკლისს წარმოადგენს გაგრა, სადაც ამ ღრუბელთა განმეორადობა წლის განმავლობაში საკმაოდ მაღალია და შეადგენს 14-23%-ს.

დიდი მნიშვნელობა აქვს ღრუბელთა რესურსული პოტენციალის ცოდნას განსაკუთრებით აღმოსავლეთ საქართველოს იმ არიდული რაიონებისათვის, რომლებიც საჭიროებენ ღრუბლებიდან ნალექების ხელოვნურად გამოწვევას. ლ.მეგრელიძემ(2006) ღრუბლიანობის

რაოდენობასა და მოსულ ნალექებს შორის კავშირი გამოსახა წრფივი რეგრესიის განტოლებით:

$$Q=aN+b, \quad (4.3.2)$$

სადაც Q –ნალექების ჯამია, N-ღრუბელთა რაოდენობაა, a და b –სტატისტიკური პარამეტრებია, რომლებიც წარმოდგენილია ცხრილში 4.3.2.

ცხრილი 4.3.2. სტატისტიკური პარამეტრები (4.3.2) რეგრესიის განტოლებისათვის (ლ.მეგრელიძე,2006)

თვე	საერთო ღრუბლიანობა		1ქველა ღრუბლიანობა	
	a	b	a	b
იანვარი	-7,6	86	-3,2	53
ივლისი	57,2	-303	43,1	-124
აპრილი	27,8	-77	16,2	7
ოქტომბერი	20,0	-42	22,4	-126

ლ.მეგრელიძემ დაადგინა, რომ ღრუბლების რაოდენობასა და მისგან მოსულ ნალექებს შორის კორელაცია მით უკეთესია, რაც უფრო მეტია მოსული ნალექების რაოდენობა, ანუ როდესაც არსებული ღრუბელთა საფარი მაქსიმალურად ნალექების გამოყოფის უნარიანია. კორელაცია ღრუბლიანობასა და მოსულ ნალექებს შორის არასაიმედოა მხოლოდ ზამთარში, რაც შეიძლება აიხსნას ამ დროს ფენა ღრუბლების სიჭარბით და ჰაერის მცირე ტენშემცველობით.

ღრუბლიანობასა და მოსულ ნალექებს შორის მაღალი კორელაციით და საიმედოობით გამოირჩევა წლის თბილი პერიოდი, განსაკუთრებით ზაფხული, რაც გამოწვეულია ამ დროს ვერტიკალური ღრუბლიანობის განვითარებით, რომლებიც დიდი სიმაღლით და წყლიანობით გამოირჩევიან. ძლიერი კონვექციური ღრუბლიანობაა აგრეთვე გაზაფხულზე, რასაც ელჭექი და უხვი თავსხმა ნალექები მოსდევს.

დედამიწის ზედაპირზე მოსული ნალექების საერთო რაოდენობის უდიდესი წილი-90% და მეტი, ქველა იარუსის ღრუბლებიდან მოდის, მხოლოდ გაზაფხულზე ზოგიერთ რაიონში(გომბორის ქედი, ქვემო ქართლი, ჯავახეთის ზეგანი) ეს წილი მცირდება და შეადგენს 70-72%-ს(ცხრილი 4.3.3).

ქველა იარუსის ღრუბლებიდან მოსული ნალექების ხვედრითი წილი განსაკუთრებით დიდია ზაფხულში, რაც გამოწვეულია გროვა და გროვა-წვიმა ღრუბლების განმეორადობის მატებით. ასეთი ტიპის ღრუბლების განმეორადობა დაახლოებით მეოთხედს(22-29%) და ზოგჯერ მეტსაც(მაგალითად ახალქალაქში 40%) შეადგენს. ისინი ვერტიკალური განვითარებით ხასიათდებიან და მათ დიდი სიმძლავრე გააჩნიათ. სწორედ ასეთი ტიპის ღრუბლებიდან შეიძლება, უპირველეს ყოვლისა, ნალექების ხელოვნური გამოწვევა. ასეთ სამუშაოებს მრავალი წლის განმავლობაში წარმატებით ახორციელებდა საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი.

შემოდგომით ქველა იარუსის ღრუბლებიდან მოსული ნალექების დიდი ხვედრითი წილი აიხსნება ამ დროს ფენა ღრუბელთა განმეორადობის გაზრდით(50-70%). ასეთ ღრუბლებს მთლიანი განფენილობა გააჩნიათ და ისინი ნალექის მომცემ ღრუბლებს წარმოადგენენ.

ცხრილი 4.3.3. ღრუბლიანობის და მოსული ნალექების რაოდენობა. აპრილი.
(ლ.მეგრელიძე, 2006)

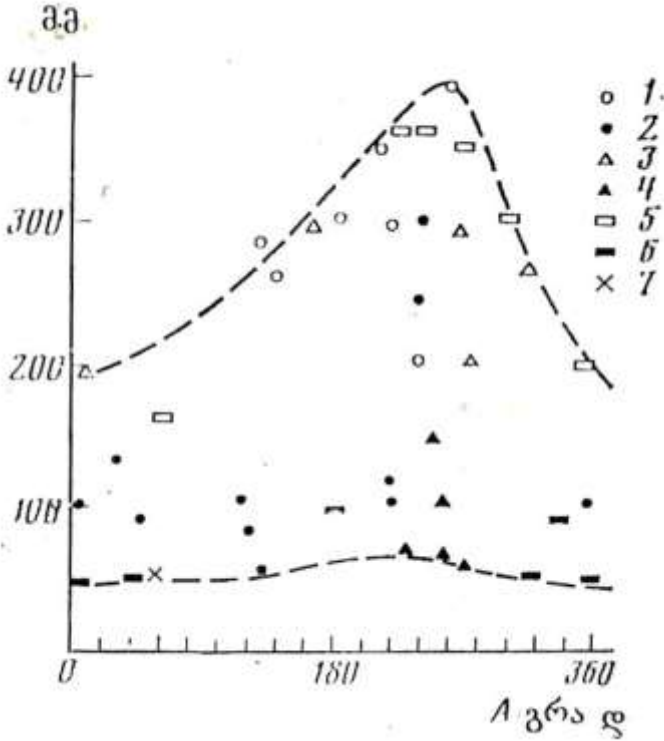
რაიონი	მანასიათებელი				
	საერთო ღრუბლიანო ბა, ბალი	1ქვედა ღრუბლიანო ბა, ბალი	საერთო ნალექები, მმ	1ქვედა ღრუბლიანობის ნალექები,მმ	1ქვედა ღრუბლიანობის ნალექების წილი, %
იორის ზეგანი	7	5	97	91	94
გომბორის ქედი	7	4,5	97	70	72
ქვემო ქართლის ვაკე	7	5	97	70	72
თრიალეთის ქედი	7	4,5	97	92	94
ჯავახეთის ზეგანი	7	4	69	48	70
აარაგვის ხეობა	7	5	97	92	94
ალაზნის ვაკე	7	5	97	92	94

თავი 5. ატმოსფერული ნალექები და წყლის რესურსები

5.1. რელიეფის გავლენა ნალექების ველზე

დანაწევრებული რელიეფის პირობებში ნალექების სივრცობრივ განაწილებას რთული, მრავალგანზომილებადი ხასიათი აქვს. ამის გამო დღეისათვის ჯერ კიდევ არ არსებობს მთებში ნალექების განაწილების განმარტოვებელი სქემა რელიეფისა და ქვეფენილი ზედაპირის ყველა თვისებების გათვალისწინებით. ვერტიკალური პლუვიომეტრული გრადიენტი რეგიონალურ ხასიათს ატარებს და დამოკიდებულია არა მხოლოდ ადგილის სიმაღლეზე და რელიეფის ფორმაზე, არამედ ფერდობის ექსპოზიციაზე, დახრილობაზე, მცენარეული საფარის სახეობაზე და ა.შ. დღევანდელ პირობებში შეუძლებელია გათვალისწინებულ იქნას ყველა ჩამოთვლილი ფაქტორის გავლენა ნალექების განაწილებაზე, თუმცა გარკვეული ცდები ამ მიმართულებით არაერთგზის იყო ჩატარებული, რისი ერთ-ერთი მაგალითიც წარმოდგენილია ნახ 5.1.1-ზე.

ნახ 5.1.1-ზე აშკარად გამოიკვეთება ნალექების სიმაღლეზე დამოკიდებულების ორი მრუდი. ერთი შეესაბამება პერიფერიულ რაიონებს, რომლებიც ხასიათდებიან ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობით, ხოლო მეორე-შიდა რაიონებს ნალექების შედარებით ნაკლები რაოდენობით. ამ ორ მრუდს შორის განლაგებული წერტილები შეესაბამება რაიონებს, სადაც ნალექების რაოდენობა ნაკლებია, ვიდრე პერიფერიულ და მეტია ვიდრე შიდა ფერდობებზე. ნახ.5.1.1-დან ჩანს აგრეთვე, რომ მთათა სისტემების პერიფერიული რაიონებისათვის ყველაზე მეტი ნალექი მოდის დასავლეთით ორიენტირებულ ფერდობებზე. შიდა რაიონებში



ნახ.5.1.1. ნალექების ზრდა 1000-1500მ მალღივ ზონაში ფერდობის ექსპოზიციაზე დამოკიდებულებით. მმ: 1-კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის პერიფერიული რაიონები; 2-კავკასიონის აღმოსავლეთი ნაწილი; 3-მცირე კავკასიონის პერიფერიული რაიონები; 4-მცირე კავკასიონის შიდა რაიონები; 5-პამირისა და ტიან-შანის პერიფერიული რაიონები; 6-პამირისა და ტიან-შანის შიდა რაიონები; 7-კოპეტ-დაღი (ო.შ.ოლიზბარაშვილი, 1984)

ორიენტაციის გავლენა რამდენადმე სუსტდება, თუმცა ძირითადი მაქსიმუმი მაინც შენარჩუნებულია.

ნაღებების ვერტიკალური განაწილების საკითხში მთებში დაკავშირებულია როგორც თვით ელემენტის ბუნების სპეციფიკასთან, ისე ტექნიკური და მეთოდური ხასიათის მთელ რიგ სირთულეებთან. აქ, უპირველეს ყოვლისა, იგულისხმება მაღალმთიან ზონაში ნაღებში პუნქტების არასაკმარისი რაოდენობა, მნიშვნელოვანი ცდომილებები მყარი ნაღებების გაზომვისას, ჰორიზონტალური ნაღებების გაუთვალისწინებლობა და სხვ.

დღეისათვის მიღებული უმარტივესი სქემების შესაბამისად ნაღებების უმცირესი რაოდენობა მოდის დაბლობ და მთისწინა რაიონებში, აგრეთვე დახურულ ხეობებსა და ქვაბულებში. სიმაღლის ზრდასთან ერთად ნაღებების რაოდენობა იზრდება და მაქსიმუმს მაღალმთიან ზონაში აღწევს.

ჩატარებული გამოკვლევების საფუძველზე დადგინდა, რომ შავი ზღვიდან, როგორც ტენის წყაროდან, დაშორებით და ადგილის სიმაღლის ზრდით ნაღებები თავდაპირველად იზრდება. ამიერკავკასიის შიდა რაიონებში ღრუბელთა სისტემების სიმძლავრე სუსტდება, კარგავს ტენს, რის გამოც ნაღებების რაოდენობა მცირდება. ეს ცვლილება აღიწერება ექსპონენციალური დამოკიდებულებით (Э.Ш.Элизбарашвили, 1978).

რადგანაც მთებში ნაღებში პუნქტები იშვიათია, ხოლო მათი გაზომვის ცდომილება ძალზე დიდი, ნაღებების რაოდენობის დასაზუსტებლად მიმართავენ ჰიდროლოგიური და გლაციოლოგიური გამოკვლევების შედეგებს. კერძოდ, მდინარეთა ჩამონადენი, მყინვართა აკუმულაცია, თოვლის დაგროვება და სხვა-ნაღებების რაოდენობის ირიბი გაანგარიშების საიმედო ფაქტორებია. ამიტომაც ო.დროზდოვმა ერთ-ერთმა პირველმა დაიწყო ჩამონადენის გამოყენება ნაღებების დასაზუსტებლად მთებში. მან მიიღო, რომ კავკასიაში ატმოსფერული ნაღებების წლიური ჯამები, როგორც წესი, იზრდება 3000-3500მ სიმაღლემდე. ანალოგიური შედეგი მიიღეს გ.ჭირაქაძემ და ხ.პოლოსიანმა.

აღსანიშნავია ის მრავალრიცხოვანი გამოკვლევები, რომელთაც ნაღებების ზრდის კრიტიკული სიმაღლის გამოსავლენად თოვლის დაგროვების და მყინვართა აკუმულაციის მონაცემები დაედო საფუძველად. ასეთი

სამუშაოები ჩატარდა რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის გეოგრაფიის ინსტიტუტის თანამშრომელთა მიერ. ა.კრენკეს(1982) თანახმად კავკასიონის დასავლეთ ნაწილში თოვლის დაგროვება სიმაღლის მიხედვით იზრდება 1000-1500მმ-დან (2450მ) 3000-3500მმ-მდე (3000-3500მ სიმაღლეზე). განსაკუთრებული როლი ამ პროცესში ქარის მუშაობას მიეკუთვნება. აღმოსავლეთით თოვლის დაგროვების მაქსიმალური სიმაღლე მცირდება და ცენტრალურ კავკასიონზე 3000-3300მ-ს, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე-2000-3000მ-ს შეადგენს. ა.კრენკეს დასკვნის თანახმად თოვლის აკუმულაციის სიდიდე კლებულობს აღმოსავლეთის მიმართულებით 2500მმ-დან 800მმ-მდე მყინვარწვერის რაიონში, და ნალექების ზრდის საშუალო მაქსიმალური სიმაღლეა 3000მ.

ამ მიმართულებით ჩატარებული კვლევის საბოლოო შედეგები განზოგადოებულია ცხრილში 5.1.1.

ცხრილი 5.1.1-დან გამომდინარეობს, რომ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, საქართველოს ტერიტორიის ფარგლებში ნალექების ზრდის კრიტიკული სიმაღლე 3000-3500მ-ს შეადგენს, რაც ძირითადად შეესაბამება ო.დროზდოვის, ხ.პოლოსიანის, გ.ჭირაქაძის და სხვათა გამოკვლევებს.

ცხრილი 5.1.1. ნალექების ზრდის მაქსიმალური სიმაღლე (მეტრი) მეტეოროლოგიური დაკვირვებების(ა), მდინარეთა ჩამონადენის(ბ), თოვლის დაგროვების(გ) და მყინვარული ჩამონადენის(დ) მონაცემების გათვალისწინებით (Ж.Д.Алибегова, Э.Ш.Элизбарашвили, 1980)

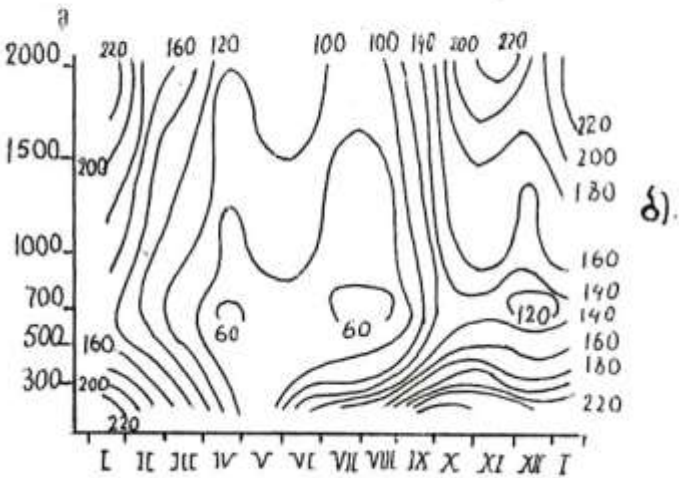
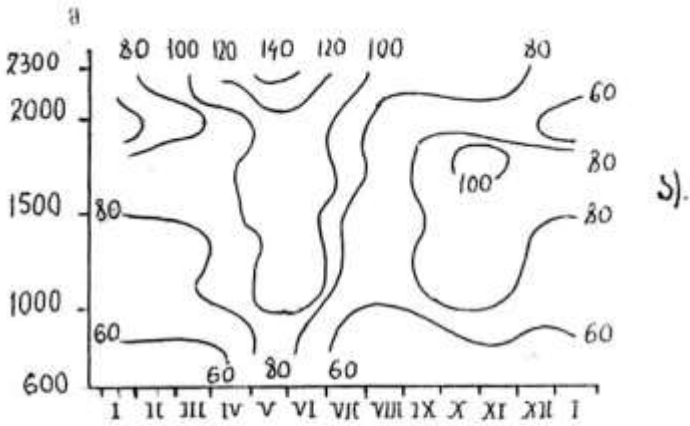
რაიონი	ა	ბ	გ	დ
კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობი				
დასავლეთი ნაწილი	3000-4300	1250-2580	3000 ≥	3500-4000
ცენტრალური ნაწილი	3000-4000	3200	3000 ≥	3500-4400
აღმოსავლეთი ნაწილი	3000	2400-3000	2000-3000	3500-4000
კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი				
დასავლეთი ნაწილი	2500-2800	1400-2400	3000-3500	
ცენტრალური ნაწილი	2400-2800	2750-3200	3000	
აღმოსავლეთი ნაწილი	2500	1400-2100	3000	
მცირე კავკასიონი	2500	2000-2700		
სომხეთის მთიანეთი	2500-3500	2600-2850		

5.2. ნაღებების განაწილება საქართველოს მდინარეთა აუზებში

წყლის რესურსების შეფასებისა და გამოყენებისათვის დიდი მნიშვნელობა აქვს ცალკეულ მდინარეთა აუზებში მოსული ნაღებების დროსა და სივცეში ცვლილების საფუძლიან გამოკვლევას, რის საშუალებასაც იძლევა ნახ.5.2.1.-ზე წარმოდგენილი ნაღებთა ველების სივრცით-დროითი ჭრილები. ასეთი ჭრილების აგებისა და ანალიზის საფუძველზე გამოვლენილ იქნა ნაღებების ცვლილების ძირითადი კანონზომიერებანი საქართველოს 13 მდინარის აუზში.

1. მდინარე ალაზნის აუზი. ნაღებების თვიური ჯამები იცვლება 30მმ-დან (იანვარი) 170მმ-მდე(მაისი, 660მ ზღვის დონედან). ნაღებების წლიური სვლა აუზის ქვედა სარტყელში, 200-250მ სიმაღლეზე ხასიათდება ორი მაქსიმუმით მაისსა და დეკემბერში (120მმ), ხოლო მინიმუმით-იანვარში(25-30მმ). სიმაღლის ზრდით მკვეთრად გამოხატული მაქსიმუმი თანდათან ქრება. ნაღებების წლიური ჯამების მაქსიმუმი მოდის 600-700მ სიმაღლეზე და შეადგენს 1300მმ-ს, ხოლო მინიმუმი-200მ სიმაღლეზე და შეადგენს 760მმ-ს. პლუვიომეტრული გრადიენტის საშუალო მნიშვნელობა 100მმ-ია ყოველ 100მ-ზე.

2. მდინარე იორის აუზი. ნაღებების თვიური ჯამები იცვლება 25-30მმ-დან (დეკემბერი, იანვარი, აგვისტო, 500მ.) 140მმ-მდე (მაისი, 1100მ). წლიური მაქსიმუმი მყარდება მაისში. ნაღებების წლიური ჯამების მინიმალური რაოდენობა მოდის 450-500მ სიმაღლეზე და შეადგენს 560მმ-ს, მაქსიმუმი კი შეესაბამება 1000-1100მ-ს ზღვის დონედან და შეადგენს 800-900მმ-ს. საშუალო წლიური პლუვიომეტრული გრადიენტი შეადგენს 60მმ-ს 100მ-ზე.



ნახ.5.2.1. ატმოსფერული ნალექების სივრცითი-დროითი ჭრილი. მმ; ა)-ლიახვის აუზი; ბ)-აჭარისწყლის აუზი (X.M.ასათიანი, ე.შ.ელიზბარაშვილი, 1977)

3. მდინარე არაგვის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები მერყეობს 30მმ-დან (დეკემბერი, იანვარი, 450-500მ) 170მმ-მდე (მაისი, 1900-2000მ). ნალექების წლიური სვლა ანალოგიურია ივრის აუზისათვის დამახასიათებელი წლიური სვლისა: მაქსიმუმი (110-170მმ) მოდის მაისში, ხოლო მინიმუმი (30-90მმ)-დეკემბერ-იანვარში. ნალექების წლიური ჯამები სიმაღლის ზრდით იზრდება 600მმ-დან (500მ ზღვის დონედან) 1500მმ-მდე (1900მ). ვერტიკალური პლუვიომეტრული გრადიენტი საშუალოდ შეადგენს 65მმ-ს 100მ-ზე.

4. მდინარე ქსნის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები მერყეობს 20-25მმ-დან (დეკემბერი, იანვარი, 800-900მ) 170მმ-მდე (მაისი, 1600მ) ფარგლებში. ნალექების წლიური სვლა ხასიათდება მაქსიმუმით მაისში (170მმ) და მინიმუმით დეკემბერ-იანვარში (20-80მმ). ზღვის დონედან 700-800მ სიმაღლეზე წლიური სვლა თანაბრდება და ნალექების წლიური ამპლიტუდა შეადგენს მხოლოდ 30მმ-ს. წლიური ნალექები სიმაღლის მიხედვით იზრდება 530მმ-დან (500მ ზღვის დონედან) 1300მმ-მდე (1600მ). პლუვიომეტრული გრადიენტი შეადგენს 70მმ-ს 100მ-ზე.

5. მდინარე ლიახვის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 40მმ-დან (აგვისტო, 700-800მ.) 160მმ-მდე (მაისი, 2200-2300მ). წლიურ სვლაში ძირითადი მაქსიმუმი აღინიშნება მაისში. 1100-1800მ სიმაღლივ ზონაში ვლინდება სუსტად გამოხატული მეორე მაქსიმუმი ოქტომბერ-ნოემბერში (90-110მმ). მინიმუმი (40-70მმ) აღინიშნება აგვისტოში, ხოლო 1900მ-ზე მაღალ ზონაში გადაინაცვლებს იანვარში (60-70მმ). ნალექების წლიური ჯამი სიმაღლის მიხედვით თავდაპირველად იზრდება 380მმ-დან (700მ) 1200მმ-მდე (1800მ), შემდეგ კლებულობს 900მმ-მდე, ხოლო დაწყებული 2000მ-დან კვლავ იზრდება და 2200მ სიმაღლეზე შეადგენს 1300მმ-ს. პლუვიომეტრული გრადიენტის საშუალო მნიშვნელობა შეადგენს 70მმ-ს 100მ-ზე.

6. მდინარე ყვირილას აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 50მმ-დან (ივლისი, 400-500მ.) 160მმ-მდე (დეკემბერი-იანვარი, 50მ-მდე). წლიური სვლა ხასიათდება მაქსიმუმით ზამთარში (დეკემბერი-იანვარი, 100-160მმ) და

მინიმუმით ზაფხულში (ივლისი-აგვისტო, 50-70მმ). ნალექების წლიური ჯამები სიმაღლის ზრდით კანონზომიერად კლებულობს 1320მმ-დან 1000მმ-მდე. პლუვიომეტრული გრადიენტი უარყოფითია და შეადგენს მინუს 80მმ-ს 100მ-ზე.

7. მდინარე რიონის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 80მმ-დან (500-600მ.) 200მმ-მდე(იანვარი, 200მ-მდე). 200-300მ სიმაღლეზე ნალექების წლიური სვლა ხასიათდება მაქსიმუმით იანვარში(200მმ) და მინიმუმით მაისში(100მმ). ამავე დროს აღინიშნება მეორე მაქსიმუმი ივლისში(170მმ), ხოლო მინიმუმი აგვისტოში(130მმ). ადგილის სიმაღლის ზრდით ნალექების წლიური სვლა თანაბრდება და 400მ. სიმაღლეზე წლიური ამპლიტუდა მცირდება 30მმ-მდე. ზღვის დონედან 300-500-მ-ზე მაღლა მაქსიმუმი თანდათან მაისზე გადაინაცვლებს და 1000მ-სიმაღლეზე აღწევს 180მმ-ს. ამ დროს მინიმუმი გადადის იანვარზე(80-100მმ). დაახლოებით 700მ სიმაღლიდან ნალექების წლიურ სვლაში ჩნდება მეორე მაქსიმუმი ოქტომბერში(100-130მმ).

8. მდინარე ცხენისწყლის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 70მმ-დან (თებერვალი, 1200-1300მ) 240მმ-მდე(სექტემბერი, 600-700მ). წლიური სვლა რთული ხასიათისაა: სიმაღლის მიხედვით მაქსიმუმი იანვრიდან(220მმ 300მ) გადადის მაისზე(120მმ, 400-500მ), შემდეგ ოქტომბერზე(230მმ, 650მ), მარტზე(200მმ, 700-800მ) და კვლავ ოქტომბერზე(100-140მმ, 1200-2100მ). მინიმუმი 300მ სიმაღლეზე აღინიშნება მაისში და შეადგენს 160მმ-ს. სიმაღლის ზრდით მინიმუმი გადაინაცვლებს აგვისტოზე(90მმ, 450-500მმ), შემდეგ მაისზე(110მმ , 600-1000მ) და დეკემბერ-იანვარზე(70-100მმ, 1200მ). ნალექების წლიური ჯამების მინიმუმი(1000მმ) შეესაბამება 1200-1300მ მაღლივ სარტყელს, ხოლო მაქსიმუმი(2200-2300მმ)- 600-700მ სიმაღლეს. პლუვიომეტრული გრადიენტი უარყოფითია და შეადგენს 55მმ-ს 100მ-ზე.

9. მდინარე ხობის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 90მმ-დან (მაისი, 0-50მ) 300მმ-მდე(ივლისი , 300-500მ). აუზის ქვედა სატყელში ნალექების წლიური სვლა ხასიათდება მაქსიმუმით სექტემბერში(220მმ) და მინიმუმით მაისში(90მმ). ზღვის დონედან 250 მ-ზე მაქსიმუმი

გადაინაცვლებს ივლისში(300მმ), ხოლო მინიმუმი-აპრილში(180მმ). ამავე დროს, ყალიბდება მეორე მკვეთრად გამოხატული მაქსიმუმით იანვარში(230მმ) და მინიმუმით ნოემბერში(160მმ). ნალექების წლიური ჯამები სიმაღლის მიხედვით იზრდება, პლუვიომეტრული გრადიენტი უდრის 230მმ-ს.

10. მდინარე ენგურის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 80მმ-დან (აპრილი, ივლისი, აგვისტო, 200მ.) 220მმ-მდე (ივლისი, 250-300მ). ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად მაქსიმუმის ზონა გადაინაცვლებს ივლისიდან დეკემბერ-იანვარზე(100-190მმ, 600-1300მ). მინიმუმი გადადის ივლისზე, ხოლო 800-1300მ ზონაში ჩნდება მეორე მინიმუმი მარტსა და აპრილში. ნალექების წლიური ჯამები სიმაღლის მიხედვით იზრდება.

11. მდინარე კოდორის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 110მმ-დან (აპრილი, 550-850მ.) 200მმ-მდე(იანვარი, 300მ). მისი წლიური სვლა ხასიათდება მაქსიმუმით იანვარში(150-200მმ) და მინიმუმით აპრილში(110-130მმ). ნალექები სიმაღლის მიხედვით ჯერ კლებულობს 2000-დან 1500-მმ-მდე (600მ), ხოლო შემდეგ იზრდება 1800მმ-მდე(900-1000მ). პლუვიომეტრული გრადიენტის საშუალო მნიშვნელობაა 80მმ-ს 100მ-ზე.

12. მდინარე ბზიფის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები იცვლება 100მმ-დან (ივნისი, 100მ.) 260მმ-მდე(დეკემბერ-იანვარი, 600-700მ). წლიურ სვლაში მაქსიმუმი აღნიშნება იანვარში(160-260მმ), ხოლო მინიმუმი-ივნისში(80-130მმ). პლუვიომეტრული გრადიენტი შეადგენს 140მმ-ს 100მ-ზე.

13. მდინარე აჭარისწყლის აუზი. ნალექების თვიური ჯამები მერყეობს 60მმ-დან(აპრილი, ივნისი, აგვისტო, 500-600მ) 270მმ-მდე(ოქტომბერი, 150მ) ფარგლებში. წლიურ სვლაში აღინიშნება რამოდენიმე მაქსიმუმი, რომელთა შორის გამოირჩევა ორი ძირითადი-იანვარში(130-230მმ) და ნოემბერში(130-270მმ). მინიმუმი დგება აპრილსა და აგვისტოში. სიმაღლის მიხედვით ნალექების წლიური ჯამები იცვლება მრუდწიროვნად, საშუალო პლუვიომეტრული გრადიენტი შეადგენს 20მმ-ს ყოველ 100მ-ზე.

ზემოლ მოტანილი ანალიზის შედეგები საფუძვლად დაედო საქართველოს მდინარეთა აუზების შესაბამის კლასიფიკაციას(ცხრილი 5.2.1)

ცხრილი 5.2.1. საქართველოს მდინარეთა აუზების კლასიფიკაცია ნალექების რაოდენობრივი მახასიათებლების მიხედვით(Х.М.Асатиани, Э.Ш.Элизбарашвили, 1977).

ტიპი	მდინარის აუზი	მნალექების თვიური ჯამი	ემაქსიმუმი (თვე)	ემინიმუმი (თვე)
I	ალაზანი, თორი, არაგვი, ქსანი, ლიახვი, მტკვარი	20-170	მაისი	იანვარი, თებერვალი
II	ყვირილა, კოლორი, გზიფი, აჭარისწყალი	50-270	მნოემბერი, დეკემბერი, იანვარი	აპრილი, ივლისი, აგვისტო
III	რიონი, ზობი, ცხენისწყალი, ენგური	70-300	ცვალებადი	ცვალებადი

5.3. ნალექების ტერიტორიული განაწილება და რეჟიმი

ნალექების ტერიტორიული განაწილება დიდი კონტრასტულობით ხასიათდება, რაც განპირობებულია ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესებისა და რელიეფის ურთიერთქმედებით. ტერიტორიის ზოგიერთი ნაწილი უხვად ირწყვება ატმოსფერული ნალექებით, ზოგი კი პირიქით დეფიციტს განიცდის(ნახ. 5.3.1.).

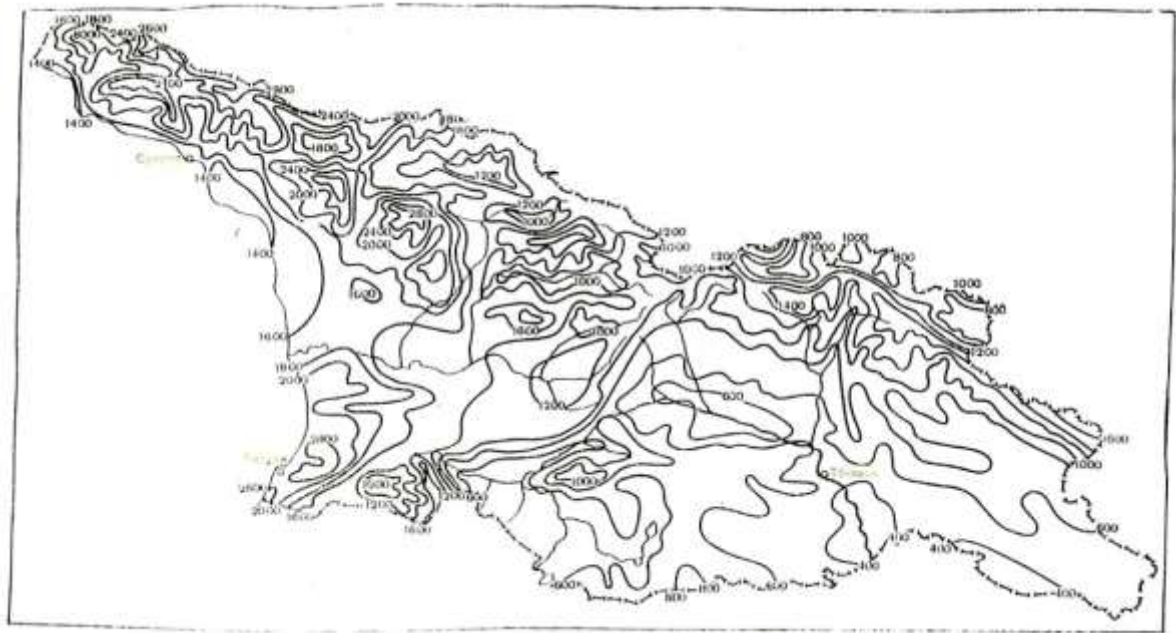
ნალექების უდიდესი რაოდენობით ხასიათდება აჭარის ზღვისპირა ზოლი. სარფში წლის განმავლობაში მოდის 3145მმ ნალექი, ბათუმში-2718მმ. ნალექების მაქსიმუმი კი ფიქსირდება ბათუმის მახლობლად, ცისკარაში, ზღვის დონედან 1200მ-ზე და შეადგენს 4500მმ-ს.

აჭარის მოსაზღვრე გურიის ზღვისპირა ზოლში ნალექები კლებულობს 2000-2400მმ-მდე, ხოლო აფხაზეთის სანაპიროზე არ აღემატება 1600მმ-ს. კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებში წლიური ნალექები შეადგენს 1200-1400მმ-ს.

ნალექების რაოდენობის განაწილებაში კარგად გამოიხატება რელიეფის ფორმის, ხეობის განფენილობის თუ

ფერდობის ექსპოზიციის გავლენა. მაგალითად, კოდორის, ენგურის, ცხენისწყლის ხეობების იმ ადგილებში, რომელთაც განედური მიმართულება გააჩნიათ, ნალექები მნიშვნელოვნად კლებულობს და შეადგენს 1000-1200მმ-ს. სამაგიეროდ ბზიფის, კოდორის, ეგრისის და რაჭის ქედების ზღვისკენ მიქცეულ ფერდობებზე ნალექები უზვად მოდის(2800მმ), დასავლეთ კავკასიონის თხემურ ნაწილში კი აღემატება 3000მმ-ს.

აღმოსავლეთ საქართველო ნალექების მცირე რაოდენობით ხასიათდება. განსაკუთრებით მცირე ნალექები მოდის ივრის ზეგანზე და ქვემო ქართლის ვაკეზე, სადაც



ნახ.5.3.1. ატმოსფერული ნალექები. მმ.წელიწადი (M.C.Хвичия,1971)

ნალექების წლიური ჯამი 400მმ-ზე ნაკლებია. შიდა ქართლის ვაკეზე ნალექები იზრდება 600მმ-მდე, ალაზნის ველზე-800მმ-მდე, კავკასიონის საშუალო მთიანეთში-1000-1200მმ-მდე, ხოლო მისივე თხემურ ნაწილში-2000მმ-მდე.

მცირე ნალექებით ხასიათდება სამხრეთ საქართველო. განსაკუთრებით მცირეა ნალექები ახალქალაქის ზეგანზე და მდინარე ხრამის ზემო წელში, სადაც წლის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა შეადგენს 500-600მმ-ს. აქ ნალექების ყველაზე დიდი რაოდენობა-1200მმ მოდის თრიალეთის ქედის დასავლეთ ნაწილში.

წლის ცივი და თბილი პერიოდების განმავლობაში მოსული ნალექების განაწილება დასავლეთ საქართველოში წლიური ნალექების ჯამების განაწილების ანალოგიურად-დასავლეთიდან აღმოსავლეთით კლებულობს და უკეთესად ტენიანდება დასავლეთით მიმართული ფერდობები. ცივი პერიოდის განმავლობაში დასავლეთ საქართველოში მოსული ნალექები შეადგენს 350-1800მმ-ს, ხოლო თბილი პერიოდის განმავლობაში-430-2100მმ-ს. აღმოსავლეთ საქართველოში ნალექების ცვალებადობა ცივი და თბილი პერიოდების განმავლობაში შეადგენს შესაბამისად 90-500მმ-ს და 260-1200მმ-ს.

ნალექების წლიური სვლა დიდი მრავალფეროვნებით გამოირჩევა. შ.ჯავახიშვილი(1977) გამოყოფს ნალექების წლიური სვლის 5 ტიპს: ზღვიურს(მაქსიმუმი შემოდგომაზე, მინიმუმი გაზაფხულზე), ხმელთაშუაზღვიურს(მაქსიმუმი ზამთარში, მინიმუმი ზაფხულში), კონტინენტურს(მაქსიმუმი გაზაფხულზე ან ზაფხულში, მინიმუმი ზამთარში), გარდამავალს(მაქსიმუმი ზამთარში ან ზაფხულში, მინიმუმი გაზაფხულზე) და შერეულს(მაქსიმუმი შემოდგომაზე, მინიმუმი ზაფხულში, ან ზამთარში).

ატმოსფერული ნალექების წლიური სვლის მაგალითები მოტანილია ცხრილში 5.3.1.

ცხრილი 5.3.1. ატმოსფერული ნალექების წლიური სვლა. მმ.

პუნქტი	თვეები												წელი
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
სოხუმი	152	135	132	129	113	109	117	109	151	127	137	144	1555
ბათუმი	281	228	174	122	92	163	182	255	335	306	304	276	2718
ქუთაისი	174	168	136	112	92	105	115	95	124	143	156	166	1586
ზარაგაული	138	124	118	100	118	124	102	82	92	115	124	129	1366
მესტია	75	70	80	83	93	83	81	79	86	101	83	81	992
თბილისი	19	27	36	57	93	58	52	39	46	46	40	26	559

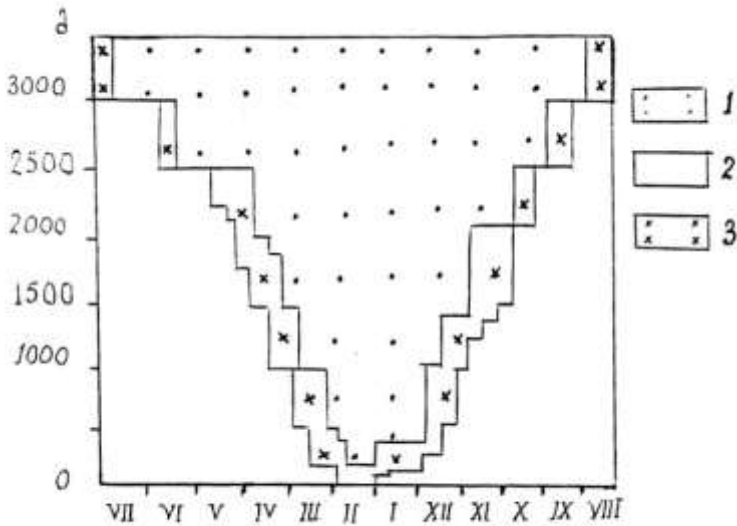
ცხრილიდან ჩანს, რომ ნალექების წლიური სვლის ზღვიური ტიპი დამახასიათებელია ბათუმიისათვის, ხმელთაშუაზღვიური-სოხუმისა და ქუთაისისათვის, კონტინენტური-თბილისისათვის, გარდამავალი-ხარაგაულისათვის, ხოლო შერეული-მესტიისათვის.

5.4. ნალექთა ტიპები

თანამედროვე ლიტერატურაში ნალექების კლასიფიკაციას საფუძვლად უდევს მათი გარეგანი სახე (მორფოლოგია) და წარმოშობის ფიზიკური პირობები (გენეტიკა). **მორფოლოგიური თვალსაზრისით** განასხვავებენ ნალექთა სამ ძირითად სახეობას-მყარს, თხევადს და შერეულს. ამ სახეობების ნალექთა განაწილება მთებში ადგილის სიმაღლეზეა დამოკიდებული. თუ ზღვის დონეზე მყარი ნალექების ხვედრითი წილი ნალექების საერთო რაოდენობაში უმნიშვნელოა, 1000მ-სიმაღლეზე დაახლოებით 20-25%-ია, ხოლო 3000მ-ზე- 95%-ზე მეტია(ნახ.5.4.1.)

თოვლის საფარის მახასიათებლების განაწილების მიხედვით საქართველოს ტერიტორიაზე სამი ზონა გამოიყოფა (Л.К.Папинашвили,1971).

I ზონა მოიცავს თოვლის ხაზის ზემოდ განლაგებულ ტერიტორიებს, როგორც კავკასიონის ფერდობებზე, ისე სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში. ზონა ხასიათდება მდგრადი თოვლის საფარით. თოვლის საფარის სიმძლავრე კლებულობს დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით. ამავე მიმართულებით კლებულობს თხევადი ნალექებიც. თოვლის საფარის დიდი სიმაღლეები აღინიშნება ლიხის ქედის დასავლეთ ფერდობზე. მთა-საბუეთში თოვლის საფარის სიმაღლე 90სმ-ს აღწევს.



ნახ.5.4.1. ნალექების შიდათვიური თანაფარდობის წლიური სვლა სიმაღლის მიხედვით: 1-მყარი ნალექები; 2-თხევადი ნალექები; 3-შერეული ნალექები (И.А.Швер, 1976)

II ზონა მოიცავს კავკასიონის და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის იმ ნაწილს, რომელიც მდებარეობს I ზონის დაბლა. მისი ქვედა საზღვარი განლაგებულია 500-700მ-ზე ზღვის დონედან. ზამთრის უხვი ნალექები და ჰაერის მაღალი დატენიანება დასავლეთ საქართველოში განაპირობებს თოვლის საფარის დიდ სიმაღლეს. განსაკუთრებით გამოირჩევიან მდინარეების ბზიფის, გუმისტის და კოდორის ხეობები. მყარი ნალექების დიდი რაოდენობა მოდის არაგვის ხეობაში. ჯვრის უღელტეხილზე თოვლის საფარის საშუალო დეკადური სიმაღლე 200სმ-ს აღწევს. უფრო დიდია თოვლის საფარის სიმაღლე სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის დასავლეთ ნაწილში. ცისკარასა და

ბახმაროში თოვლის საფარის სიმაღლის უდიდესი მნიშვნელობები შეადგენს შესაბამისად 304 და 250სმ-ს. სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის აღმოსავლეთ ნაწილში თოვლის საფარის სიმძლავრე მნიშვნელოვნად კლებულობს. ასე მაგალითად, ფარავნის ხეობაში ის შეადგენს 24-58სმ-ს, ხოლო თრიალეთის ქედის უკიდურეს აღმოსავლეთ ნაწილში -20-30სმ-ს. აქ თოვლის საფარის რამდენადმე გაზრდილი სიმძლავრე ბორჯომ-ბაკურიანის რაიონში აღინიშნება.

III ზონას უკავია საქართველოს მთათაშორისი ბარი. მისი ზედა საზღვარი დასავლეთ საქართველოში 500-550მ, ხოლო აღმოსავლეთში 700-800მ სიმაღლეზე მდებარეობს. მას განეკუთვნება შავი ზღვის სანაპირო, კოლხეთის დაბლობის დიდი ნაწილი, შიდა და ქვემო ქართლის ვაკეები, ალაზნის ველი და იორის ზეგანი. აქ თოვლის საფარი არამდგრადია, შესაძლოა წლის განმავლობაში საერთოდ არ მოვიდეს.

გენეტიკური თვალსაზრისით ნალექების აგრეთვე სამ ტიპს განასხვავებენ:

1. ჟინჟლი. ყალიბდება ფენა და ფენა-გროვა ღრუბლებში, რომლებიც ხასიათდება მცირე ვერტიკალური სიმძლავრით და წვეთის დამსხვილება ვერ ხერხდება. ჟინჟლი ნალექების ინტენსივობა ძალზე უმნიშვნელოა.

2. გაბმული ნალექი. დამახასიათებელია თბილი ფრონტის ღრუბლებისათვის. მოიცავს დიდ ფართობს, ხანგრძლივი და ერთნაირი საშუალო ინტენსივობისაა.

3. თავსხმა ნალექი. მოდის მძლავრი გროვა-წვიმის ღრუბლებიდან. ხშირად ის დაკავშირებულია ცივი ფრონტის გავლასთან. მისი ინტენსივობა დიდია, ხანგრძლივობა კი მცირე.

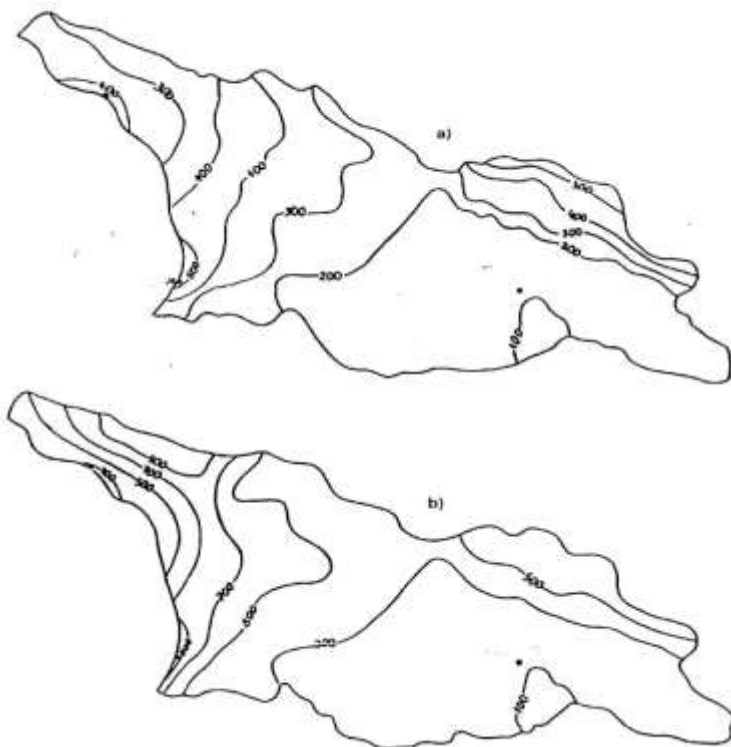
დასავლეთ საქართველოსათვის ძირითადად დამახასიათებელია წვრილწვეთოვანი გაბმული და თავსხმა ნალექები, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოსათვის-თავსხმა ნალექები(ცხრილი 5.4.1).

ცხრილი 5.4.1. ნალექთა ტიპების განმეორადობა.%.
(Ж.Д.Алибегова, Э.Ш.Элизбарашвили, 1980)

ოლქი	ჟინჯული	წვრილწვე თოვანი გაბბული	მსხვილწვე თოვანი გაბბული	თავსხმა
დასავლეთ საქართველო	11	34	24	31
აღმოსავლეთ საქართველო	7	28	24	41

თავსხმა ნალექების ხვედრითი წილი ნალექების საერთო ჯამში 40-80%-ს შეადგენს. ყველაზე დიდი წილი მოდის ახმეტაში(80%), ბათუმში(77%) და ახალქალაქში (74%). ტყიბულში, ფოთში, თელავსა და გალში თავსხმა ნალექები შეადგენს ნალექების საერთო რაოდენობის 65-66%-ს, გაგრაში, სამტრედიაში, წყალტუბოში, გურჯაანში, თბილისში-დაახლოებით 60%-ს, ბოლნისში და ბაკურიანში-50%-ს, ხაიშში, მთა-საბუეთში, აბასთუმანში, მანგლისში და გოდერძის უღელტეხილზე-50%-ზე ნაკლებს. ყოველივე ეს რაოდენობრივად ნაჩვენებია ნახ.5.4.2-ზე.

თავსხმა ნალექების ხანგრძლივობა ნალექების საერთო ხანგრძლივობის 35%-ზე ნაკლებია. ამასთანავე თავსხმა ნალექები ყველაზე ხანგრძლივია ახალქალაქში-35%, ახმეტასა და ცხინვალში ხანგრძლივობა 20-25%-ია, ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე- 20%-ზე ნაკლებია, ხოლო



ნახ.5.4.2. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მოსული გაბმული(a) და თავსნმა(b) ნალექების ჯამები (Э.Ш.Элиზбарაშვილი,З.Б.Чавчანიძე,М.С.Янакидис,1994) ხაიშში, საქარაში, მთა-საბუეთში, ბილნისში, ხულოში და გოდერძის გადასასვლელზე-10%-ზე ნაკლებია.

5.5. სეტყვა

სეტყვა საშიშ ატმოსფერულ მოვლენათა რიცხვს მიეკუთვნება. ის ხშირია საქართველოშიც და განპირობებულია, როგორც ფრონტალური, ისე ადგილობრივი პროცესებით. მისი მოსვლა ხორციელდება ჰაერის მასების შემოჭრის შედეგად დასავლეთიდან, აღმოსავლეთიდან ან ამიერკავკასიის სამხრეთში ტალღური აღრევების გამო. აღმოსავლეთ საქართველოში სეტყვის მოსვლა 44% შემთხვევაში განპირობებულია ცივი ფრონტის შემოჭრით, 24% შემთხვევაში-ტალღური აღრევის გამო, 17% შემთხვევაში-შიდამასიური პროცესების, ხოლო 15% შემთხვევაში-ფრონტალური ოკლუზიის შედეგად (B.M. Гигинейшвили, 1960).

სეტყვა ყველაზე ხშირია ჯავახეთის ზეგანზე, მესხეთის და თრიალეთის ქედის სამხრეთ ფერდობებზე, კახეთის ქედის ჩრდილოეთ ნაწილში და ცენტრალური კავკასიონის მაღალმთიანეთში, სადაც სეტყვის პროცესების განმეორადობა მაქსიმუმს აღწევს და წელიწადში საშუალოდ 9-10 სეტყვიანი დღეა, თუმცა ცალკეულ წლებში აჭარბებს 20 დღეს. მესხეთის და თრიალეთის ქედის ჩრდილოეთის ფერდობებზე, გომბორის ქედზე და კავკასიონის ცენტრალურ ნაწილში საშუალოდ 2-4 სეტყვიანი დღეთა რიცხვია, ცალკეულ წლებში კი აღემატება 10 დღეს. ლიხის ქედზე, აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობ რაიონებსა და მთისწინეთში, აგრეთვე შავი ზღვის სანაპიროსა და კოლხეთის ბარის ცალკეულ რაიონებში წელიწადში 1-2 სეტყვიანი დღეა. კოლხეთის ბარის სამხრეთ და შიდა რაიონებში სეტყვა იშვიათი მოვლენაა.

სეტყვის მოვლენების ძირითადი ტრაექტორიები გადის ბაკურიანზე, აბასთუმანზე, გუდაურზე და ცივ-გომბორზე (B.M. Гигинейшвили, 1960). სწორედ ამ მიმართულებას შეესაბამება ავიაციისათვის განსაკუთრებით საშიში ელჭექების პროცესების განვითარება.

სეტყვის მოსვლის ხანგრძლივობა ერთ პუნქტში ამიერკავკასიისათვის შეადგენს 3-5 წუთს (Я.Г.Сулаквелидзе, 1988). სეტყვის მატარებელი ღრუბელი გადაადგილდება საშუალოდ სიჩქარით 20-30 კმ/სთ-ში. თუ

ჩავთვლით, რომ ერთი ღრუბლიდან სეტყვის მოსვლის ხანგრძლივობა დაახლოებით 1 საათია, დედაძინის ზედაპირზე სეტყვა აღინიშნება 25-30კმ სიგრძის და 1-2კმ სიგანის ტერიტორიაზე.

სეტყვის მოსვლის ხასიათის მიხედვით ი.სულაქველიძემ(1988) საქართველო დაჰყო 5 რაიონად:

1. შავი ზღვის სანაპირო ზოლი. მაქსიმალური დღეთა რიცხვი სეტყვით შეადგენს 8-ს. მაქსიმუმი შეესაბამება შემოდგომას(ოქტომბერი) და ზამთარს(თებერვალი), ხოლო მინიმუმი-გაზაფხულსა და ზაფხულს. სეტყვის მარცვლები ვერ ასწრებენ დამსხვილებას, რადგანაც ნულოვანი იზოთერმა საკმაოდ მაღლაა განლაგებული. ამიტომ რაიონი არაა სეტყვასაშიში.

2. დასავლეთ კავკასიონის მთისწინეთი, ზემო იმერეთი და რიონის ხეობა. სეტყვიან დღეთა რიცხვის მაქსიმუმი 16-ია, ხოლო საშუალო მნიშვნელობა-2,5. ზამთარში სეტყვა პრაქტიკულად არ აღინიშნება, ყველაზე ხშირად კი მაისში იცის.

3. აჭარა-თრიალეთის მთები. სეტყვიან დღეთა მაქსიმუმი 14-ია, ხოლო საშუალო მნიშვნელობა-1,7-ია. სეტყვის პროცესები ყველაზე აქტიურია ივნისში, ხოლო ყველაზე ნაკლებად აქტიური-თებერვალსა და მარტში.

4. აღმოსავლეთ საქართველოს უმეტესი ნაწილი(მტკვრის მარჯვენა სანაპირო). სეტყვიან დღეთა მაქსიმალური რიცხვი 23-ია, საშუალო-3,6. სეტყვა უმთავრესად აპრილიდან სექტემბრის ჩათვლით მოდის.

5. მტკვრის მარცხენა სანაპირო, გარე და შიდა კახეთი, იორის და ალაზნის ზემო დინებები, არაგვის და ლიახვის აუზები. სეტყვიან დღეთა რიცხვის მაქსიმალური მნიშვნელობაა 21, ხოლო საშუალო-3,4. სეტყვის პროცესების ნახევარზე მეტი მოდის მაისსა და ივნისზე. ხშირია აგრეთვე სეტყვა აპრილიდან აგვისტოს ჩათვლით, ამიტომაც ის დიდ საშიშროებას წარმოადგენს სოფლის მეურნეობისათვის.

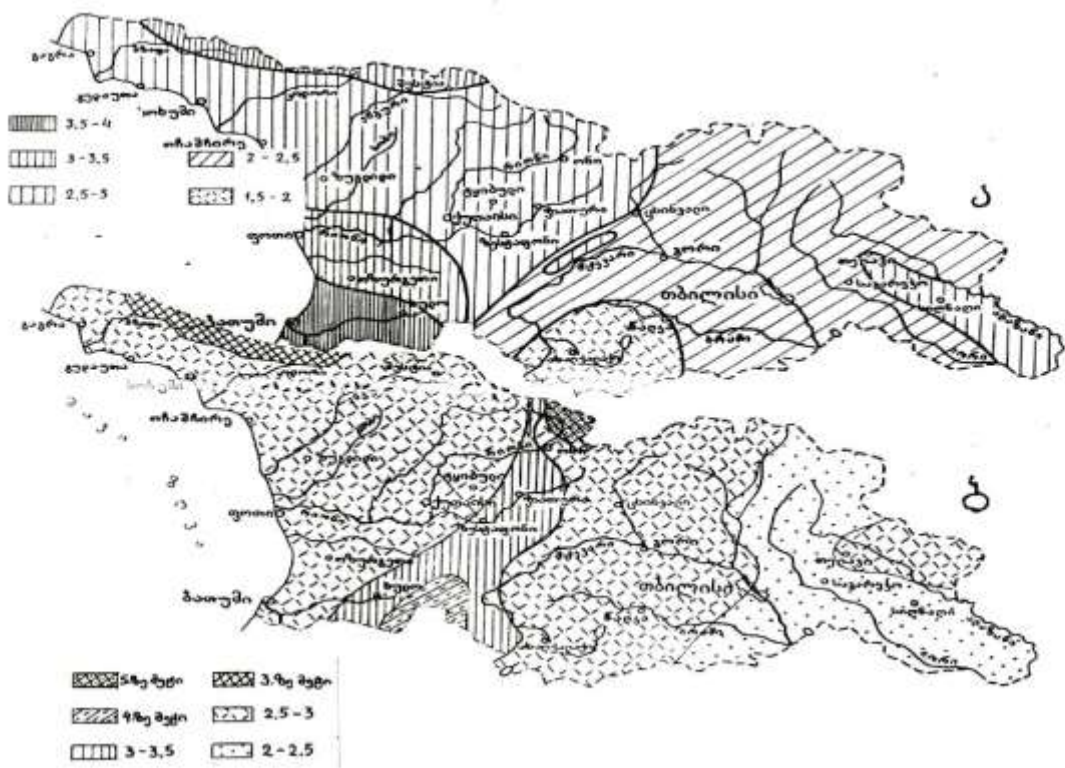
5.6. ნალექიანი პერიოდები

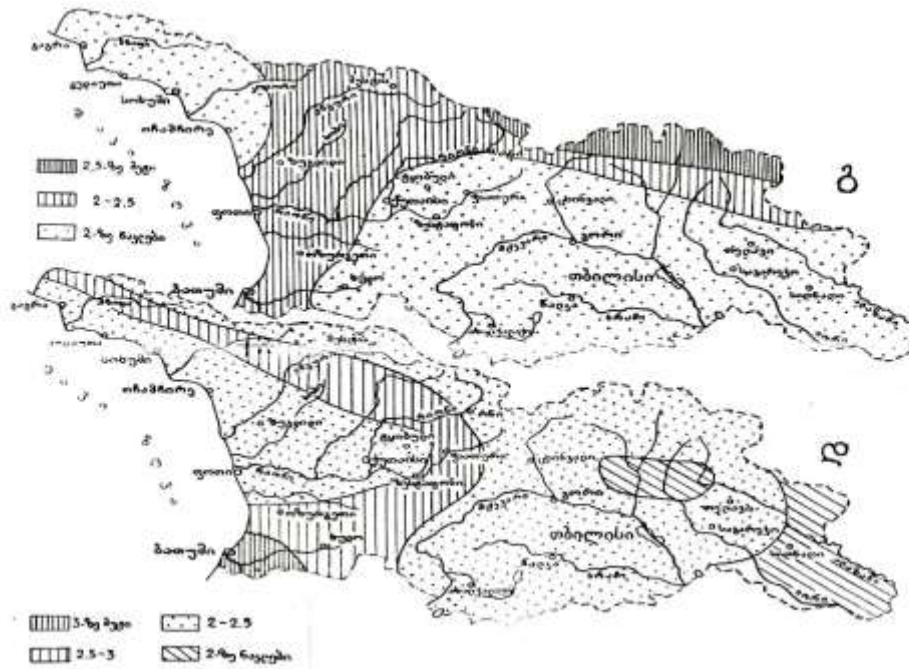
ნალექიანი პერიოდების განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე დიდი კონტრასტულობით ხასიათდება, რაც განპირობებულია აგრეთვე ატმოსფეროს ცირკულაციური

პროცესებისა და რელიეფის ურთიერთქმედებით, და სეზონური თავისებურებებით გამოირჩევა(ნახ.5.6.1).

ზამთარში ნალექიანი პერიოდების საშუალო უწყვეტი ხანგრძლივობა 1,5-4 დღე-ღამის ფარგლებში იცვლება, მინიმუმით სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში, ხოლო მაქსიმუმით აჭარასა და კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში. ეს განპირობებულია ზამთრისათვის დამახასიათებელი ფრონტალური პროცესებით, რომლებიც განსაკუთრებით ინტენსიურია დასავლეთ საქართველოში.

გაზაფხულზე ფრონტალური პროცესების განმეორადობა რამდენადმე იზრდება, ამასთან დაკავშირებით იზრდება ნალექიანი პერიოდების ხანგრძლივობაც (2-5 დღე-ღამე). ზღვისპირა ზოლში და კოლხეთის დაბლობზე ნალექიანი პერიოდების ხანგრძლივობა 2,5-3 დღე-ღამეა, იმერეთის მთისწინა რაიონებში იზრდება 3,5-მდე, ხოლო





ნახ.5.6.1. ნალექებიან დღეთა რიცხვის უწყვეტი ხანგრძლივობა: ა)-იანვარი; ბ)-აპრილი; გ)-ივლისი; დ)-ოქტომბერი (ეელიზბარაშვილი,ზ.ჭავჭავანიძე,1992)

აჭარა-თრიალეთის მთიანი სისტემის დასავლეთ კალთებზე 4 დღე-ღამემდე აღწევს. პერიოდის მაქსიმალური ხანგრძლივობა აღინიშნება კაკასიონის მაღალმთიან ზონაში და მამისონის უღელტეხილის რაიონში 5 დღე-ღამეს შეადგენს. აღმოსავლეთ საქართველოში ნალექიანი პერიოდების ხანგრძლივობა 2-3 დღე-ღამეს შეადგენს, რაც დაკავშირებულია ამ რაიონში ოროგრაფიით განპირობებული ჰაერის მასების დინამიკურ გადაადგილებასთან.

ზაფხულში ფრონტალური პროცესების განმეორადობა მცირდება, ხოლო შიდამასიური პროცესები აქტიურდება. ამ დროს მოსული თავსხმა ნალექების ხანგრძლივობა, როგორც წესი მცირეა, ამის გამო ნალექიანი პერიოდების საშუალო ხანგრძლივობაც კლებულობს.

შემოდგომაზე ნალექიანი პერიოდების ხანგრძლივობა, ისევე როგორც ზაფხულში, 2-4 დღე-ღამეს შეადგენს, მაქსიმუმით აგრეთვე აჭარაში და მინიმუმით აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპურ ზონაში.

სხვადასხვა ხანგრძლივობის ნალექიანი პერიოდების განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობის ტერიტორიული განაწილება ნალექების წლიური ჯამების განაწილების ანალოგიურია- ნალექების უდიდესი რაოდენობა მოდის დასავლეთ საქართველოში, ხოლო უმცირესი-სამხრეთ საქართველოში და აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპურ ზონაში (ცხრილი 5.6.1).

ცხრილიდან ირკვევა, რომ ნალექიანი პერიოდის ხანგრძლივობის ზრდასთან ერთად ნალექების რაოდენობა იზრდება. მაგალითად, აპრილში თუ ერთდღიანი ნალექიანი პერიოდის განმავლობაში დასავლეთ საქართველოში მოდის 9მმ-მდე, ხოლო სამხრეთ საქართველოში-ნმმ ნალექი, სამდღიანი ხანგრძლივობის ნალექიანი პერიოდის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა შესაბამისად 26-42 და 18მმ-ს შეადგენს.

ცხრილი 5.6.1. სხვადასხვა ხანგრძლივობის ნალექიანი პერიოდის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა. მმ
ა)-ხანგრძლივობა 1 დღე-ღამე; ბ)- ხანგრძლივობა 3 დღე
ღამე (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, 1992).

პუნქტი	იანვარი		აპრილი		ივლისი		აგვისტო	
	ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ
სოხუმი	8	28	5	45	11	36	6	29
ბათუმი	7	45	9	27	10	34	12	40
ზუგდიდი	4	19	6	32	13	41	8	44
ქუთაისი	3	31	8	18	5	26	12	29
ცხინვალი	2	58	4	18	5	9	2	22
ახალქალაქი	2	8	6	18	4	10	2	18
თელავი	4	12	3	14	7	5	2	25
ლაგოდეხი	3	11	3	11	5	33	6	27

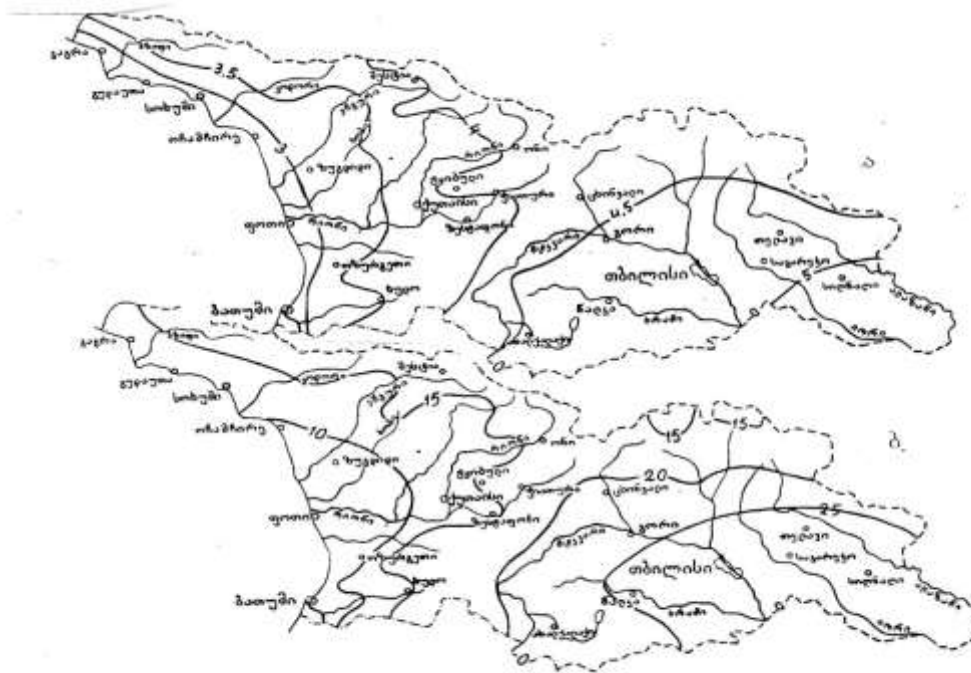
5.7. უნაღეჭო პერიოდები და გვალვა

ნახ.5.7.1.-ზე წარმოდგენილია წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში უნაღეჭო პერიოდების განაწილების რუკები. უწყვეტი უნაღეჭო პერიოდი, როდესაც დღე-ღამური ნალექების ჯამი არ აღემატება 10მმ-ს საქართველოს ტერიტორიაზე იცვლება 10-25 დღის ფარგლებში, მინიმუმით აჭარაში, ხოლო მაქსიმუმით აღმოსავლეთ საქართველოში (გარდაბნის, დედოფლისწყაროს, გურჯაანის, საგარეჯოს, ახალქალაქის რაიონები). როდესაც დღე-ღამური ნალექების ჯამი არ აღემატება 0,1მმ-ს უნაღეჭო პერიოდის ხანგრძლივობა მცირდება, თუმცა ძირითადი ექსტრემუმების ზონები შენარჩუნებულია.

ცხრილში 5.7.1 წარმოდგენილია ცხვადასხვა ხანგრძლივობის უნაღეჭო პერიოდის განმეორადობები საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში განლაგებული პუნქტებისათვის.

ცხრილი 5.7.1 სხვადასხვა ხანგრძლივობის უნაღველო პერიოდის განმეორადობა.%. ა)-ნაღველები 0,1მმ-ზე ნაკლები ან ტოლი; ბ)- ნაღველები 5მმ-ზე ნაკლები ან ტოლი; გ)- ნაღველები 10მმ-ზე ნაკლები ან ტოლი
(ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე,1992)

პუნქტი	გრადუსი	უ უნაღველო პერიოდის ხანგრძლივობა					
		1-3	4-5	6-10	11-15	16-20	21-25
თბილისი	ა	54	16	20	5	5	-
	ბ	36	8	20	20	10	6
	გ	10	20	25	20	5	10
ბათუმი	ა	69	14	10	5	2	-
	ბ	51	16	20	10	2	1
	გ	40	16	20	15	6	3
ქუთაისი	ა	62	16	15	5	1	1
	ბ	39	14	25	10	10	1
	გ	35	16	16	16	10	2
ახალქალაქი	ა	69	10	15	6	-	-
	ბ	15	14	30	20	16	4
	გ	10	10	10	15	15	20
თელავი	ა	71	18	10	1	-	-
	ბ	35	20	3	5	10	-
	გ	30	18	25	15	5	5
ცაყაზბეგი, მალაქმთიანი	ა	66	16	15	2	1	-
	ბ	45	12	30	10	3	-
	გ	18	10	30	10	15	10



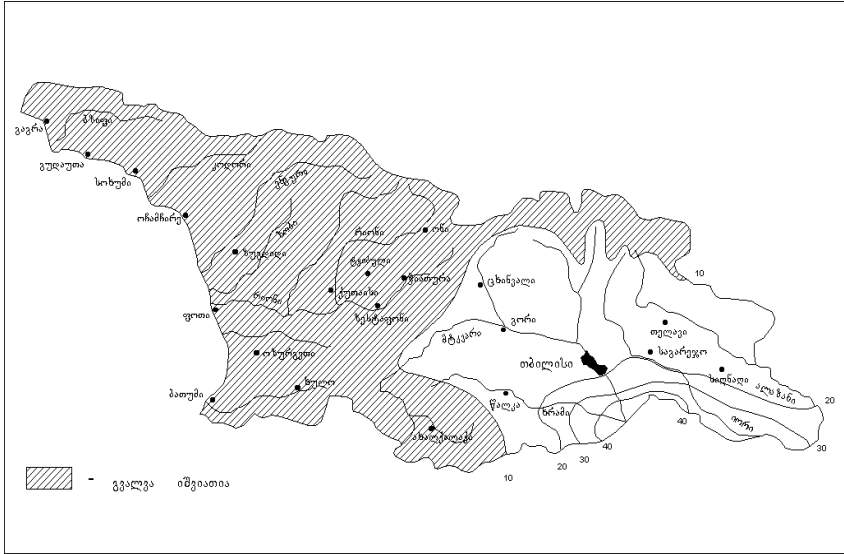
ნახ.5.7.1. უნალექო პერიოდების უწყვეტი ხანგრძლივობა. დღე: ა)-ნალექები 0,1მმ-ზე ნაკლებია; ბ)-ნალექები 10მმ-ზე ნაკლებია

ცხრილში 5.7.1 ტირე მიუთითებს, რომ მოცემული გრადაციის ალბათობა არ აღემატება 1%-ს.

როგორც ცხრილი 5.7.1-დან ჩანს ყველაზე უფრო ალბათურია 1-3 დღის ხანგრძლივობის უნალექო პერიოდი. ასეთი პერიოდის ალბათობა, როდესაც ნალექების რაოდენობა არ აღემატება 0,1მმ-ს შეადგენს 50-70%-ს, ხოლო თუ ნალექების რაოდენობა არ აღემატება 5მმ-ს, შესაბამისი ალბათობა იკლებს 15-50%-მდე.

ხანგრძლივი უნალექო პერიოდები განაპირობებენ გვალვის ჩამოყალიბებას. გვალვა წარმოიქმნება ნალექების უკმარისობისა და გაზრდილი აორთქლების ისეთი თანაფარდობის დროს, რაც იწვევს მკვეთრ შეუსაბამობას მცენარის ტენის მოთხოვნილებასა და ნიადაგიდან მის მიწოდებას შორის. გვალვა განსაკუთრებით საშიშია ზაფხულში. მალალი ტემპერატურა, დაბალი სინოტივე და ძლიერი აორთქლება აშრობს ნიადაგის ზედა ფენებს, აფერხებს ვეგეტატიური მასის დაგროვებას, ამცირებს მცენარის კვირტს და ზრდის ფესვებს, საერთო ჯამში კი ამცირებს ყველა სასოფლო-სამეურნეო კულტურის მოსავლიანობას.

ცნობილია გვალვის ინტენსივობის შეფასების სხვადასხვა აგრომეტეოროლოგიური მაჩვენებელი-გ.სელიანინოვის ჰიდროთერმული კოეფიციენტი, ვ.პოპოვის ჰავის სიმშრალის კოეფიციენტი, ტორნვეიტის ტენიანობის ინდექსი და სხვ. მიუხედავად ამისა გვალვის ყველაზე საიმედო მაჩვენებელია ტენის მარაგი ნიადაგის ფესვწარმომქნელ შრეში. ტერიტორიის ტენით უზრუნველყოფის კრიტიკულ ნორმად მიღებულია ნალექების ჯამი სავეგეტაციო პერიოდში 150-200მმ-ის ფარგლებში. აქედან გამომდინარე მკაცრ გვალვად მიღებულია პერიოდი, როდესაც ნალექების ჯამი სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში არ აღემატება 150მმ-ს. ასეთი გვალვები საკმაოდ ხშირად აღინიშნება აღმოსავლეთ საქართველოში(ნახ.5.7.2.). აღმოსავლეთ საქართველოს ზოგიერთ რაიონში მკაცრი გვალვის ალბათობა 40%-ს აღემატება, რაც იმას ნიშნავს, რომ ასეთი გვალვა მისალოდნელია ყოველ ორ-სამ წელიწადში ერთხელ.



ნახ.5.7.2. მკაცრი გვალვების განმეორადობა. %.
(ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, 1992)

დიდი სიმკაცრით გამოირჩეოდა 2006 წლის გვალვა, როდესაც ხანგრძლივი უნალექო პერიოდის განმავლობაში შენარჩუნებული იყო მაღალი ტემპერატურული ფონი.

სშირი გვალვიანობა განაპირობებს გაუღაბნობების პროცესების გააქტიურებას, რასაც საფუძვლიანად მონოგრაფიის მე-12 თავში განვიხილავთ.

თავი 6. ნიადაგების კლიმატი და კლიმატური რესურსები

6.1 ნიადაგების თერმული რეჟიმი და სითბური რესურსები

დედამიწის ზედაპირზე მოსული მზის რადიაცია განაპირობებს ქვეფენილი ზედაპირის სითბურ რეჟიმს. გამთბარი დედამიწის ზედაპირიდან სითბო გადაეცემა ატმოსფეროს. სითბოს გადატანა ნიადაგიდან ატმოსფეროსაკენ ხორციელდება მოლეკულური სითბოგამტარობის, ტურბულენტური შერევის, სითბური კონვექციის, რადიაციული სითბოგამტარობის, და ტენის აორთქლებისა და შემდგომი კონდენსაციის გზით.

ჩამოთვლილი პროცესებიდან წამყვანი როლი ტურბულენტურ შერევას და სითბურ კონვექციას ეკუთვნის. ძირითადად ამ პროცესების გავლენით ყალიბდება ნიადაგის და ატმოსფეროს ტემპერატურათა თანაფარდობა, რაც წრფივი ფუნქციით გამოისახება(ე.ელიზბარაშვილი, თ.ხელაძე, დ.ჭავჭავანიძე, ნ.სულხანიშვილი,1992):

$$T_b = kT_n + T_{bo} \quad (6.1.1.)$$

სადაც T_b -ჰაერის ტემპერატურაა, T_n -ნიადაგის ტემპერატურაა, k -კოეფიციენტი, ხოლო T_{bo} – ჰაერის ტემპერატურაა, როდესაც ნიადაგის ტემპერატურა ნულის ტოლია(იხ. ცხრილი 6.1.1.).

ცხრილი 6.1.1. პარამეტრები (6.1.1.) ფორმულისათვის და კორელაციის კოეფიციენტი (ე.ელიზბარაშვილი,თ.ხელაძე, ზ.ჭავჭავანიძე, ნ.სულხანიშვილი,1992)

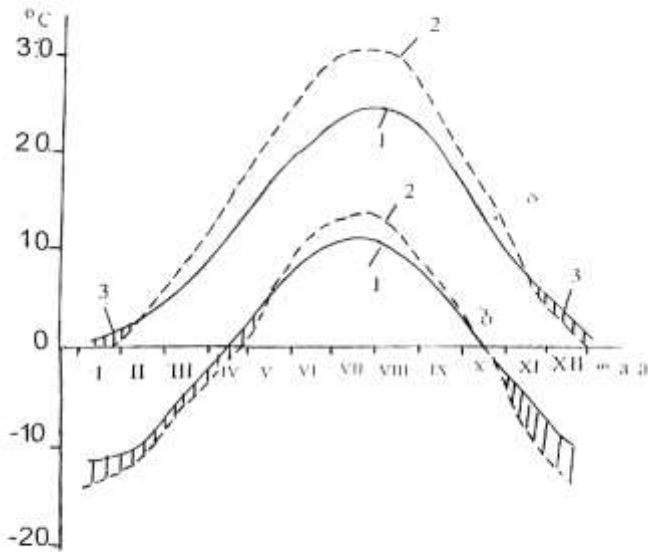
პარამეტრი	თვეები			
	I	IV	VII	X
k	0,85	0,86	1,04	1,00
T_{bo}	0,72	-0,85	-5,70	-0,98
R	0,96	0,95	0,93	0,95

მთლიანად საქართველოს ტერიტორიაზე წლის უმეტესი დროის განმავლობაში, როდესაც რადიაციული ბალანსი დადებითია, ნიადაგი ჰაერთან შედარებით თბილია,

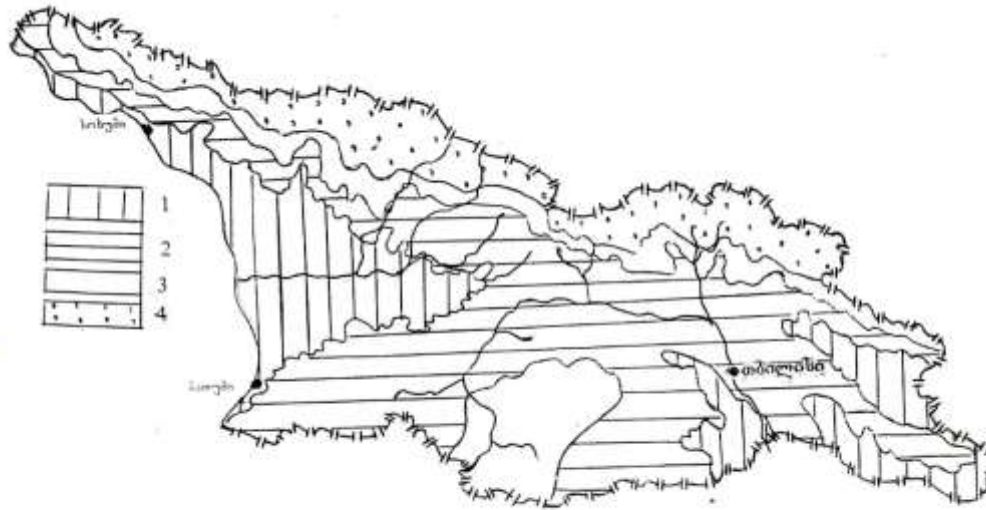
ხოლო ზამთარში ნიადაგი გამოსხივების გამო კარგავს სითბოს და ჰაერზე მეტად ცივდება. მაგალითად, ნახ.ნ.1.1-დან ჩანს, რომ თბილისში ნიადაგის ტემპერატურა დაახლოებით თებერვლის შუა რიცხვებიდან ნოემბრის შუა რიცხვებამდე აღემატება ჰაერის ტემპერატურას. წლის დანარჩენ დროს აღინიშნება შებრუნებული სურათი- ჰაერის ტემპერატურა აღემატება ნიადაგის ტემპერატურას, ანუ ადგილი აქვს უარყოფით სითბოცვლას. თითქმის ანალოგიური მდგომარეობაა ბათუმსა და დედოფლისწყაროში. ჯვრის უღელტეხილზე, ზღვის დონედან 2395მ სიმაღლეზე, ჰაერი თბება ხანმოკლე პერიოდის განმავლობაში-მაისის დასასრულიდან ოქტომბრის დასასრულამდე, წლის უმეტესი დროის განმავლობაში კი გაბატონებულია უარყოფითი სითბოცვლა. წნორში, რუსთავეში, მარნეულში, სამგორში, იორმულანლოში და სხვა თბილი მშრალი ჰავისა და ნიადაგების პირობებში უარყოფით სითბოცვლა არ აღინიშნება. ასეთი განსხვავებანი ნიადაგ-ატმოსფეროს სისტემის თერმული რეჟიმის ჩამოყალიბებაში განპირობებულია ნიადაგების განსხვავებული სითბური თვისებებით.

ნიადაგების გეოთერმული პირობების გამოკვლევის საფუძველზე საქართველოს ტერიტორიაზე გამოყოფილია მეტად თბილი, თბილი, ზომიერად თბილი, ზომიერი და ცივი ნიადაგების გეოთერმული რაიონები(ნახ.ნ.1.2.).

მეტად თბილ ნიადაგებს უკავია კოლხეთის ბარის თითქმის მთელი ტერიტორია და მთისწინეთის ნაწილი, აგრეთვე ალაზნის ვაკე, ივრის ზეგნისა და ქვემო ქართლის ვაკის ნაწილები. აქ წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში (აპრილი-ოქტომბერი) ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა 22⁰-ს, ხოლო 20სმ სიღრმეზე ტემპერატურა 20⁰-ს აღემატება. თბილი ნიადაგები გავრცელებულია საქართველოს ტერიტორიის უდიდეს ნაწილზე კავკასიონისა და სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის მთისწინეთის ჩათვლით,



ნახ.6.1.1. ჰაერის(1) და ნიადაგის ზედაპირის(2) ტემპერატურების წლიური სვლა თბილისში(ა) და ჯვრის უღელტეხილზე(ბ); 3-უარყოფითი სითბოცვლა

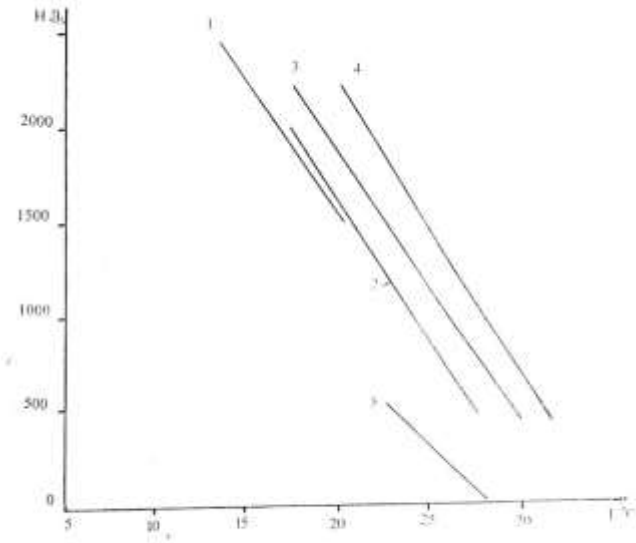


ნახ.6.1.2. საქართველოს გეოთერმული რაიონები: 1-მეტად თბილი ნიადაგები; 2- თბილი ნიადაგები; 3-ზომიერად თბილი ნიადაგები; 4-ზომიერი და ცივი ნიადაგები

იმერეთის მაღლობზე, შიდა ქართლის ვაკეზე და ა.შ. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა აქ $15-20^{\circ}$ -ია, ხოლო 20სმ სიღრმეზე 20° -ს აღემატება. ზომიერად თბილი ნიადაგები გავრცელებულია კავკასიონის ქედის ვიწრო ზოლში და აგრეთვე საქართველოს სამხრეთი მთიანეთის მნიშვნელოვან ნაწილზე, სადაც ტემპერატურა წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში როგორც ნიადაგის ზედაპირზე, ისე 20სმ სიღრმეზე $10-15^{\circ}$ -ს შეადგენს. კავკასიონის მთავარი ქედის მნიშვნელოვანი ნაწილი უკავია ზომიერ და ცივ ნიადაგებს, სადაც ტემპერატურა ნიადაგის ზედაპირზე 10° -ზე ნაკლებია, ხოლო 20სმ სიღრმეზე $0-10^{\circ}$ -ს შეადგენს.

ამ ზოგადი კანონზომიერებების გარდა ნიადაგის ტემპერატურა თითოეულ რაიონში დამოკიდებულია რელიეფის ფორმაზე. რელიეფის დადებითი ფორმები იანვარში უფრო თბილია, ხოლო ივლისში ცივი, ვიდრე რელიეფის უარყოფითი ფორმები. ტემპერატურათა სხვაობა რელიეფის განსხვავებულ ფორმებს შორის იანვარში 3° , ხოლო ივლისში $5-6^{\circ}$ -მდე აღწევს.

განსხვავებული სითბური თვისებები გააჩნია სხვადასხვა ტიპის ნიადაგებს (ნახ.6.1.3.). დასავლეთ საქართველოს სუბტროპიკული ზონის ტენიანი ნიადაგები ივლისში $4-8^{\circ}$ -ით ცივია, კახეთის შედარებით მშრალი ჰავის ნიადაგებზე. კარგად თბებიან სამხრეთ საქართველოს მთიანეთისა და აღმოსავლეთ საქართველოს მთა-სტეპური ზონის ნიადაგები, მათთან შედარებით $1-2^{\circ}$ -ით ცივია აღმოსავლეთ საქართველოს მთა-ტყის ზონის ნიადაგები, ხოლო უკანასკნელთან შედარებით კიდევ $1-2^{\circ}$ -ით ცივია დასავლეთ საქართველოს იგივე ზონის ნიადაგები. ნიადაგების ტემპერატურის ცვლილების ასეთი ხასიათი დასავლეთ საქართველოს ნიადაგების დიდი სითბო- და ტენტეკვადობით, აგრეთვე მათთვის დამახასიათებელი წყლის დიდი მარაგით აიხსნება. ამავე დროს სითბოს დიდი რაოდენობა იხარჯება აორთქლებაზე ნოტიო ნიადაგებიდან და ამიტომ ისინი შედარებით ნაკლებად თბებიან, ვიდრე მშრალი ნიადაგები.



ნახ.6.1.3. ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის დამოკიდებულება ადგილის სიმაღლეზე: 1-მთა-მდელოს ზონის ნიადაგები; 2-დასავლეთ საქართველოს მთა-ტყის ზონის ნიადაგები; 3-აღმოსავლეთ საქართველოს მთა-ტყის ზონის ნიადაგები; 4-აღმოსავლეთ და სამხრეთ საქართველოს მთა-სტეპების ზონის ნიადაგები; 5--დასავლეთ საქართველოს სუბტროპიკული ზონის ნიადაგები (ე.ელიზბარაშვილი, თ.ხელაძე, ზ.ჭავჭავანიძე, ნ.სულხანიშვილი, 1992)

ნახ.6.1.3.-ზე წარმოდგენილი დამოკიდებულებები აღიწერება შემდეგი სახის წრფივი განტოლებებით:

$$T_n = T_o - \gamma H, \quad (6.1.2.)$$

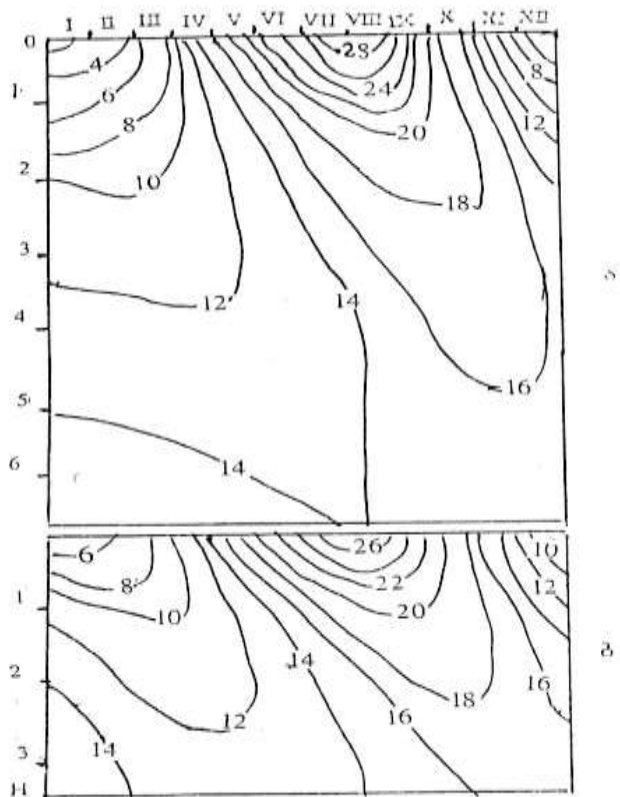
სადაც T_n -ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაა, H -სიმაღლეა ზღვის დონედან მეტრებში, T_o -ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურაა ზღვის დონეზე, ხოლო γ -ნიადაგის

ზედაპირის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტია (ცხრილინ.1.3.).

ცხრილინ.1.3. T_0 და γ –ის მნიშვნელობები(ე.ელიზბარაშვილი, თ.ხელაძე, ზ.ჭავჭავანიძე, ნ.სულხანიშვილი,1992)

მნიშვნელობის ტიპი	T_0 °C	γ °C/ მ
მთა-მდელოს ზონის	32	0,0081
დასავლეთ საქართველოს მთა-ტყის ზონის	31	0,0070
აღმოსავლეთ საქართველოს მთა-ტყის ზონის	33	0,0078
აღმოსავლეთ საქართველოს მთა-სტეპის ზონის	34	0,0067
დასავლეთ საქართველოს სუბტროპიკული ზონის	28	0,0122

ტემპერატურათა სხვაობა ნიადაგის ზედაპირსა და უფრო ღრმა ფენებს შორის დამოკიდებულია ნიადაგის სითბოგამტარობაზე, სითბოტევადობაზე და ტემპერატურაგამტარობაზე (ნახ.ნ.1.4). ტენიანი ნიადაგები ხასიათდებიან მაღალი ტემპერატურაგამტარობით, ამიტომ ტემპერატურათა სხვაობა ნიადაგის ზედაპირსა და ღრმა ფენებს შორის დასავლეთ საქართველოში, სადაც უფრო ტენიანი ნიადაგებია, მინიმალურია. მაგალითად, ტემპერატურათა სხვაობა ნიადაგის ზედაპირზე და 20სმ სიღრმეში დასავლეთ საქართველოს სუბტროპიკული ზონის ნიადაგებისათვის შეადგენს 1^0 -ს, მთა-ტყის ზონის ნიადაგებისათვის- 3^0 -ს, ხოლო სამხრეთ საქართველოს მთიანეთისა და აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპური ზონის ნიადაგებისათვის- 4^0 -ს. ასეთი კანონზომიერება შენარჩუნებულია უფრო ღრმა ფენებშიც.



ნახ.6.1.4. ნიადაგის ზედა ფენების თერმოიზოპლეტები თბილისში(ა) და ჩაქვში(ბ). °C

ნიადაგის სიღრმეში ტემპერატურის განაწილება სეზონურ ხასიათს ატარებს. ზაფხულში ტემპერატურა სიღრმის მიხედვით კლებულობს, ხოლო ზამთარში-იზრდება. გაზაფხულზე ტემპერატურა თავდაპირველად მცირდება, ხოლო გარკვეული სიღრმიდან დაწყებული იზრდება. შებრუნებული ხასიათი აქვს ტემპერატურის განაწილებას შემოდგომით. სიღრმე საიდანაც იცვლება ტემპერატურის სვლის ხასიათი 1-1,8 მეტრს შეადგენს.

სიღრმის მიხედვით ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა კლებულობს და გარკვეული სიღრმიდან ტემპერატურის წლიური რყევადობა აღარ აღინიშნება. ეს სიღრმე დაახლოებით 8-10 მეტრია, მის ქვემოლ მდებარეობს მუდმივი წლიური ტემპერატურის სიღრმე, სადაც არ აღინიშნება ტემპერატურის არც წლიური და არც დღე-ღამური რყევადობა.

ტემპერატურის მაქსიმუმის და მინიმუმის დადგომის პერიოდები სიღრმის მიხედვით გვიანდება. მაგალითად, თბილისში ნიადაგის ზედაპირზე ტემპერატურის მინიმუმი მყარდება იანვრის პირველ ნახევარში, 1 მეტრ სიღრმეზე-თებერვლის შუა რიცხვებში, 2 მეტრ სიღრმეზე-მარტის დასაწყისში, 3 მეტრ სიღრმეზე-აპრილში, 6 მეტრ სიღრმეზე-ივლისში. მაქსიმუმი აღინიშნება ნიადაგის ზედაპირზე ივლისში, 1 მეტრ სიღრმეზე-აგვისტოში, 2 მეტრ სიღრმეზე-სექტემბერ-ოქტომბერში, 6 მეტრ სიღრმეზე-დეკემბერში. რადგანაც მშრალი ნიადაგები გაცილებით სწრაფად თბებიან და სწრაფადვე ცივდებიან, ვიდრე ნოტიო ნიადაგები, ტემპერატურის მაქსიმუმის და მინიმუმის დამყარება ნოტიო ნიადაგებში გვიანდება. ტემპერატურის მაქსიმუმის და მინიმუმის დამყარება ყოველ 1 მეტრ სიღრმეზე მშრალ ნიადაგებში(თბილისი) აგვიანებს საშუალოდ 30 დღით, ხოლო ნოტიონ ნიადაგებში(ჩაქვა)-35-40 დღით.

6.2. ნიადაგების დატენიანების რეჟიმი და ტენის რესურსები

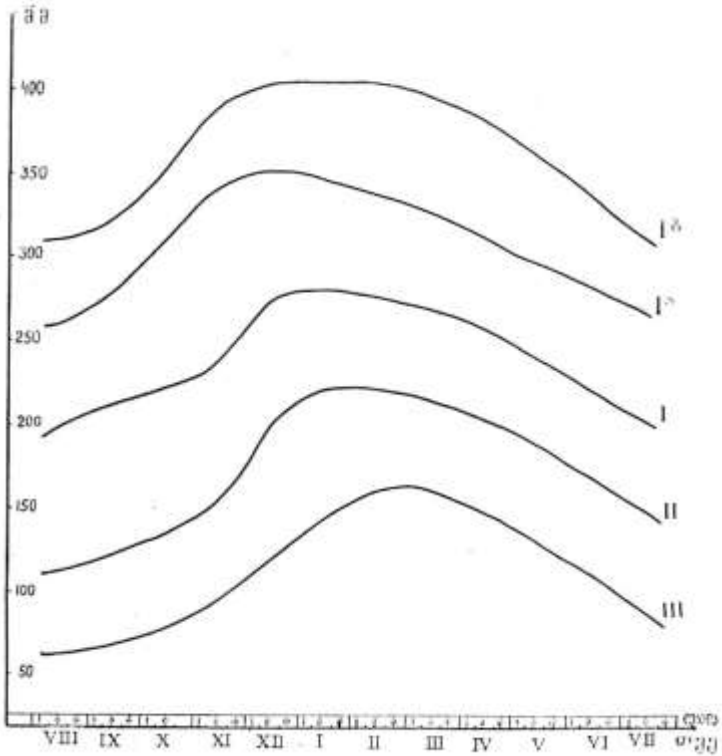
საქართველოს ნიადაგების დატენიანების ხასიათში გამოვლენილია პროდუქტიული ტენის მარაგის დინამიკის 3 ტიპი(ეელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, ნ.სულხანიშვილი,1992): გაწყლოვანების(Iტიპი), კაპილარული დატენიანების(IIტიპი) და გაზაფხულის სრული დასველების(IIIტიპი).

გაწვლოვანების ტიპი წარმოდგენილია 3 ქვეტიპად: ძლიერი გაწვლოვანების(II), ზომიერი გაწვლოვანების(IIa) და სუსტი გაწვლოვანების(I) (ნახ.6.2.1).

ძლიერი გაწვლოვანების ტიპად ჩათვლილია პირობა, როდესაც 1 მეტრი სისქის ნიადაგის ფენაში არსებული პროდუქტიული ტენის მარაგის სიდიდე წლის განმავლობაში 300-400მმ-ს და მეტს შეადგენს. ზომიერი გაწვლოვანების ტიპს მიეკუთვნება ისეთი ნიადაგები, რომელთათვისაც პროდუქტიული ტენის მარაგი წლის განმავლობაში 250-350მმ-ს შეადგენს. სუსტი გაწვლოვანების ნიადაგებისათვის პროდუქტიული ტენის მარაგი წლის განმავლობაში 200-300მმ-ს შეადგენს.

კაპილარული დატენიანების დროს 1 მეტრი სისქის ნიადაგის ფენაში პროდუქტიული ტენის მარაგის სიდიდე წლის განმავლობაში 100-200მმ-ს, ხოლო გაზაფხულის სრული დასველების ტიპის ნიადაგებისათვის-50-150მმ-ს შეადგენს.

გაწვლოვანების აგროჰიდროლოგიური რაიონები მოიცავენ საქართველოს დასავლეთ ნაწილს (ნახ.6.2.2.). ძლიერი გაწვლოვანების რაიონს უკავია კოლხეთის დაბლობის ტერიტორია, რომელიც უშუალოდ აკრავს შავ ზღვას, და გავრცელებულია უმთავრესად ჭაობის და ალუვიური დაჭაობებული ნიადაგები. კოლხეთის დაბლობის დანარჩენი ტერიტორია უკავია ზომიერი გაწვლოვანების რაიონს, ის მოიცავს წითელ- და ყვითელმიწებს, აგრეთვე ალუვიურ და ნაწილობრივ მთა-ტყის ნიადაგებს. დასავლეთ საქართველოს დანარჩენ მთისწინა და მთიან რაიონებში უმთავრესად გავრცელებულია სუსტი გაწვლოვანების ტიპის



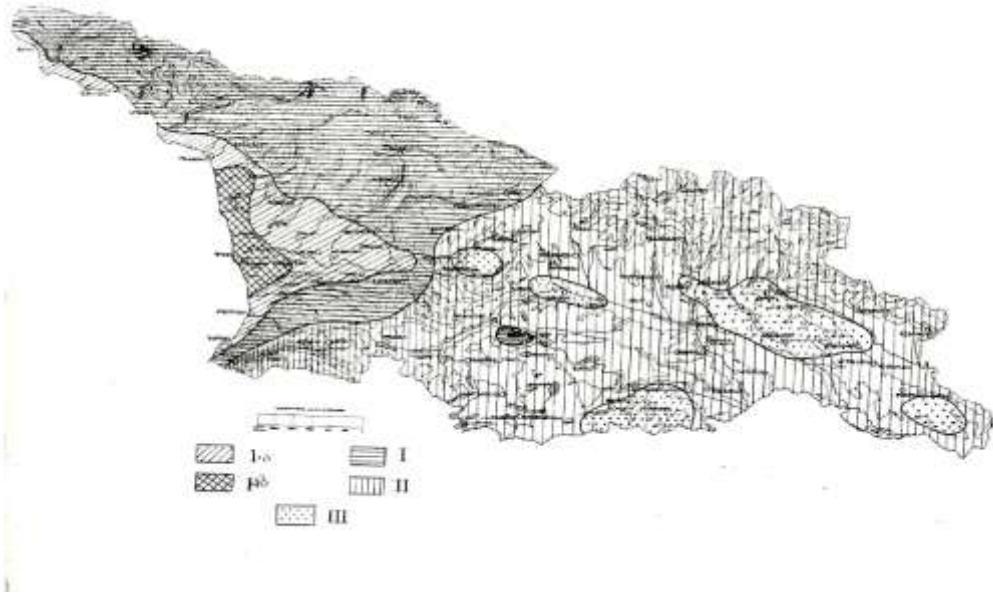
ნახ.6.2.1. ბუნებრივი საფარის ქვეშ 1მ სისქის ნიადაგის ფენაში არსებული პროდუქტიული ტენის მარაგის წლიური სვლის ტიპები: Iბ-ძლიერი გაწყლოვანების; Iა-ზომიერი გაწყლოვანების; I-სუსტი გაწყლოვანების; II-კაპილარული დატენიანების; III-გაზაფხულის სრული დსველების (ე.ელიზბარაშვილი, ზ.ჭავჭავანიძე, ნ.სულხანიშვილი, 1992)

ნიადაგები, რომელთაც მიეკუთვნება მთა-ტყის და მთა-მდელოს ნიადაგები. აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიის დიდი ნაწილი უკავია კაპილარული დატენიანების რაიონს, ხოლო ცალკეულ ადგილებში

ყალიბდება გაზაფხულის სრული დასველების კუნძულოვანი რაიონები.

ზემოდ მსჯელობა ეხებოდა პროდუქტიული ტენის მარაგს ბუნებრივი საფარის ქვეშ, სადაც მელიორაციული საშუალოები არ ტარდება. ამ კანონზომიერებებში გარკვეული კორექტივები შეაქვს კულტურულ მცენარეულობას. კულტურული მცენარეულობა ითვისებს რა ნიადაგის ტენს, განაპირობებს პროდუქტიული ტენის მარაგის შემცირებას. ათვისებული ტენი ხმარდება კულტურის ზრდა-განვითარებას. დახარჯული ტენი სხვადასხვა კულტურისათვის სხვადასხვაა. შემოდგომით, ტემპერატურის დაცემისა და ტენის ნაკლები ხარჯვის გამო, ნიადაგში პროდუქტიული ტენის მარაგი რამდენადმე იზრდება.

პროდუქტიული ტენის მარაგის ხარჯვის ხასიათი დამოკიდებულია, როგორც მცენარეულობაზე, ისე თვით ნიადაგის დატენიანების რეჟიმზე. მაგალითად, ბოლნისში, სადაც ნიადაგი ხასიათდება კაპილარული დატენიანების რეჟიმით, ვეგეტაციის პერიოდის დასაწყისისათვის პროდუქტიული ტენის მარაგი, როგორც ბუნებრივი საფარის, ისე ვაზის კულტურის ქვეშ საერთოდ მცირდება, მაგრამ კულტურის ქვეშ ის მაინც მეტია, რაც გამოწვეულია აორთქლების პროცესების შენელებით. ბუნებრივი საფარიდან აორთქლება უფრო ინტენსიურია, ამიტომაც მის ქვეშ ტენის მარაგი სწრაფად ეცემა. შემოდგომით, მცენარის მიერ ტენის ათვისების გამო, სხვაობა მცირდება. ანალოგიური სურათი აღინიშნება საგარეჯოს, გურჯაანის, ყვარლის, მუხრანის, და კაპილარული დატენიანების და გაზაფხულის სრული



ნახ.6.2.2. საქართველოს აგროპიდროლოგიური რაიონები: 1ბ-ძლიერი გაწყლოვანების; 1ა-ზომიერი გაწყლოვანების; I-სუსტი გაწყლოვანების; II-კაპილარული დატენიანების; III-გაზაფხულის სრული დასველების (ე.ელიზბარაშვილი,ზ.ჭავჭავანიძე,ნ.სულხანიშვილი,1992)

დასველების აგროჰიდროლოგიურ რაიონებში განლაგებულ სხვა აგრომეტეოროლოგიური სადგურების დაკვირვებათა მონაცემებში.

ზუგდიდში, ზომიერი გაწყლოვანების პირობებში, ვეგეტაციის პერიოდის დასაწყისში სხვაობა ბუნებრივი საფარის, სიმინდის და ჩაის კულტურის ქვეშ დაგროვილ პროდუქტიულ ტენის მარაგებს შორის მინიმალურია. ზაფხულის განმავლობაში კულტურის მიერ ტენის ათვისების გამო, ტენის მარაგი სიმინდის და ჩაის კულტურის ქვეშ მინიმუმამდე ეცემა, და შეადგენს 130 და 120მმ-ს შესაბამისად, მაშინ როდესაც ბუნებრივი საფარის ქვეშ ტენის მარაგის რაოდენობა 140მმ-ს აღემატება. შემოდგომით ტემპერატურა ეცემა, მცენარის მოთხოვნილებაც ტენის მიმართ კლებულობს და ამიტომ ტენის მარაგი ნიადაგში იზრდება. ზამთრისათვის პროდუქტიული ტენის მარაგი ბუნებრივი საფარის ქვეშ 160მმ-ს, ხოლო სიმინდისა და ჩაის კულტურის ქვეშ-140მმ-ს აღწევს.

ამბროლაურში, სუსტი გაწყლოვანების აგროჰიდროლოგიური რაიონში, არსებითი სხვაობა ბუნებრივი საფარის და კულტურული მცენარეულობის ქვეშ დაგროვილ პროდუქტიული ტენის მარაგებს შორის არ აღინიშნება.

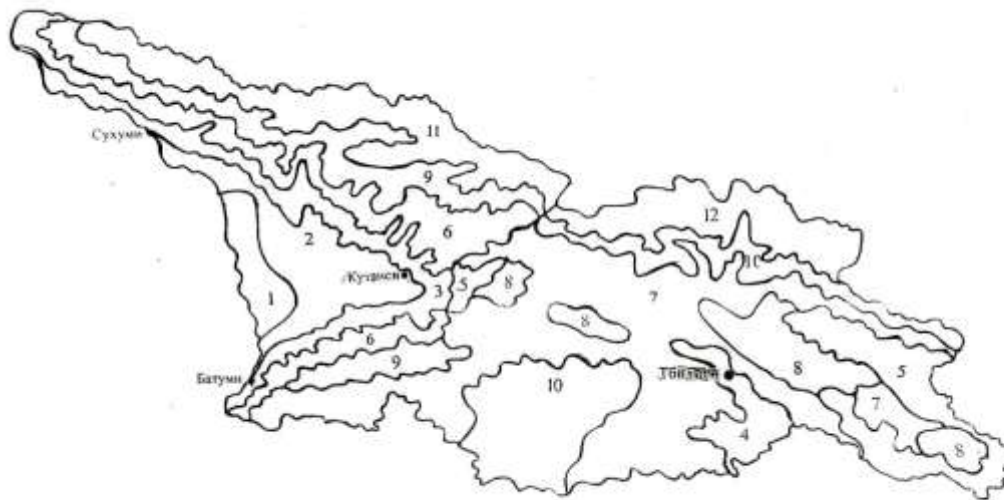
6.3. ნიადაგების კლიმატური დარაიონება

ნიადაგების კლიმატური დარაიონება გულისხმობს ტერიტორიის დაყოფას ნიადაგის ჰავის დამახასიათებელი ელემენტების საფუძველზე ნიადაგ-კლიმატური რესურსების სასოფლო-სამეურნეო შეფასებისა და რაციონალური გამოყენების მიზნით. ნიადაგების კლიმატური დარაიონება წარმოადგენს აგროკლიმატური და უფრო ზოგადი კომპლექსური ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონების შემადგენელ ნაწილს. ამავე დროს ის არსებითად განსხვავდება აგროკლიმატური დარაიონებისაგან, რადგანაც უკანასკნელი ძირითადად ატმოსფეროს კლიმატურ პირობებს ითვალისწინებს, ხოლო ნიადაგების კლიმატური დარაიონება ემყარება თვით ნიადაგების კლიმატური რესურსების შეფასებას.

დღეისათვის არ არსებობს ნიადაგების კლიმატური დარაიონების რაიმე ჩამოყალიბებული კლასიფიკაცია. მეცნიერთა დიდი ნაწილი ნიადაგის კლიმატური რესურსების შესაფასებლად წამყვან ფაქტორებად ნიადაგის სითბურ თვისებებს, დატენიანების და გაზურ რეჟიმს მიიჩნევს. საქართველოს ნიადაგების კლიმატურ დარაიონებას საფუძვლად დაედო საქართველოს გეოთერმული და აგროჰიდროლოგიური რაიონები(ნახ.6.3.1).

საქართველოს ტერიტორიაზე გამოყოფილია 12 ნიადაგ-კლიმატური რაიონი: მეტად თბილი ნიადაგები ძლიერი გაწყლოვანებით(1), მეტად თბილი ნიადაგები ზომიერი გაწყლოვანებით(2), მეტად თბილი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით(3), მეტად თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით(4), მეტად თბილი ნიადაგები გაზაფხულის სრული დასველებით(5), თბილი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით(6), თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით(7), თბილი ნიადაგები გაზაფხულის სრული დასველებით(8), ზომიერად თბილი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით(9), ზომიერად თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით(10), ზომიერი და ცივი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით(11), ზომიერი და ცივი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით(12).

თითოეული რაიონის კლიმატური მაჩვენებლები წარმოდგენილია ცხრილში 6.3.1.



ნახ.6.3.1. საქართველოს ნიადაგ-კლიმატური დარაიონება
 (ე.ელიზბარაშვილი, ნ.სულხანიშვილი,2002; მ.შ.ელიზბარაშვილი, ზ.ბ.ჩავჭანიძე,
 მ.მ.ელიზბარაშვილი და სხვ.,2006). აღნიშვნები იხ.ცხრილში 6.3.1.

ცხრილი 6.3.1. საქართველოს ნიადაგ-კლიმატური რაიონების ძირითადი მახასიათებლები (ეელიზბარაშვილი, ნ.სულხანიშვილი,2002; ო.შ.ელიზბარაშვილი,3.ბ.ჩაუჩანიძე, მ.ო.ელიზბარაშვილი,რ.ვ.მაგლაკელიძე,ნ.გ.სულხანიშვილი, შ.ო.ელიზბარაშვილი,2006)

რაიონი №	კლიმატური მახასიათებელი	მნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა თბილი პერიოდისათვის. °C	მნიადაგის ტემპერატურა 20სმ სიღრმეზე, °C	ჰროლოქტიული ტენის მარაგი 1მ ნიადაგის ფენაში წლის განმავლობაში,მმ
1	მეტად თბილი ნიადაგები ძლიერი გაწყოვანებით	22და მეტი	20 და მეტი	300 და მეტი
2	მეტად თბილი ნიადაგები ზომიერი გაწყოვანებით	"	"	250-350
3	მეტად თბილი ნიადაგები სუსტი გაწყოვანებით	"	"	200-300
4	მეტად თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით	"	"	100-200
5	მეტად თბილი ნიადაგები გაზაფხულის სრული დასველებით	"	"	50-150
6	თბილი ნიადაგები სუსტი გაწყოვანებით	15-22	15-20	200-300

7	თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით	"	"	100-200
8	თბილი ნიადაგები გაზაფხულის სრული დასველებით	"	"	50-150
9	ზომიერად-თბილი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით	10-15	10-15	200-300
10	ზომიერად-თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით	"	"	100-200
11	ზომიერი და ცივი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით	10 და ნაკლები	0-10	200-300
12	ზომიერი და ცივი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით	"	"	100-200

**თავი 7. კლიმატური მახასიათებლების
სტატისტიკური სტრუქტურა**
**7.1. კლიმატური რიგების განაწილებათა
სტატისტიკური მომენტები**

ატმოსფერო წარმოადგენს ტურბულენტურ გარემოს და მეტეოროლოგიური რიგები და ველები მეტად ცვალებადნი არიან სივრცესა და დროში. ამიტომ მათი სრულფასოვანი აღწერისათვის მიზანშეწონილია სტატისტიკური მიდგომა, სადაც რიგები და ველები განიხილებიან როგორც შემთხვევითი პროცესები. აქედან გამომდინარე საშუალება იქმნება დავახასიათოთ ისინი არა მხოლოდ საშუალო მნიშვნელობით, არამედ ცვალებადობით, სიზუსტით, განაწილების ფუნქციით, დროითი და სივრცითი კორელაციის ფუნქციებით და სხვ. სწორედ ამ პარამეტრების ერთობლიობა განსაზღვრავს ამა თუ იმ ელემენტის რიგის ან ველის სტატისტიკური სტრუქტურის ბუნებას.

კლიმატოლოგიაში დაკვირვებათა რიგების დროით სტრუქტურას ახასიათებენ საწყისი მომენტი, ანუ საშუალო სიდიდით, მეორე რიგის ცენტრალური მომენტი, ანუ დისპერსიით, მესამე რიგის ძირითადი მომენტი, ანუ ექსცესით და ვარიაციის კოეფიციენტით. განვიხილოთ ზოგიერთი მათგანის ძირითადი თავისებურებანი.

ჰაერის ტემპერატურა. საშუალო დღე-ღამური ტემპერატურის საშუალო კვადრატული გადახრის ტერიტორიული განაწილების ძირითადი თვისება სტაბილურობაა (Л.Ф.Корошинаძე, Э.Ш.Элиზбарაშვილი, 1976).

იანვარში ტემპერატურის საშუალო კვადრატული გადახრის მინიმალური მნიშვნელობები კოლხეთის ზღვისპირა ზოლში აღინიშნება (4^0 -ზე ნაკლები). კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებში, იმერეთის მაღლობზე და დასავლეთ კავკასიონზე რამდენადმე იზრდება ($4,2-4,4^0$), ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში მაქსიმუმს აღწევს ($4,7-5,0^0$). აპრილში ტემპერატურის საშუალო კვადრატული გადახრის დიაპაზონი რამდენადმე იზრდება ($3,7-5,5^0$), თუმცა მისი ტერიტორიული განაწილების ძირითადი კანონზომიერება-მინიმუმი შავი ზღვის სანაპიროზე და მაქსიმუმი აღმოსავლეთ საქართველოში, შენარჩუნებულია. გადახრის სიდიდის გაზრდა

შეიძლება აიხსნას ადგილობრივი ცირკულაციის გააქტიურებით. ივლისში საშუალო კვადრატული გადაზრის სიდიდე მინიმალურია(1,9-3,6⁰). მის ტერიტორიულ განაწილებაში კონტრასტი აღარ იგრძნობა, მაგრამ ზღვის მასტაბილიზებული გავლენა მაინც შეიმჩნევა. ოქტომბერში ტემპერატურის საშუალო კვადრატული გადაზრა მინიმალურია შავი ზღვის სანაპიროზე და აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში(3,6-3,8⁰). კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებში და მთებში იზრდება 4,0-4,2⁰-მდე.

დღე-ღამურ ტემპერატურას იანვარში ახასიათებს უმთავრესად მნიშვნელოვანი უარყოფითი ასიმეტრია. ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ასიმეტრია 0-0,25-ის ფარგლებშია. დასავლეთ საქართველოს საშუალო- და მაღალმთიანეთში ასიმეტრია ძლიერია(აღემატება 0,5-ს), რაც განპირობებულია ამ დროს მდგრადი თოვლის საფარის არსებობით. დადებითი ტემპერატურების დროს თოვლის საფარი დნება, რაც იწვევს ტემპერატურის დაცემას. ამიტომაც ტემპერატურის რამდენადმე გაზრდა სითბოს ადვექციის გამო გამორიცხულია. ასიმეტრია ძლიერია აგრეთვე აღმოსავლეთ საქართველოში-ივრის ზეგანზე. შირაქში კი ასიმეტრია მაქსიმუმს აღწევს(1-2). ამ შემთხვევაში ძლიერი ასიმეტრიულობა აიხსნება აჭავის კონტინენტურობით-ღამით ტემპერატურა ძლიერ ეცემა, რაც განაპირობებს ნორმიდან უარყოფითი გადაზრების სიხშირის გაზრდას.

გაზაფხულზე აქტიურდება ადვექციური პროცესები. თბილი ჰაერის მასების ხშირი ადვექცია შავი ზღვის მხრიდან იწვევს ტემპერატურის დადებითი ნაზრდის მატებას. ამიტომაც დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიის უმეტეს ნაწილზე ასიმეტრია დადებითია. აღმოსავლეთ საქართველოში შენარჩუნებულია ასიმეტრიის უარყოფითი მნიშვნელობები. ასიმეტრიის კოეფიციენტის აბსოლუტური სიდიდე ძირითადად მოქცეულია 0-0,25-ის ფარგლებში, გამონაკლისია შავი ზღვის სანაპირო, სადაც მუსონური ცირკულაციის გააქტიურების შედეგად ის რამდენადმე იზრდება.

ზაფხულში, ტემპერატურის დისპერსიის შემცირებასთან დაკავშირებით, მცირდება ასიმეტრიაც.

მთლიანად საქართველოს ტერიტორიაზე ასიმეტრია სუსტია, ამავე დროს შავიზღვისპირეთსა და კოლხეთის ბარში შენარჩუნებულია დადებითი მნიშვნელობები.

ოქტომბერში ტემპერატურის ასიმეტრია მთელ ტერიტორიაზე უარყოფითია, რაც განპირობებულია ამ დროისათვის დამახასიათებელი ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესებით. ტერიტორიის მნიშვნელოვან ნაწილზე ასიმეტრია სუსტია(აფხაზეთი, იმერეთის მაღლობი, შიდა ქართლის ვაკე, ქვემო ქართლის ვაკე, ალაზნის ვაკე, ივრის ზეგანი). ასიმეტრია ზომიერია აჭარაში, კავკასიონზე, ჯავახეთის პლატოზე, ხოლო ძლიერია მთიულეთის ქედის ჩრდილოეთით.

შეფარდებითი სინოტივე. შეფარდებითი სინოტივის საშუალო კვადრატული გადახრა 13 საათისათვის ხასიათდება მკვეთრად გამოხატული მინიმუმით ზაფხულში(8-21%), ხოლო მაქსიმუმით ზამთარში და გარდამავალ სეზონებში(24%). საშუალო კვადრატული გადახრის ტერიტორიული განაწილება დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოში თავისი განსაკუთრებულობით ხასიათდება. დასავლეთ საქართველოში შეფარდებითი სინოტივის საშუალო კვადრატული გადახრა იზრდება სამხრეთიდან ჩრდილოეთის და აღმოსავლეთის მიმართულებით, ისე რომ მისი მინიმუმი მთელი წლის განმავლობაში აჭარის სანაპიროზე, ხოლო მაქსიმუმი-კოლხეთის ბარის ცენტრალურ ნაწილში აღინიშნება. აღმოსავლეთ საქართველოში შეფარდებითი სინოტივის საშუალო კვადრატული გადახრა კანონზომიერად იზრდება სამხრეთიდან ჩრდილოეთის მიმართულებით და მაქსიმუმს მალალმთიან ზონაში აღწევს.

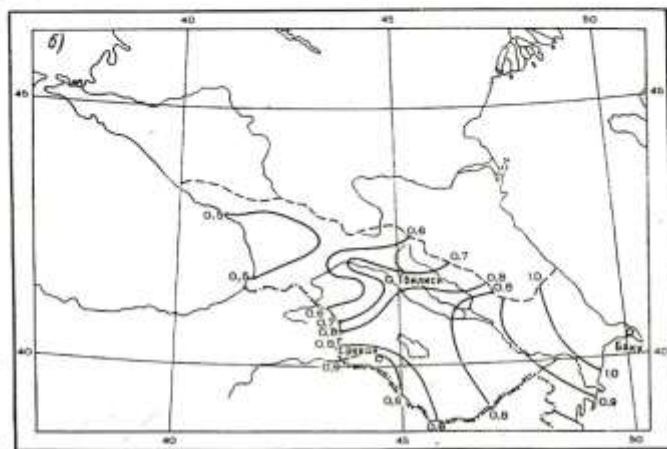
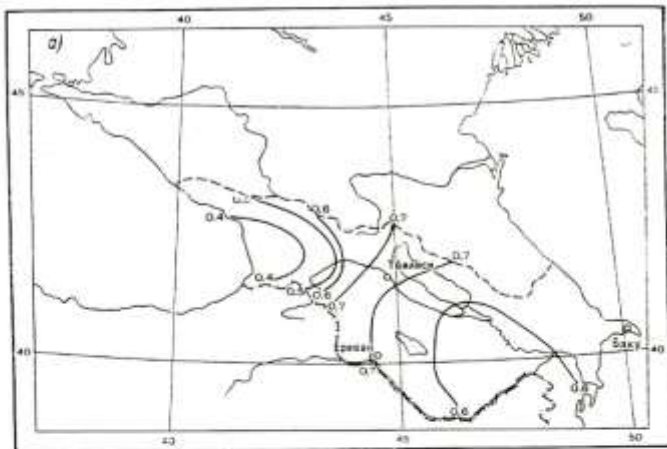
განაწილების ასიმეტრია მთელი წლის განმავლობაში ინარჩუნებს მაღალ მნიშვნელობებს, თუმცა ცალკეულ რაიონებში არ აღემატება 0,25-ს.

ღრუბლიანობა. ღრუბლიანობის საშუალო კვადრატული გადახრის სიდიდე ტერიტორიაზე საკმაოდ სტაბილურია და 3-4 ბალისფერგლებში იცვლება. ქვედა იარუსის ღრუბელთა საშუალო კვადრატული გადახრა რამდენადმე აღემატება მის შესაბამის მნიშვნელობას საერთო ღრუბლიანობისათვის. ღრუბლიანობის საშუალო კვადრატული გადახრის მდგრადობა სივრცეში

განპირობებულია მისი განაწილების U-ს –მაგვარი ფორმით. განაწილების ასეთი ფორმა კი იმისი შედეგია, რომ ღრუბლიანობა შემოსაზღვრულია ზედა და ქვედა მხრიდან(Ж.Д.Алибегова, Э.Ш.Элизнараშვილი,1977).

საერთო ღრუბლიანობის ასიმეტრია უმთავრესად უარყოფითია, ხოლო ქვედა იარუსის ღრუბლიანობის ასიმეტრია დადებითი და აბსოლუტური მნიშვნელობით არ აღემატება 1-ს.

ატმოსფერული ნალექები. ატმოსფერული ნალექების სივრცეში მდგრადობის დახასიათება მიზანშეწონილია ვარიაციის კოეფიციენტის საშუალებით. ვარიაციის კოეფიციენტი მჭიდრო კავშირშია ჰავის არიდულობასთან- მისი უდიდესი მნიშვნელობები მშრალ, ხოლო უმცირესი-



ნახ.7.1.1. ატმოსფერული ნალექების ვარიაციის კოეფიციენტი: ა)-იანვარი; ბ)-ივლისი (Ж.Д.Алибегова, Э.Ш.Элизбарашвили, 1980)

დასავლეთის ტენიან რაიონებში აღინიშნება(ნახ.7.1.1). განაწილების ასიმეტრია განსაკუთრებით გამოხატულია აღმოსავლეთ საქართველოს მშრალ რაიონებში (Ж.Д.Алибегова, Э.Ш.Элизнарашвили, 1980).

ქარის სიჩქარე. ქარის სიჩქარის საშუალო კვადრატული გადახრა ტერიტორიაზე იცვლება 1-7მ/წმ ფარგლებში და პირდაპირ პროპორციულია ქარის საშუალო სიჩქარისა-უდიდესი მნიშვნელობები აღინიშნება შავი ზღვის სანაპიროზე, კოლხეთის ბარში, ლიხის ქედზე, კავკასიონის თხემის ზოლში. საშუალო კვადრატული გადახრა მინიმალურია ზაფხულში. მისი უმცირესი მნიშვნელობის სამი ზონა გამოიკვეთება-აფხაზეთი, აჭარა და სამხრეთ-საქართველის მთიანეთი, და ალაზნის ველი და იორის ზეგანი. ამ დროს გადახრა უდიდესია ყაზბეგში, მთა-საბუეთში და თბილისის აეროპორტში. ქარის სიჩქარის ასიმეტრია უმეტეს შემთხვევაში აღემატება 1-ს.

7.2. კლიმატური რიგების ემპირიულ განაწილებათა თეორიული ფუნქციები

კლიმატური რიგების განაწილებათა ფუნქციების აღწერისათვის გამოიყენება თეორიული ფუნქციები-ბინომიალური, პუასონის, ნორმალური, პირსონის, გამა, შარლეს, გუმბელის და სხვა განაწილებები.

ბინომიალური განაწილების ალბათობა გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$P(x) = \frac{n!}{x!(n-x)!} k^x (1-k)^{n-x}, \quad (7.2.1)$$

სადაც n და k - ბინომიალური განაწილების პარამეტრებია. ბინომიალური განაწილების თვისებაა $\sigma^2 \neq \bar{x}$ ის, რომ დისპერსია ნაკლებია საშუალო სიდიდესზე.

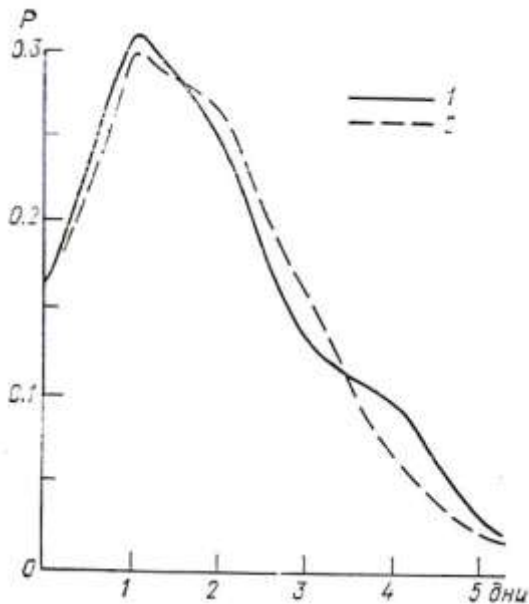
ბინომიალური განაწილება ზღვარში, როდესაც $k \rightarrow 0$, ან $n \rightarrow \infty$, პუასონის განაწილებას წარმოადგენს:

$$P(x) = \frac{e^{-a} a^x}{x!}, \quad (7.2.2)$$

აქ a - პუასონის პარამეტრია. პუასონის განაწილების მთავარი თვისებაა ის, რომ პუასონის პარამეტრი

ერთდროულად საშუალო სიდიდეცაა, დისპერსიაც და ასიმეტრიაც.

საქართველოს პირობებში პუასონის განაწილება კარგად აღწერს უხვ და ინტენსიურ ნალექებთან დღეთა რიცხვის განაწილებას (К. А. Сапицкий, Э. Ш. Элизбарашвили, 1972, 1973 ; Ж. Д. Алибегова, Э. Ш. Элизбарашвили, 1980), რისი ერთ-ერთი მაგალითიც ნახ. 7.2.1-ზეა წარმოდგენილი.



ნახ. 7.2.1 უხვი ნალექების დღეთა რიცხვის დიფერენციალური განაწილება თბილისში: 1-ემპირიული; 2-თეორიული პუასონის მიხედვით (Ж. Д. Алибегова, Э. Ш. Элизбарашвили, 1980)

დიდი თეორიული მნიშვნელობა და პრაქტიკული გამოყენება აქვს ალბათობის გაანგარიშებას **ნორმალური განაწილების** კანონის მიხედვით:

$$P(x) = \Phi(t_2) - \Phi(t_1), \quad (7.2.3)$$

სადაც $(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^t e^{-t^2/2} dt$ - ნორმალური

განაწილების ფუნქციაა, ხოლო $t = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$.

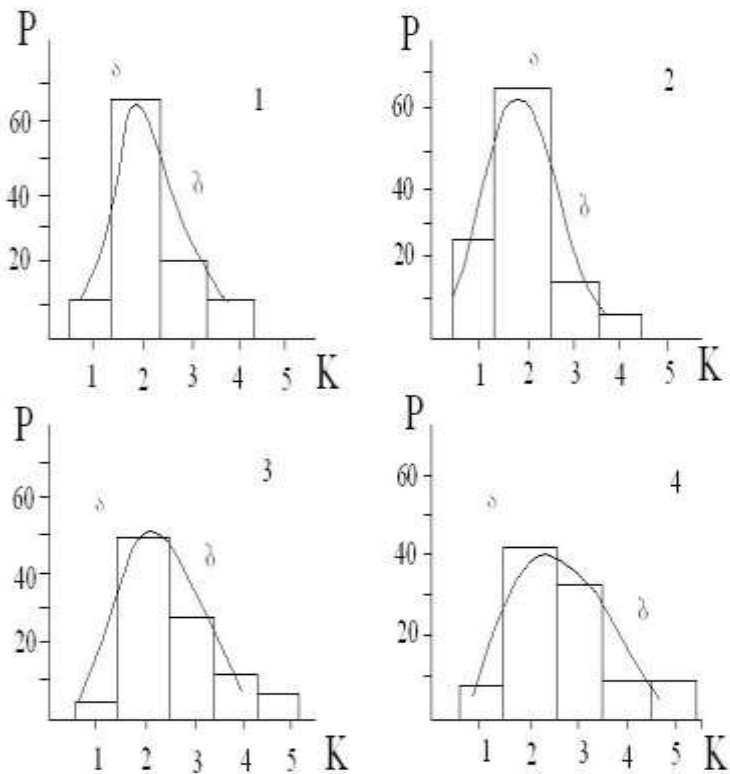
ნორმალური განაწილების კანონი საქართველოს პირობებში წარმატებით იყო გამოყენებული ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურების, სიმშრალის რადიაციული ინდექსის და სხვა კლიმატური პარამეტრების მიმართ (Л.Ф.Корошинаძე, Э.Ш.Элизбарაშვილი, 1976; Э.Ш.Элизбарაშვილი, М.Э.Элизбарაშვილი, 2002). ქვემოთ ნაჩვენებია ნორმალური განაწილების ფუნქციის გამოყენების ერთი მაგალითი (ნახ.7.2.2).

ნახ.7.2.2 -დან ჩანს, რომ შესაბამისობა ემპირიულ მონაცემებსა და თეორიულ მრუდს შორის კარგია, რასაც ადასტურებს აგრეთვე თანხმობის კრიტერიუმები. ეს გვაძლევს საფუძველს ნორმალური განაწილების ფუნქცია წარმატებით გამოვიყენოთ გაუდაბნოების ალბათობის გამოსაანგარიშებლად (იხ. თავი 12).

ბუნებაში არსებულ განაწილებათა მრუდების მთელი მრავალფეროვნება დამაკმაყოფილებლად აღიწერება **პირსონის სისტემით**, რომელიც 13 ტიპისაგან შედგება და ყველა ტიპის სიმკვრივე ჩაიწერება შემდეგი სახით:

$$\frac{d(\lg y)}{dx} = \frac{x - a}{B_0 + B_1(x - a) + B_2(x - a)^2}, \quad (7.2.4)$$

სადაც α -განაწილების მოდაა, x -პარამეტრია, y -სიმკვრივის მრუდის ორდინატაა.



0

ნახ.7.2.2.. სიმშრალის რადიაციული ინდექსის ალბათობის განაწილება

ა – ემპირიული; ბ – თეორიული, ნორმალური განაწილებით.
 1 – ბოლნისი, 2 – თბილისი, 3 – გარდაბანი, 4 – უდაბნო
 (Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили, 2002)

პირსონის კრიტერიუმით: ფუნქციის ტიპი განისაზღვრება

$$K = -\frac{r_3^2 (S + 2)^2}{16(S + 1)}, \quad (7.2.5)$$

სადაც
$$K = \frac{\sigma(r_4 - r_3^2 - 1)}{3r_3^2 - 2r_4 + 6}, \quad r_3 \text{ და } r_4 \text{ შესაბამისად მესამე}$$

და მეოთხე რიგის ძირითადი მომენტებია. ეკრიტერიუმის მნიშვნელობის შესაბამისად ხდება მრუდის ტიპის შერჩევა.

საქართველოს პირობებში პირსონის განაწილებები გამოყენებული იყო ნალექების წლიური ჯამების მიმართ, თუმცა დამაკმაყოფილებელი შედეგი არ მოჰყვა (ცხრილი 7.2.1).

შარლემ შემოიტანა **A** და **B** ფუნქციები, რომლებიც ემყარებიან სიმკვრივის გაშლას მწკრივად. **A**-ტიპის განაწილებაში გამოიყენება ნორმალური განაწილების სიმკვრივის, ხოლო **B** - ტიპის განაწილებაში-პუასონის განაწილების სიმკვრივის გაშლა მწკრივად.

შარლეს **A** -ტიპის განაწილებისათვის შემთხვევითი სიდიდის $t_{i-1}-t_i$ ინტერვალში მოხვედრის ალბათობა განისაზღვრება ფორმულით:

$$F(t_i)-F(t_{i-1})=[\Phi(t_i)+AB_i+KC_i]-[\Phi(t_{i-1})+AB_{i-1}+KC_{i-1}], \quad (7.2.6)$$

სადაც **A** და **k** -შესაბამისად ასიმეტრიის და ექსცესის კოეფიციენტებია, $\Phi(t_1)$ -ნორმალური განაწილების ინტეგრალური ფუნქციაა, **B** და **C** -შესწორებებია, შესაბამისად ასიმეტრიის და ექსცესის.

საქართველოს პირობებში შარლეს კანონი, სხვა თეორიულ განაწილებებთან ერთად, გამოყენებული იყო ნალექების წლიური ჯამების ემპირიული განაწილების აღსაწერად (ცხრილი 7.2.1.).

ცხრილი 7.2.1. ნალექების წლიური ჯამების აბსოლუტური სიხშირე. თბილისი.

(К.А.Сапицкий, Э.Ш.Элизбарашвили, 1975)

განაწილების ფუნქცია	მნალექების გრადაცია, მმ							
	ქ360	361-400	401-440	441-480	481-520	521-560	561-600	ქ601
ემპირიული	6	6	9	10	8	10	7	9
ნორმალური	5	6	8	11	12	10	7	6
შარლეს A ტიპი	6	8	9	8	8	7	8	9
პირსონის III ტიპი	4	7	8	15	5	13	6	7

კოლმეორეობის თანხმობის კრიტერიუმის შეფასების საფუძველზე ნალექების წლიური ჯამების ემპირიული განაწილება შეესაბამება პირსონის III-ტიპის განაწილებას-30% , ნორმალურ განაწილებას 60%, ხოლო შარლეს A ტიპის განაწილებას -95% დონეზე (К.А.Сапицкий, Э.Ш.Элизбарашвили, 1975).

შარლეს სისტემას მიეკუთვნება U-ს მაგვარი განაწილება, რაც კარგად აღწერს ღრუბლიანობის რაოდენობის და განმეორადობის ემპირიულ ფუნქციას.

მრავალმხრივი პრაქტიკული გამოყენება აქვს გუმბელის კანონს:

$$p(x) = e^{-e^{-y}} , \quad (7.2.7)$$

სადაც $y = \alpha(x - q)$ -ნორმირებული გადახრაა მოდისაგან, $\alpha > 0$, q -მუდმივაა.

გუმბელის კანონი გამოიყენება კლიმატური ელემენტების ექსტრემუმების მიმართ. საქართველოსათვის ეს ნაჩვენები იყო ჰაერის ტემპერატურის და ნალექების დღე-ღამური მაქსიმუმების მაგალითზე (Э.Ш.Элизбарашвили, 1974).

კლიმატური მახასიათებლების ემპირიულ განაწილებათა აპროკსიმაციისათვის შედარებით იშვიათად გამოიყენება რელეის განაწილება, ჯონსის განაწილებათა სისტემა და სხვა თეორიული ფუნქციები.

7.3. კლიმატური ელემენტების ორგანზომილებიანი განაწილება

ორ- და სამგანზომილებიან კლიმატურ კომპლექსებს დიდი პრაქტიკული გამოყენება აქვს. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია ისეთი კომპლექსები როგორებიცაა ტემპერატურა-წყლის ორთქლის პარციალური წნევა, ტემპერატურა-შეფარდებითი სინოტივე, ტემპერატურა-ღრუბლიანობა, ტემპერატურა-ქარი.

ცხრილში 7.3.1. წარმოდგენილია ბათუმისათვის ყველაზე მნიშვნელოვანი ორგანზომილებიანი კომპლექსის ტემპერატურა-შეფარდებითი სინოტივეს განმეორადობები.

ყველაზე მაღალი განმეორადობა აღინიშნება 15-20⁰ ტემპერატურისა და 85-90% ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის დროს. უარყოფითი ტემპერატურების დროს ბათუმში სინოტივის დაბალი მნიშვნელობა საერთოდ არ გვხვდება, ხოლო 40% და მეტი სინოტივე გვხვდება ერთეულოვან შემთხვევაში.

ცხელი დღებისათვის, როდესაც ტემპერატურა 25⁰ და მეტია (ასეთი დღეების განმეორადობა 8%-ია) სინოტივის ყველაზე ალბათური მნიშვნელობაა 66-80%, რაც არსებულ შემთხვევათა 5%-ს შეადგენს.

ეს კომპლექსი საშუალებას გვაძლევს დავადგინოთ, რომ შედარებით დაბალი ტემპერატურების დროს სინოტივის მინიმალური სიდიდეები იშვიათად ეცემა 50%-ზე დაბლა, ხოლო მცირე სინოტივისა და ტემპერატურის მაღალი მნიშვნელობის კომპლექსისათვის ერთეულოვანი შემთხვევებია აღრიცხული.

ცხრილი 7.3.1. ტემპერატურის და შეფარდებითი სინოტივის კომპლექსის განმეორადობა. (%).
 ბათუმი (რ.კორძასია, 2002) (0.1%-ზე ნაკლები განმეორადობა აღნიშნულია წერტილით)

სინოტივე %	ტ ე მ პ ე რ ა ტ უ რ ა °C									
	-5.0 -1.0	0.0 4.9	5.0 9.9	10.0 14.9	15.0 19.9	20.0 24.9	15.0 29.9	30.0 34.9	35.0 39.9	Σ
11-15					0.1					0.1
16-20					0.1	0.1		.	.	0.2
21-25			0.1	0.2	0.5	0.3	0.1	.	.	1.2
26-30			0.1	0.5	0.8	0.3	0.2	.	.	1.9
31-35			0.2	0.7	0.6	0.4	0.2	.	.	2.1
36-40			0.3	0.9	0.7	0.4	0.2	.	.	2.5
41-45		0.1	0.5	0.9	0.8	0.4	0.2	.	.	2.9
46-50		0.2	0.6	0.9	0.7	0.5	0.1	.	.	3.0
51-55		0.2	0.8	0.9	1.0	0.6	0.3	.	.	3.8
56-60		0.2	0.8	0.9	1.0	1.1	0.3	.	.	4.3
61-65	0.1	0.4	0.7	1.1	1.1	1.9	0.5	.	.	5.8
66-70	0.0	0.3	1.0	1.3	1.5	2.0	1.4	.	.	7.5
71-75	0.0	0.4	1.3	1.6	1.7	2.6	2.5	.	.	10.1
76-80	0.1	0.7	1.5	1.7	2.1	2.5	1.2	.	.	9.8
81-85	0.1	0.8	1.9	2.4	2.9	2.9	0.4	.	.	11.4
86-90	0.0	1.5	2.9	2.5	3.9	3.0		.	.	13.8
91-95	0.1	2.5	2.9	3.3	3.0	1.9		.	.	13.7
96-100	0.1	1.1	1.6	1.4	1.1	0.3		.	.	5.6
განმეორა დობა	0.5	8.4	17.2	21.2	23.6	21.2	7.6	0.2	0.1	100%

უზრუნვე ლყოფა	100	99.5	91.1	73.9	52.7	29.1	7.9	0.3	0.1	
------------------	-----	------	------	------	------	------	-----	-----	-----	--

ცხრილი 7.3.2. კორელაციის კოეფიციენტები კომპლექსის მდგენელებს შორის
(Ә.В.Сухишвили, Ә.Ш.Әлизрашвили и др., 1988)

კომპლექსი	თბილისი		შოვი	
	იანვარი	ივლისი	იანვარი	ივლისი
ტემპერატურა-წყლის ორთქლის პარციალური წნევა	0,75	0,13	0,56	0,13
ტემპერატურა-შეფარდებითი სინოტივე	-0,45	-0,69	-0,25	-0,82
ტემპერატურა-ღრუბლიანობა	0,24	-0,31	0,20	-0,25
ტემპერატურა-ქარის სიჩქარე	-0,02	0,05	0,04	0,10

ურთიერთკავშირი კომპლექსის ელემენტებს შორის უბირველეს ყოვლისა დამოკიდებულია თვით ელემენტების ბუნებაზე. მიუხედავად გეოგრაფიული მდებარეობისა კორელაცია ტემპერატურასა და წყლის ორთქლის პარციალურ წნევას შორის ყველგან დადებითია, კორელაცია ტემპერატურასა და შეფარდებით სინოტივეს შორის- უარყოფითია, კორელაცია ტემპერატურასა და ღრუბლიანობას შორის-ზამთარში დადებითია, ხოლო ზაფხულში უარყოფითია, კორელაცია ტემპერატურასა და ქარის სიჩქარეს შორის უმნიშვნელოა (ცხრილი 7.3.2).

კლიმატოლოგიაში მიღებულია, რომ როდესაც კორელაციის კოეფიციენტის მნიშვნელობა აღემატება 0,70-ს, კავშირი კომპლექსის მდგენელებს შორის შეიძლება გამოისახოს წრფივი რეგრესიის განტოლებით. ჩვენ შემთხვევაში ეს ეხება კომპლექსებს ტემპერატურა-წყლის ორთქლის პარციალური წნევა(ზამთარი) და ტემპერატურა-შეფარდებითი სინოტივე(ზაფხული). თუ კორელაციის კოეფიციენტი არ აღემატება 0,30-ს, კავშირი ძლიერ სუსტია. ასეთ პირობებში ყალიბდება კომპლექსები ტემპერატურა-ღრუბლიანობა, ტემპერატურა-წყლის ორთქლის პარციალური წნევა(ზაფხული) და ტემპერატურა-ქარის სიჩქარე. ამ შემთხვევაში ორგანოზომილებიანი კომპლექსის განმეორადობის გამოსაანგარიშებლად გამოიყენება ალბათობათა გამრავლების წესი:

$$P(x,y)=P(x)P(y) \quad (7.3.1)$$

სადაც $P(x,y)$ -არის x და y -ელემენტების კომპლექსის განმეორადობა, $P(x)$ არის x - ელემენტის განმეორადობა, ხოლო $P(y)$ არის y - ელემენტის განმეორადობა.

იმ შემთხვევაში, როდესაც კორელაციის კოეფიციენტი მთავსებულია 0,3-0,7 შორის გამრავლების წესის გამოყენება არ იძლევა კარგ შედეგს, ამიტომ მიზანშეწონილია კომპლექსის განაწილების თეორიული ფუნქციით აპროკსიმაცია(ცხრილი 7.3.3).

ცხრილი 7.3.3. ტემპერატურა-შეფარდებითი სინოტივის კომპლექსის ორგანოზომილებიანი განაწილება ფაქტიური მონაცემებით(ა) და მორგეშტერნ-გუმბელის განაწილებით(ბ).%. თბილისი, იანვარი

(Э.В.Сухишвили, Э.Ш.Элизбарашвили и др, 1988)

შეფარდებითი სინოტივე %	ჯვარის ტემპერატურა, °C					
	-15- -10	-1- -5	-5-0	0-5	5-10	10-15
26-30 ა					0,2	0,3
ბ					0,1	0,7
31-35 ა			0,2	0,1	0,2	0,8
ბ			0,8	0,5	0,8	0,9
36-40 ა				0,3	1,0	0,6
ბ				0,5	1,2	1,0
41-45 ა			0,2	0,2	2,1	0,7
ბ			0,1	0,1	1,9	0,9
46-50 ა		0,2	0,2	0,7	1,8	1,0
ბ		0,1	0,5	1,5	2,5	2,8
51-55 ა		0,2	0,6	1,1	2,9	1,0
ბ		0,1	0,1	1,5	3,2	1,2
56-60 ა		0,2	1,0	2,4	3,3	1,1
ბ		0,5	1,5	3,2	2,8	1,5
61-65 ა		0,2	0,6	3,4	3,8	0,2
ბ		0,3	1,0	3,0	4,5	0,5
66-70 ა		0,2	0,8	4,4	3,9	0,2
ბ		0,1	0,3	3,9	4,5	0,5
71-75 ა		0,1	1,0	3,2	3,7	0,2
ბ		0,5	0,7	4,5	4,0	0,1
76-80 ა	0,2	0,2	2,5	4,6	3,3	
ბ	0,5	0,5	1,9	5,5	5,2	
81-86 ა	0,3	0,2	3,7	5,0	1,3	
ბ	0,1	0,5	4,0	6,5	3,2	
87-90 ა		0,2	4,4	5,5	1,8	
ბ		0,5	3,9	6,2	3,2	
91-96 ა		0,4	3,5	6,0	1,8	
ბ		0,1	4,5	8,5	2,0	
97-100 ა		0,2	2,4	1,4	0,6	
ბ		0,1	1,8	2,5	0,1	

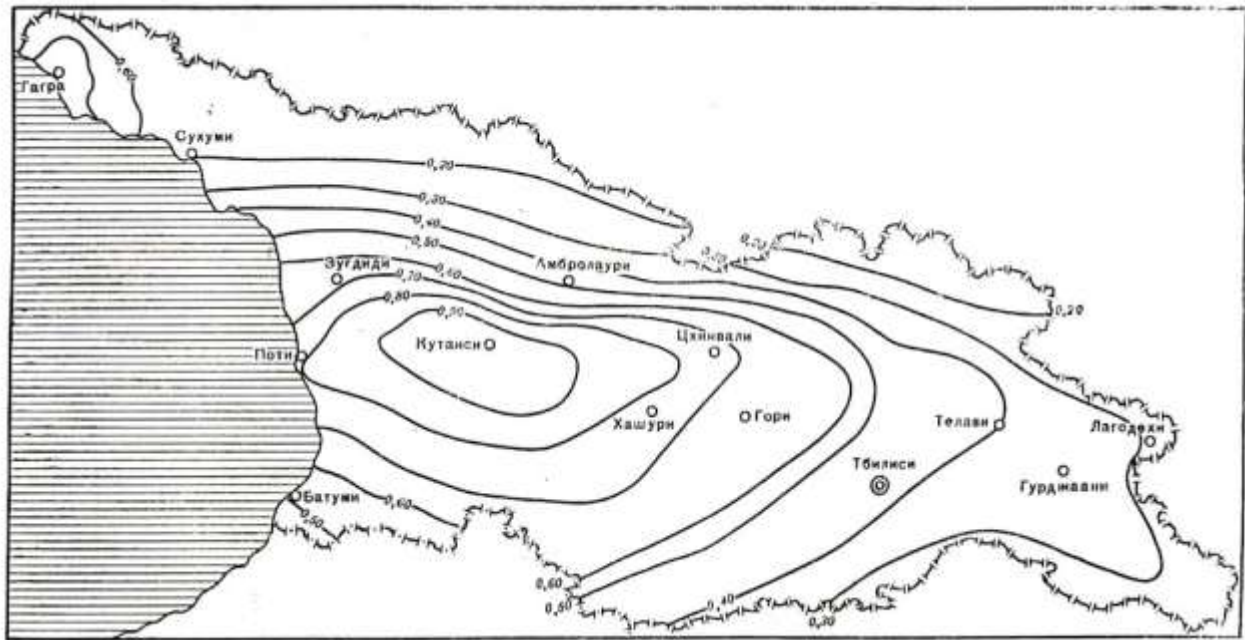
7.4. კლიმატური ველების სივრცითი სტრუქტურა

კლიმატური ველების სივრცითი სტრუქტურის ძირითად თავისებურებებს კარგად გამოხატავს სივრცითი კორელაციური ფუნქცია. კორელაციური მომენტები სადგურთა წყვილებს შორის ცალსახად არ არიან დამოკიდებულნი მანძილზე. იზოკორელატები წაგრძელებულია ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით, რაც ჰაერის მასების გადაადგილების გაბატონებული მიმართულებით და რელიეფის გავლენით აიხსნება (მაგ.ნახ.7.4.1).

ველის იზოტროპულობისა და ერთგვაროვნების დაშვებით კორელაციური ფუნქციები დამაკმაყოფილებლად აღიწერება გამოსახულებით (Ж.Д.Алибегова, Э.Ш.Элизбарашвили, 1977,1980; Л.Ф.Корошинадзе, Э.Ш.Элизбарашвили, 1976):

$$\mu(r)=\mu(0)\exp\{(-r/r_0)^\alpha\}, \quad (7.4.1)$$

სადაც $\mu(0)$ —კორელაციის კოეფიციენტია ნულოვან მანძილზე, $r(0)$ —სივრცითი კორელაციის რადიუსია, რა



ნახ.7.4.1. საერთო ღრუბლიანობის იზოკორელატების ველი 1 ქუთაისის მიმართ. ივნისი.
 (Э.Ш.Элизбарашвили, Н.Ш.Гонгладзе и др.,1983)

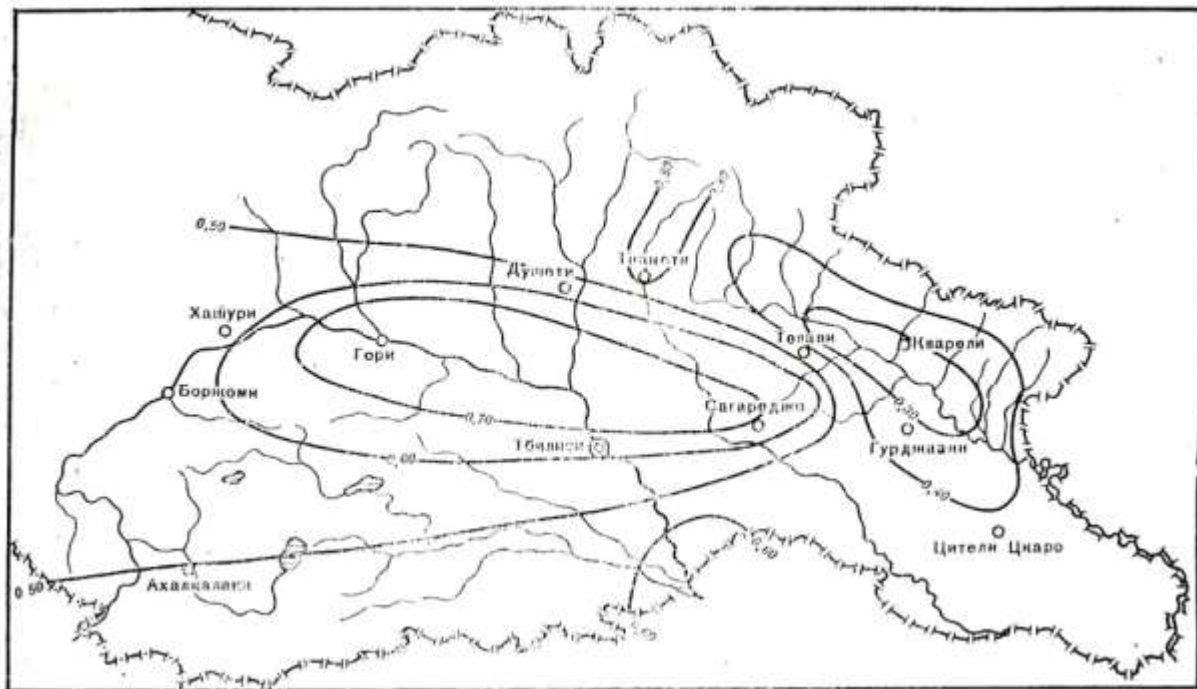
მანძილზედაც კორელაციური ფუნქცია მცირდება $e^{-\alpha r}$ -ჯერ, α -სტრუქტურული პარამეტრია(ცხრილი 7.4.1).

ცხრილი 7.4.1. კორელაციური ფუნქციის პარამეტრები(Ж.Д.Алибегова, Э.Ш.Элизбарашвили, 1977,1980; Л.Ф.Корошинадзе, Э.Ш.Элизбарашвили,1976)

ელემენტი	თვე	$\mu(0)$	$r(0)$	α	η^2
ტემპერატურა	იანვარი	0,94	360	2,38	0,06
	აპრილი	0,98	260	2,39	0,07
	ივლისი	0,88	250	1,82	0,16
	ოქტომბერი	0,98	300	3,50	0,02
	წელი	0,99	290	2,24	0,01
ღრუბლიანობა (საერთო)	იანვარი	0,98	1250	1	0,02
	ივლისი	0,96	1250	1	0,04
ღრუბლიანობა (ქვედა)	იანვარი	0,97	850	1	0,03
	ივლისი	0,90	850	1	0,11
ნალექები	იანვარი	0,96	380	1	0,04
	ივლისი	0,83	380	1	0,20

აქ $\eta^2 = \frac{1 - \mu(0)}{\mu(0)}$ — დაკვირვებათა ცდომილების საზომია.

განსაკუთრებით ძლიერი ანიზოტროპულობა და არაერთგვაროვნება დამახასიათებელია ნალექებისა და ქარის ველებისათვის(Ж.Д.Алибегова, Э.Ш.Элизбарашвили ,1977,1980; ზ.ხვედელიძე, ე.ელიზბარაშვილი,1982). მათ ჩამოყალიბებაზე კავკასიონის ქედის გარდა მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს მერიდიანულად მიმართული ლიხის ქედი, რომელიც ასრულებს ზღვის ნოტიო ჰაერის ტრანსფორმაციას კონტინენტურში.



ნახ.7.4.2. ელჭეკის დღეოა რიცხვის იზოკორელატების ველი გორის მიმართ. იგნისი-იგლისი (Э.Ш.Элиზбарашვილი, Н.Ш.Гонгладзе и др., 1983)

ავიაციისათვის განსაკუთრებით საშიშია ელჭექის ადგილობრივი კერა-ბორჯომ-ბაკურიანის რაიონი. ამ რაიონში წარმოქმნილი ელჭექი გადაადგილება ბორჯომი-ხაშური-გორი-მუხრანი-თბილისის მიმართულებით, რაც კარგად აისახება ელჭექის იზოკორელატების ველზე(ნახ.7.4.2.).

თავი 8. მიკროკლიმატური გამოკვლევები

8.1. შავი ზღვის სანაპირო ზოლის

მიკროკლიმატური გამოკვლევები

შავი ზღვის სანაპირო ზოლის ჰავა ყალიბდება თბილი შავი ზღვის გავლენით. ზღვის წყლის ტემპერატურის საშუალო თვიური მნიშვნელობა არ ეცემა 9° -ზე დაბლა და სხვაობა ზაფხულისა და ზამთრის ტემპერატურებს შორის $12-14^{\circ}$ -ს შეადგენს (ცხრილი 8.1.1). რაც შეეხება წყლის ტემპერატურის დღიურ სვლას, ის იცვლება გრადუსის მქათელებში(ცხრილი 8.1.2).

ზღვის მიმდებარე პლაჟის სიგანე შეადგენს სოხუშში $25-30$ მ-ს, გაგრაში, ბიჭვინთაში, ფოთსა და ურეკში- $35-40$ მ-ს, ქობულეთში- $40-50$ მ-ს. მდინარეების სუფსასა და ნატანებს შორის 11 კმ-ის სიგრძის და $30-50$ მ სიგანის ზოლი წარმოდგენილია მაგნეტიტის სხვადასხვა ხარისხით გამდიდრებული ქვიშებით. შავიზღვისპირა მაგნიტური ქვიშები ცნობილია XIX საუკუნიდან (გ.აბიზი, ს.სიმონოვიჩი, ა.სოროკინი და სხვ.). ურეკის საბადოს მაგნიტური ქვიშების მეტალურგიული თვისებების ლაბორატორიული გამოკვლევა ჩატარდა საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის მეტალურგიის ინსტიტუტში(იხ. ცხრილი 8.1.3).

მინერალური ანალიზის შედეგებმა აჩვენა, რომ ქვიშის ძირითად მინერალებს წარმოადგენს მაგნეტიტი და ტიტანომაგნეტიტი. მათი შემადგენლობა ქვიშებში დაახლოებით 4% -ის ტოლია. მაგნეტიტის მარცვლების ზომები $0,05-0,4$ მმ-ის ფარგლებში მერყეობს. განსაკუთრებით

ცხრილი 8.1.1. შავი ზღვის წყლის ტემპერატურა. °C.
(Э.В.Сухишвили, 1977)

პუნქტი	თვე											
	ი	იი	იი	იი	ი	ი	ი	ი	ი	ი	ი	ი
სოხუმი	10,2	8,8	9,0	11,2	16,0	20,3	24,1	25,9	23,7	19,8	16,1	12,4
გაგრა	10,1	8,9	9,2	10,9	14,6	19,4	23,8	25,0	23,2	19,4	15,9	12,5
ბათუმი	10,9	9,6	9,4	11,7	16,5	21,5	24,3	25,4	23,6	20,4	16,8	13,4
ჭფოთი	9,8	8,9	9,2	11,4	16,1	21,5	24,7	25,6	23,2	19,4	15,6	11,9

ცხრილი 8.1.2. ზღვის წყლის ტემპერატურის დღიური სვლა გაგრაში. °C.
(Р.П.Кавкасидзе.,Н.Ш.Гонгладзе, 1963)

საათი	თვე					
	ი	ი	ი	ი	ი	ი
7	14,8	19,0	22,2	24,4	23,1	19,5
13	15,3	19,8	22,8	24,8	23,8	23,5
19	15,1	19,4	22,6	24,6	23,4	19,6

ალბათურია ზომა 0,16-0,07მმ, აქ თავმოყრილია მაგნეტიტის და ტიტანომაგნეტიტის ძირითადი მასა. ხშირად გვხვდება აგრეთვე ილმენიტი, რომლის ზომებიც 0,005-0,015მმ-ს შეადგენს.

ცხრილი 8.1.3. მაგნიტური ქვიშის ქიმიური ანალიზის შედეგები(თ.სიგუა და სხვ.)

სინჯის №	შემაღვენლობა, %						
	Fe	FeO	SiO2	CaO	Al2O3	MgO	TiO2
1	47,6	16,6	13,4	4,4	4,6	2,8	5,2
2	38,6	15,6	12,7	3,8	6,7	3,6	4,8
3	48,1	16,2	12,9	4,1	5,2	3,1	5,1

1978 წელს საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოფიზიკისა და კურორტოლოგიის და ფიზიოთერაპიის სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტების თანამშრომლებმა ჩაატარეს დეტალური მაგნიტური აგეგმვა მთელ სანაპიროზე მაგნეტიტიდან მდინარე სუფსას შესართავამდე. დადგინდა, რომ ქვიშის მაგნიტური შემთვისებლობა 1000×10^{-6} დან 6000×10^{-6} CGSE ერთეულის ფარგლებში იცვლება. ამასთან დაკავშირებულია რაიონში მაგნიტური ველის ცვლილება. ველის ანომალიის სიდიდე საშუალოდ 100-200 გაუსს შეადგენს, მაგრამ ცალკეულ უბნებში აღემატება 250-300 გაუსს(Э.Ш.Элизбарашვილი, Н.Ш.Гонгладзе, 1980; ს.ბლანუცა, ე.ელიზბარაშვილი, ნ.ქარცივაძე,1982).

ე.სუხიშვილის(1977) მონაცემებით დღის განმავლობაში ქვიშა პლიაჟზე ძლიერ თბება და მზეზე 60-70⁰-ს ტემპერატურას აღწევს, ამ დროს ჰაერის ტემპერატურა 20-30⁰-ით ნაკლებია. სიმაღლის ზრდით ჰაერის ტემპერატურის ცვლილებას რთული ხასიათი აქვს, რაც კარგად ჩანს ცხრილში 8.1.4 წარმოდგენილი მონაცემებიდან.

ცხრილი 8.1.4. ჰაერის ტემპერატურის დღე-ღამური სვლა
 სიმაღლის მიხედვით ზღვის სანაპიროზე.⁰C. ურეკი,
 პანსიონატი „მეგობრობა“. აგვისტო
 (Э.Ш.Элиზбарашვილი, Н.Ш.Гонгладзе, 1980;
 ს.ბლანუცა, ე.ელიზბარაშვილი, ნ.ქარცივაძე, 1982).

სიმაღ ლე, მ	დაკვირვების ვადა, სთ.							
	1	4	6	10	13	16	19	22
0,5	20,2	19,6	20,7	22,6	24,2	24,2	23,2	21,0
1	20,2	20,8	19,7	22,8	23,5	24,3	23,1	21,6
2	20,2	19,3	19,4	22,2	23,4	23,5	22,6	20,6
4	-	-	20,6	22,1	22,1	23,3	23,0	-
8	-	-	61,4	21,8	23,0	23,3	22,2	-

ტემპერატურის ანალოგიური გრადიენტული
 გაზომვები 1,5მ სიმაღლემდე წლის თბილი პერიოდისათვის
 გაგრასა და სოხუმში ჩაატარეს საქართველოს
 კურორტოლოგიის და ფიზიოთერაპიის სამეცნიერო-კვლევითი
 ინსტიტუტის და მისი აფხაზეთის ფილიალის
 თანამშრომლებმა (ცხრილი 8.1.5).

საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროს ზოლში
 ყველგან კარგად არის გამოხატული მუსონური ცირკულაცია:
 წლის თბილ პერიოდში გაბატონებულია დასავლეთის ქარები,
 ხოლო ცივ პერიოდში-აღმოსავლეთის ქარები. ქარის სიჩქარე
 სიმაღლის მიხედვით ყველგან იზრდება (ცხრილები 8.1.6;
 8.1.7; და 8.1.8).

ცხრილების განხილვიდან გამომდინარეობს აგრეთვე,
 რომ დღე-ღამურ სვლაში ქარის სიჩქარე მაქსიმუმს შუადღის
 შემდეგ (16-18 საათზე) აღწევს, რაც უსათუოდ

ცხრილი 8.1.5. ჰაერის საშუალო ტემპერატურა პლაჟზე. °C.
 (P.П.Кавкасидзе.,Н.Ш.Гонгладзе, 1963; А.А.Григолия, Б.П.Джанашия, 1967)

პუნქტი	სიმაღლე მ	დაკვირვებათა ვადა სთ	თვე					
			ი	იბ	იბრ	იბრბ	ბს	ს
სოხუმი	0.5	7	15,6	20,6	22,4	21,4	18,5	13,6
		13	19,0	22,3	26,6	26,6	24,7	20,3
		17	19,7	24,7	26,0	26,0	23,8	18,8
	1.5	7	15,4	21,1	22,4	20,9	18,4	13,6
		13	18,8	21,9	25,8	25,8	23,8	19,4
		17	18,1	23,4	25,3	25,4	23,2	18,3
გაგრა	0.2	8	19,0	18,7	22,3	20,5	19,3	14,1
		13	21,8	23,7	27,5	29,7	25,7	19,5
		19	16,2	22,8	25,8	23,1	22,1	15,3
	0.5	7	15,1	19,9	22,7	20,7	19,5	14,4
		13	20,1	22,9	26,5	28,6	24,1	18,5
		17	17,0	21,8	25,2	22,2	21,5	15,0

ცხრილი 8.1.6. ქარის სიჩქარე სოხუმის სამედიცინო პლაჟზე. მ/წმ.
(А.А.Григолия, Б.П.Джанашия, 1967)

სიმაღლე მ	დაკვირვებათა ვადა სთ	თვე					
		ი	იი	იიი	იიიი	ივ	ივ
0.5	7	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6
	13	1,0	1,0	1,4	1,5	1,2	1,6
	17	1,0	1,5	1,4	1,4	1,0	0,6
1.5	7	0,6	0,6	0,4	0,6	0,6	0,6
	13	1,3	1,4	1,8	1,9	1,7	1,4
	17	1,4	1,7	1,8	1,9	1,4	0,7

ცხრილი 8.1.7. ქარის სიჩქარის დღე-ღამური სვლა გაგრაში. ივლისი. მ/წმ.
(Р.П.Кавкасидзе., Н.Ш.Гонгладзе, 1963)

სიმაღლე მ	დაკვირვების ვადა, სთ							
	8	9	10	11	12	13	17	19
0.2	0,28	0,55	0,76	0,87	1,0	1,1	1,21	1,15
0.5	0,32	0,64	0,69	0,92	1,0	1,25	1,37	1,19
1.0	0,33	0,66	0,92	1,12	1,5	1,6	1,65	1,37
1.5	0,35	0,66	0,96	1,20	1,5	1,7	1,80	1,5

ცხრილი 8.1.8. ქარის სიჩქარის დღე-ღამური სვლა ურეკში.
 აგვისტო. მ/წმ
 (ს.ბლანუცა, ე.ელიზბარაშვილი, ნ.ქარცივაძე, 1982).

სიმაღლე, მ	ვდაკვირვების ვადა, სთ.							
	1	4	7	10	13	16	19	22
0,5	1,8	1,5	2,5	2,0	2,2	3,2	3,5	3,2
1	1,7	2,0	2,3	2,2	2,5	3,4	3,4	2,4
2	2,1	2,2	2,5	3,2	2,7	3,8	3,7	2,7
4	2,3	2,7	2,9	2,7	3,4	4,8	4,3	3,2
8	2,5	2,9	3,5	3,4	3,6	4,9	4,7	3,7
12	3,2	3,6	4,1	3,6	4,1	5,1	5,2	4,1

დაკავშირებულია კონვექციის განვითარებასთან. ამავე მიზეზის გამო აღნიშნულ დროს ქარის სიჩქარის ვერტიკალური გრადიენტი მაქსიმუმს აღწევს.

ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე პლაჟზე სიმაღლის მიხედვით უმნიშვნელოდ იზრდება, ამავე დროს ღრუბლიან დღეებში სინოტივე მეტია, ვიდრე უღრუბლო დღეებში და სხვაობა მაქსიმუმს აღწევს შუადღის საათებში. ნათქვამი დეტალურად ჩანს ცხრილებიდან 8.1.9 და 8.1.10.

ცხრილი 8.1.9. ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე სოხუმის სამედიცინო პლაჟზე. %.

(P.П.Кавкасидзе., Н.Ш.Гонгладзе, 1963)

სიმაღლე, მ	დაკვირვების ვადა, სთ.	თვეები					
		V	VI	VII	VIII	IX	X
0,5	7	80	71	76	70	74	62
	13	71	72	67	63	68	59
	17	65	69	69	64	70	70
1,5	7	80	66	75	70	74	62
	13	72	78	70	64	70	61
	17	67	76	70	66	70	71

ცხრილი 8.1.10. ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის დღე-ღამური სვლა უღრუბლო(ა) და ღრუბლიან(ბ) დღეებში გაგრაში. %.
(А.А.Григолия, Б.П.Джанашия, 1967)

სიმაღლე, მ	ვლაკვირვების ვადა, სთ.											
	8		9		11		13		17		19	
	ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ	ა	ბ
0,2	83	79	78	73	67	81	65	80	59	75	67	76
0,5	81	79	77	77	74	88	73	82	62	76	66	76
1,0	81	81	77	79	76	87	73	82	62	79	67	80
1,5	81	81	79	79	76	87	74	82	63	79	67	80

8.2. ქალაქ თბილისის მიკროკლიმატური თავისებურებანი

დიდი ქალაქის მიკროკლიმატი განისაზღვრება მთელი რიგი ფაქტორებით:

1. გამონაბოლქვებისა და მტვრის არსებობით, რაც ცვლის რადიაციულ რეჟიმს და წყლის ორთქლის კონდენსაციის პირობებს;
2. ქვეფენილი ზედაპირის თავისებურებით, რომელიც ხასიათდება კარგი სითბოგამტარობით;
3. ქალაქის ძლიერ დანაწევრებული რელიეფით (ქუჩათა ქსელი, მოედნები, სკვერები, პარკები, ნაგებობები), რაც განაპირობებს ქარის სიჩქარის და მიმართულების, აგრეთვე ტურბულენტური ცვლის ინტენსივობის შეცვლას.

რადიაციული ბალანსის შეცვლა და სითბოს დამატებითი მოდენა ატმოსფეროში განაპირობებს ქალაქის მაღალ ტემპერატურულ ფონს. ო.დროზდოვის თანახმად საშუალო წლიური ტემპერატურები გარეუბანთან შედარებით მოსკოვსა და თბილისში მომატებულია $0,8^{\circ}$ -ით, პარიზსა და სტოკჰოლმში- $0,7^{\circ}$ -ით, მილანში- $1,3^{\circ}$ -ით, ხოლო ნიუ-იორკში- $1,8^{\circ}$ -ით.

ცხრილში 8.2.1. წარმოდგენილია ჰაერის ტემპერატურის წლიური სვლა თბილისის ცენტრსა და აეროპორტში, და აგრეთვე ამ ტემპერატურათა სხვაობები. როგორც ცხრილიდან ჩანს ქალაქის როლის გავლენა ჰაერის ტემპერატურაზე განსაკუთრებით დიდია გაზაფხულზე, რაც ამ დროს ტურბულენტური ცვლის გააქტიურების შედეგია.

ჰაერის აბსოლუტური სინოტივე თბილისის ცენტრსა და გარეუბანში მნიშვნელოვნად არ განსხვავდება ერთმანეთისაგან. შეფარდებითი სინოტივე კი ქალაქის ცენტრში ტემპერატურის მაღალი ფონის გამო რამდენადმე

ცხრილი 8.2.1. ჰაერის ტემპერატურის წლიური სვლა თბილისის ცენტრსა და აეროპორტში.
°C.

პუნქტი	თვე												წელი
	ი	იი	იი	იი	ი	ი	ი	ი	ი	ი	ი	ი	
ცენტრი	0,9	2,6	6,6	11,9	17,3	21,1	24,4	24,2	19,6	13,8	7,6	2,8	12,7
აეროპორტი	0,4	1,9	5,7	11,2	16,6	20,5	24,0	24,1	19,4	13,7	7,3	2,5	12,3
სხვაობა	0,5	0,7	0,9	0,7	0,7	0,6	0,4	0,1	0,2	0,1	0,3	0,3	0,3

დაკლებულია. სხვაობა მაქსიმუმს გაზაფხულსა და ზაფხულში აღწევს.

ქარის სიჩქარის საშუალო თვიური მნიშვნელობები თბილისის ცენტრში 3-4მ/წმ-ით ნაკლებია გარეუბანთან შედარებით.

ქალაქის გავლენა შეინიშნება აგრეთვე ღრუბლიანობისა და ნალექების მნიშვნელობებშიც. ქალაქის თავზე ჰაერის სწრაფი გათბობის, ტურბულენტობის გაძლიერების და ანთროპოგენული წარმოშობის აეროზოლების კონცენტრაციის გაზრდის გამო წარმოიქმნება ღრუბლების განვითარების ხელსაყრელი პირობები. ამიტომ ღრუბლიანობა და ნალექები ქალაქის ცენტრში იზრდება. სხვაობა უდიდესია ზაფხულის თვეებში, რაც კონვექციური პროცესების გააქტიურებას და ტურბულენტური ცვლის გაძლიერებას უკავშირდება.

თბილისის მიკროკლიმატურ თავისებურებათა შესახებ შეიძლება ვიმსჯელოთ საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის თანამშრომელთა მიერ მომზადებული ორი მონოგრაფიის მიხედვით (Климат Тбилиси, 1992 და თბილისის კლიმატის მრავალწლიური ცვლილება და ციკლური რყევადობა, 2001).

მიკროკლიმატური სხვაობების გამოსავლენად ტემპერატურისა და ნალექების მონაცემები დაყვანილი იყო თბილისის ცენტრალური ნაწილის საშუალო სიმაღლეზე-ზღვის დონედან 400მ-ზე. ამან გამორიცხა ადგილის სიმაღლის გავლენა და გამოავლინა მიკროკლიმატური განსხვავებები (მ.ელიზბარაშვილი, თ.ალადაშვილი, ნ.ჯანგულაშვილი, 2001). დადგინდა თბილისში „სითბოს კუნძულის“ არსებობა, რომელიც წლის განმავლობაში იცვლის მდებარეობას.

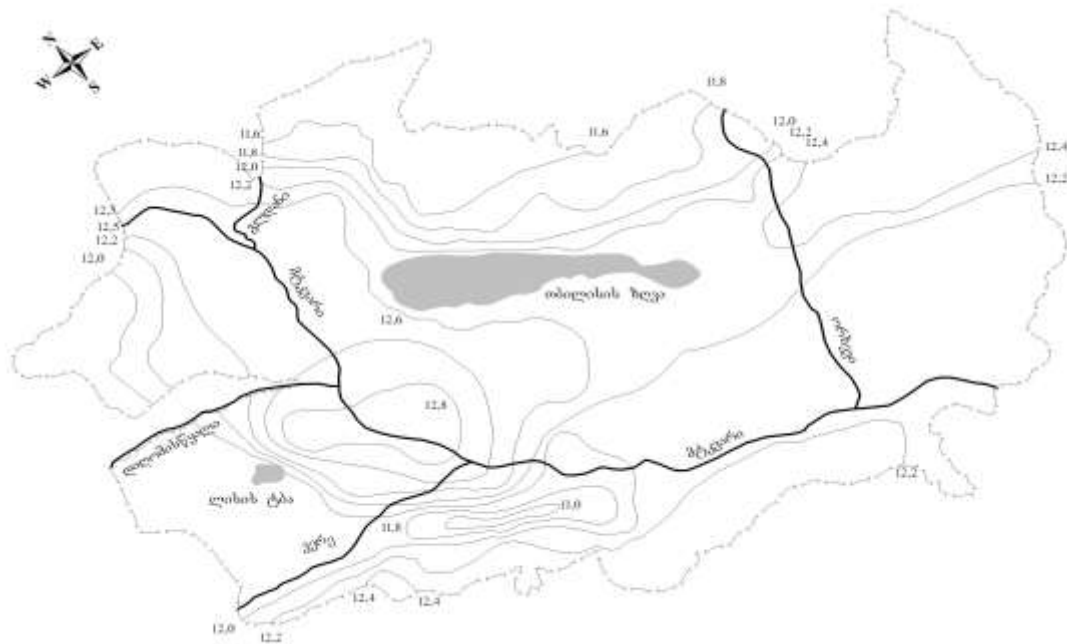
ზამთარში „სითბოს კუნძული“ ძირითადად მთაწმინდის რაიონშია განლაგებული. რუსთაველის პროსპექტზე ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურა 2,8⁰-ს შეადგენს. 2,6⁰ ტემპერატურაა ვაკეში, ზემო ვერაზე და აღმაშენებლის პროსპექტზე. მტკვრის ხეობაში ტემპერატურა 2,4⁰-მდე ეცემა, ხოლო ყველაზე დაბალი ტემპერატურა (2,0⁰) ქალაქის ჩრდილოეთ-გლდანის რაიონშია.

გაზაფხულზე „სითბოს კუნძული“ დიდუბის და საბურთალოს რაიონებში გადაინაცვლებს. ეს აიხსნება მთაწმინდის რაიონში მწვანე ნარგავების სიუხვით, რაც გავლენას ახდენს მის მიკროკლიმატზე და ტემპერატურას დაბლა სცემს დაახლოვებით $0,5-0,9^{\circ}$ -ით. „სითბოს კუნძული“ ამ დროს $12,8^{\circ}$ -ია, ხოლო ვაკის პარკში და მთაწმინდის ასასვლელთან- $11,0-11,3^{\circ}$ (ნახ.8.2.1).

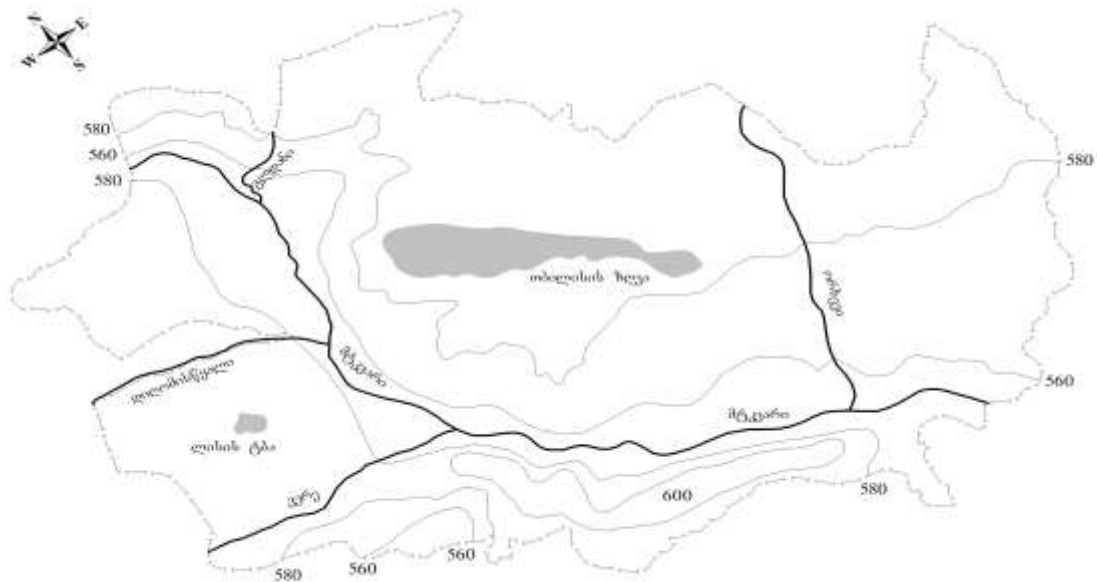
ზაფხულის განმავლობაში ყველაზე ძლიერ თბება აღმაშენებლის პროსპექტი, სადაც საშუალო თვიური ტემპერატურა $23,6^{\circ}$ -ს აღწევს. რამდენადმე ნაკლებია ტემპერატურა ჩუღურეთის რაიონის დანარჩენ ტერიტორიაზე, აგრეთვე ისნის, ნაძალადევის, დიდუბის და კრწანისის რაიონების დიდ ნაწილზე ($23,4^{\circ}$). ყველაზე დაბალი ტემპერატურა აღინიშნება გლდანის რაიონის ჩრდილოეთ ნაწილში ($22,6^{\circ}$).

შემოდგომით „სითბოს კუნძულს“ უკავია აღმაშენებლის და რუსთაველის პროსპექტები, დიდუბის, ისნის და კრწანისის რაიონები. აქ ჰაერის საშუალო ტემპერატურა $14,0^{\circ}$ -ს შეადგენს, ყველაზე დაბალი ტემპერატურა კი სამგორის რაიონის ჩრდილოეთ ნაწილში და ზემო ვერაზე აღინიშნება ($13,2^{\circ}$).

წლიური ნალექების უდიდესი რაოდენობა (600მმ-ზე მეტი) ქალაქის ცენტრში-მთაწმინდისა და კრწანისის რაიონებში მოდის, იქ სადაც ძლიერ განვითარებულია „სითბოს კუნძული“. ნალექების გაზრდა ქალაქის ცენტრში



ნახ.8.2.1. ზღვის დონედან 400მ-ზე დაყვანილი იზოთერმების რუკა. გაზაფხული.
(მელიხბარაშვილი, თ.ალადაშვილი, ნ.ჯანგულუშვილი, 2001)



ნახ.8.2.2. ზღვის დონედან 400მ-ზე დაყვანილი იზოჰიეტების რუკა. წელიწადი.
(მ.ელიზბარაშვილი, თ.ალადაშვილი, ნ.ჯანგულუშვილი, 2001)

განპირობებულია სითბოს კუნძულის არსებობით, ქალაქის ნაგებობათა შემაშვოთებელი გავლენით და ატმოსფეროს გაჭუჭყიანებით. მეორეს მხრივ, ნალექების მაქსიმუმი ქალაქის ცენტრში, ანუ მის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში, აიხსნება ქარის დაბალი სიჩქარეებით, რის გამოც აქ კონდენსაციის პროდუქტების დიდი რაოდენობა გადმონაწილდება (ნახ.8.2.2).

მტკვრის მარცხენა სანაპიროზე ნალექები 500მმ-ზე ნაკლებია. გამონაკლისი თბილისის ზღვის მიდამოებია, სადაც ნალექების ჯამი 580მმ-მდე იზრდება. ამრიგად წლიური ნალექების ზრდა ქალაქის ცენტრში გარეუბანთან შედარებით დაახლოვებით 5-7%-ს შეადგენს.

ნალექების მაქსიმუმი ქალაქის ცენტრში შენარჩუნებულია წელიწადის ცივი და თბილი პერიოდების განმავლობაშიც. ეს განსაკუთრებით კარგად ჩანს თბილი პერიოდის ნალექებისათვის, რადგანაც მათი რაოდენობა გაცილებით აღემატება ცივი პერიოდის ნალექებს. თბილი პერიოდის ნალექების უდიდესი რაოდენობა(440მმ) აგრეთვე მთაწმინდისა და კრწანისის რაიონებში მოდის. გაზრდილია ნალექები თბილისის ზღვის მიდამოებში(430მმ), ხოლო უმცირესი ნალექები სამგორის რაიონის აღმოსავლეთ ნაწილში მოდის, მდინარე ლოჭინის მახლობლად, სადაც მათი რაოდენობა არ აღემატება 370მმ-ს. ამდენად თბილი პერიოდის განმავლობაში ქალაქის ცენტრსა და გარეუბანში მოსულ ნალექებს შორის სხვაობა 16%-ს შეადგენს. ცივი პერიოდის ნალექების განაწილებაში მნიშვნელოვანი სხვაობა არ აღინიშნება, თუმცა მტკვრის მარჯვენა სანაპიროზე, იგივე მთაწმინდისა და კრწანისის რაიონებში ნალექების რაოდენობა აღემატება 155მმ-ს, მაშინ როდესაც მარცხენა სანაპიროზე-ჩუღურეთის და ისნის რაიონებში, ნალექები ვერ აღწევს 150მმ-ს.

8.3. ქალაქ თელავის მიკროკლიმატური გამოკვლევა

ქალაქ თელავის მიკროკლიმატური თავისებურებების გამოსაკვლევად 2000 წლის ზაფხულის განმავლობაში მიკროკლიმატური გაზომვები ჩატარდა საგანგებოდ შერჩეულ 4 პუნქტში: მე-2 საშუალო სკოლის ეზო (ქალაქის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ნაწილი, 680მ ზღვის დონეან);

საკოლმეურნეო ბაზრის მიმდებარე ტერიტორია(ქალაქის ჩრდილოეთი ნაწილი,715მ); ი.ჭავჭავაძის სახელობის მოედანი (ქალაქის ცენტრი, 740მ); ი.გოგებაშვილის სახელობის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მიმდებარე ტერიტორია (ქალაქის სამხრეთ-დასავლეთი ნაწილი, 880მ).

ჩატარებული გაზომვები საფუძვლად დაედო ქალაქ თელავის მიკროკლიმატური რუკების შედგენას ზაფხულის საშუალო პირობებისა და აგვისტოს თვის 17 საათისათვის (ე.ელიზბარაშვილი, ი.ჭინჭარაშვილი,2001).

რუკების ანალიზმა გამოავლინა,რომ ჰაერის საშუალო ტემპერატურა ზაფხულში ქალაქის საზღვრებში 24-26⁰-ს შეადგენს. უდიდესი ტემპერატურა ქალაქის ჩრდილოეთ ნაწილში-ი.ჭავჭავაძის პროსპექტის ჩრდილოეთით აღინიშნება. ქალაქის ცენტრში-თავისუფლების მოედანზე, კოსტავას ქუჩაზე და მათ მიმდებარე ტერიტორიებზე ტემპერატურა 25-25,5⁰-ია. ქალაქის ცენტრიდან აღმართზე მიმავალ ქუჩებზე-გ.ჩოხელის, 26 მაისის, ე.ახვლედიანის, 9აპრილის, რ.ლაღიძის და სხვ., ტემპერატურა 25⁰-ზე ნაკლებია, ხოლო სახელმწიფო უნივერსიტეტის მახლობლად 24⁰-მდე კლებულობს.

აგვისტოს 17 საათიან დაკვირვებათა ვადაზე ქალაქის ცენტრში „სითბოს კუნძული“ ყალიბდება, რომელიც მოიცავს თავისუფლების და ი.ჭავჭავაძის მოედანებს, და კოსტავას ქუჩის მონაკვეთს. „სითბოს კუნძულში“ ტემპერატურა 31,5⁰-ს აღემატება. კოსტავას ქუჩის ჩრდილოეთით- ქალაქის ტერიტორიის ვრცელ ნაწილზე ტემპერატურა 30-31⁰-ია, ხოლო მის სამხრეთით კლებულობს და მინიმუმს(28⁰) სახელმწიფო უნივერსიტეტის მიმდებარე ტერიტორიაზე აღწევს.

ტემპერატურათა დიდი სხვაობის გამო, აქტიურდება ადგილობრივი ცირკულაცია და ქარის სიჩქარე მაქსიმუმს აღწევს(2-2,5მ/წმ). საშუალოდ კი ქარის სიჩქარე ქალაქის შერჩეულ პუნქტებში თითქმის თანაბარია და 1,6მ/წმ-ს შეადგენს.

ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე ქალაქის ტერიტორიაზე 47-51% ფარგლებში იცვლება და მაქსიმუმს სახელმწიფო უნივერსიტეტის მიმდებარე ტერიტორიაზე

აღწევს, რაც ტყის საფარის სიახლოვით არის განპირობებული.

8.4. წყალსაცავების მიკროკლიმატური თავისებურებანი

გასული საუკუნის 50-იანი წლებიდან საქართველოში მდინარეთა ჩამონადენის რეგულირების მიზნით ფართოდ გაიშალა წყალსაცავების მშენებლობა და უკვე ხანგრძლივი დროის განმავლობაში ფუნქციონირებენ შაორის, ტყიბულის, გალის, წალკის, სიონის, თბილისის და ჰჯვრის წყალსაცავები. ზოგი მათგანი გამოიყენება ენერგეტიკული მიზნებისათვის, ხოლო ზოგი ირიგაციის, ან ირიგაციის და ენერგეტიკისათვის.

წყალსაცავები თავის საკუთარ კლიმატს ქმნიან. მთელი რიგი თეორიული და ექსპერიმენტული ხასიათის გამოკვლევების თანახმად დადგენილია, რომ წყალსატევი ათბობს (ან აგრილებს) და ატენიანებს მიმდებარე ტერიტორიას. გამაგრილებელი ეფექტი აღინიშნება დღისით, ხოლო გამათბობელი-ღამით. მეორე ჭარბობს პირველს, ამიტომ შეიძლება ჩაითვალოს, რომ წყალსაცავი საშუალოდ ათბობს მიმდებარე ტერიტორიას. ამავე გამოკვლევების თანახმად წყალსატევის გავლენის უდიდესი ეფექტი აღინიშნება 5-7კმ მანძილამდე.

წყალსატევის გავლენის ზონაში ქარის სიჩქარე იზრდება. სიჩქარე მაქსიმუმს შემოდგომაზე აღწევს, როდესაც წყალი ჰაერზე თბილია და განვითარებულია ტურბულენტური ცვლა. წყალსატევის გავლენა ადგილობრივ კლიმატზე სხვადასხვა გეოგრაფიულ პირობებში განსხვავებულია, რაც კარგად ჩანს ცხრილიდან 8.4.1.

ჯვრის წყალსაცავის ეფექტის შეფასების თანახმად (Э.Ш.Элизнарашвили, Т.В.Хеладзе, 1989,а) წყალსაცავის გამათბობელი ეფექტი ჯვარში შეადგენს 0,4-0,5⁰-ს, მესტიაში-0,3-0,4⁰-ს. გამაგრილებელი ეფექტი ტოლია 0,5-0,7⁰-სა. სიონის წყალსაცავის გამათბობელი ეფექტი თიანეთში შეფასებულია 0,1-0,3⁰-ით, ხოლო გამაგრილებელი ეფექტი-0,1-0,2⁰-ით.

რ.სამუკაშვილის(2001) თანახმად წყალსაცავის აშენების შედეგად სადგურ ჯვარში 1979-90წწ პერიოდში

ჰაერის ტემპერატურის საშუალოთვიური მნიშვნელობები 10 თვის (ძირ-რძ) განმავლობაში აღმოჩნდა ნაკლები, ხოლო მაისში და ივნისში მეტი წინა პერიოდის (1959-1979) შესაბამის მნიშვნელობებზე. ტემპერატურის მნიშვნელობებს შორის განსხვავების სიდიდე მაქსიმალურია მარტში და აპრილში $(-0,6^{\circ})$. საშუალოწლიური ტემპერატურა უკანასკნელ პერიოდში წინა პერიოდთან შედარებით ჯვარში და ხაიშში დაეცა $0,2^{\circ}$ -ით, მესტიაში $0,1^{\circ}$ -ით ხოლო გალში მოიმატა $0,4^{\circ}$ -ით. აღსანიშნავია, რომ ოქტომბერ-აპრილში ჯვარში წყალსაცავის აშენების შემდეგ პერიოდში აღინიშნა ტემპერატურის დაბალი მნიშვნელობები წინა პერიოდთან შედარებით, რაც მისი აზრით არ შეესაბამება წყალსაცავში მიმდინარე სითბური პროცესების ფიზიკურ არსს, რასაც რ.სამუკაშვილი ადგილობრივ ქარებს (განსაკუთრებით ფიონებს) უკავშირებს. მისივე მონაცემებით სადგურ ხაიშში

ცხრილი 8.4.1. წყალსატევის გავლენით მეტეოროლოგიური პირობების შესაძლო ცვლილება (В.Н.Адаменко, 1979)

ჯბუნებრივი ზონა	სეზონის დადგომის დაგვიანება დღე-ღამე		ჭუყინვო ჰპერიო - ჰდის ჰგაზრდ ა დღე	ტემპერა- ტურის გაზრდა °C C	გამათბობელი ეფექტი, თვე	ქმდგრადი ჰგავლენის ზონა, კმ
	გაზაფ- ხული	ზაფ- ხული				
ტუნდრა	10	4	7	0,5	VII-VIII	0,5-0,7
ტყეტუნდრა	12	6	10	0,7	VIII	1,0-1,5
ტაიგა	13-16	8-10	10-15	1,0	IX	1,2-2,5
ტყესტეპი	17-18	11-13	15-16	1,5	IX-X	3,2-5,0
სტეპი	18-20	14-15	16-22	2,5	X	5,0-7,0

წყალსაცავის გამაგრილებელ ეფექტს ადგილი აქვს ნოემბერ-თებერვლის, მესტიაში ოქტომბერ-აპრილის, გალში კი—ნოემბერ-იანვრის განმავლობაში. რ.სამუკაშვილი ასკვნის, რომ ხუდონის წყალსაცავის აშენების შემთხვევაში ჰაერის ტემპერატურის ცვლილება სადგურ ხაიშში გახდება უფრო ინტენსიური, ვინაიდან იგი პრაქტიკულად განლაგებულია ხუდონის მშენებარე წყალსაცავის სანაპირო ზოლში.

საქართველოს ოთხი წყალსაცავის- ჯვრის, სიონის, ტყიბულის და შაორის, მიმდებარე ტერიტორიის კლიმატზე გავლენის დასაზუსტებლად საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგიური ინსტიტუტის კლიმატის მოდელირების ლაბორატორიაში შემუშავებული სტატისტიკური მეთოდის(2001) გამოყენებით გამოირიცხულ იქნა რეგიონზე კლიმატის თანამედროვე ცვლილების გავლენა და შეფასდა უშუალოდ წყალსაცავის ეფექტი (ცხრილი 8.4.2). აღმოჩნდა, რომ ჰაერის ტემპერატურის საშუალო წლიურ მონაცემებში უდიდესი ეფექტი გაყინვად შაორის წყალსაცავზე(0,9⁰) აღინიშნება, მისი გამათბობელი ეფექტი უდიდესია ზამთარსა და გვიან შემოდგომაზე(1,8-2,2⁰). სიონის წყალსაცავის გამათბობელი ეფექტი უდიდესი იანვარ-თებერვალშია და შეადგენს 0,2-0,9⁰-ს, ხოლო ჯვრის წყალსაცავისა-ოქტომბრიდან თებერვლამდე(1,0-1,1⁰). ჯვრის და სიონის წყალსაცავების გამაგრილებელი ეფექტი ყველაზე მეტად ვლინდება გაზაფხულსა და ზაფხულში, და შეადგენს 0,4⁰ და 0,6-0,7⁰-ს შესაბამისად.

ტყიბულის და შაორის წყალსაცავების მიკროკლიმატი ზაფხულში უფრო თბილია, ვიდრე მიმდებარე ტერიტორიების მიკროკლიმატი, რაც განპირობებულია მათი შედარებით მცირე ზომებით. უმეტესობა წყალსაცავებზე გამაგრილებელი ეფექტი იწყება თებერვალი-მარტიდან, ხოლო

ცხრილი 8.4.2. წყალსაცავების კლიმატზე გავლენის ანტროპოგენური ეფექტი
(Э.Ш.Элизбарашვილი, М.Э.Элизбарашვილი, 2006)

წყალსაცავი, (შექმნის წელი), მოცულობა მლნ.კუბ.მ., სარკის ფართობი კვ.კმ. სიღრმე, მ.	ელემენტი	თვეები												წელი
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ჯვრის(1978წ) 109,3 13,5 81,5	ტემპ. °C მნალექი მმ ჰპარც.წნ.ჰპა ქარი მ/წმ	1,0 -5 0,6 0,8	0,2 -6 0,5 0,2	0,4 18 0,3 0,2	0 17 0,1 0,1	-0,1 -35 0,2 1,0	-0,3 -55 0,2 1,0	-0,4 53 0,2 0,9	-0,1 0 1,2 1,4	0 -64 1,3 1,5	-0,2 -33 0,9 1,0	0 -32 0,4 0,5	1,1 -40 0,5 1,0	-0,1 -200 0,5 0,7
შაორის (1954წ) 90,6 13,0 7,0	ტემპ. °C მნალექი მმ ჰპარც.წნ.ჰპა	2,0 -4 0,2	1,5 0 0,2	0,7 -20 0	0,6 -21 -0,7	0,7 -18 0	0,7 7 -0,2	-0,4 11 -0,8	0,5 -2 -0,4	0,5 -15 0,1	0,8 -13 0,5	2,2 -4 0,5	1,8 -5 0,4	0,9 -90 0
ტყიბულის(1955წ) 84,0 12,1 7,0	ტემპ. °C მნალექი მმ ჰპარც.წნ.ჰპა	0,6 20 0,2	-0,4 17 0	-0,7 26 -0,4	1,1 15 -0,3	0,1 30 -0,2	0,6 42 0,1	0,5 14 -0,6	0,5 26 -0,5	-0,7 0 0	-0,4 19 0,7	0,3 28 0,5	-0,4 1 0	0,1 200 0

სოინის(1963წ)	ტემპ. °C	0,2	0,9	-0,4	-0,7	0	-0,1	-0,4	-0,6	-0,6	-0,4	-0,7	-0,2	0
325	მნალექი მმ	14	-1	7	5	11	-7	16	-9	0	3	-2	-4	50
10,4	ჰპარც.წნ.ჰპა	-0,1	0	-0,3	0,4	2,1	0,6	0,6	0,1	-0,2	-0,8	-0,3	0,6	0,2
31,4	იქარი მ/წმ	0,5	0,7	0,2	0,8	0,2	0,9	1,1	1,3	1,2	0,4	1,7	0,4	0,7

ცხრილი 8.4.3. ჰაერის ტემპერატურისა და წყლის ორთქლის პარციალური წნევის ცვლილება წყლის კიდედან მანძილზე დამოკიდებულებით ჯვრის წყალსაცავზე (Ә.Ш.Әлиზбарашвили, М.Ә.Әлиზбарашвили, 2006)

თვეები	ტემპერატურა. °C.						წყლის ორთქლის პარციალური წნევა. ჰპა.				
	მანძილი კმ						მანძილი კმ				
	0,1	0,5	1,0	5	10	20	0,1	0,5	1,0	5,0	10
III	0,6	0,3	0,2	0,1	0	0	0,8	0,2	0,1	0	0
IV	-0,1	-0,1	0	0	0	0	1,0	0,2	0,1	0	0
V	-0,8	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1	0	1,1	0,3	0,1	0	0
VI	-1,3	-0,6	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1	1,0	0,3	0,1	0,1	0
VII	-1,7	-0,7	-0,5	-0,2	-0,2	-0,1	0,9	0,2	0,1	0,1	0
VIII	-2,0	-0,9	-0,7	-0,3	-0,2	-0,1	1,1	0,2	0,1	0,1	0
IX	-1,3	-0,7	-0,5	-0,3	-0,2	-0,1	1,0	0,3	0,1	0,1	0,1
X	-0,5	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	1,2	0,3	0,2	0,1	0
XI	0,3	0,1	0,1	0,1	0	0	0,9	0,2	0,1	0,1	0

ტყიბულის წყალსაცავზე გამათბობელი გავლენა უკვე აპრილიდან იწყება, რაც აგრეთვე მისი მცირე ზომების შედეგია (მოცულობა, სარკის ფართობი, სიღრმე).

ხმელეთისა და წყლის უთანაბრო გათბობისა და გაცივების გამო ვითარდება ადგილობრივი ბრიზული ცირკულაცია. რადგანაც საქართველოს წყალსაცავები ძირითადად მთის ხეობებშია განლაგებული, და ერთდროულად მთა-ხეობის ცირკულაციის პირობებში იმყოფებიან, ამ ქარების კომბინირებული მოქმედება აძლიერებს მათ სიჩქარეს. საშუალო წლიურ მონაცემებში ქარის სიჩქარის გაზრდა დაახლოებით 0,7მ/წმ-სიდიდით ფასდება.

ბრიზული ცირკულაცია განაპირობებს ინვერსიების წარმოქმნას, რაც აფერხებს ჰაერის აღმავალი დინებების განვითარებას და კონვექციური ღრუბლების წარმოქმნას. ამის გამო წყალსაცავების მახლობლად ღრუბლიანობა და ნალექები კლებულობს. შეფასებების თანახმად ჯვრის წყალსაცავის გავლენით ნალექების წლიური ჯამი შემცირებულია 200მმ-ით, შაორის წყალსაცავის გავლენით- 90მმ-ით. გასული საუკუნის 80-90-იან წლებში თიანეთში ნალექების რამდენადმე ზრდა, განსაკუთრებით წლის თბილ პერიოდში, აიხსნება სიონის წყალსაცავის მიდამოებში საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის მიერ წარმოებული ექსპერიმენტებით ნალექების ხელოვნურად გამოწვევის დარგში.

ჯვრის წყალსაცავის ადგილობრივ კლიმატზე გავლენის მოდელირება ჩატარებული იყო ა.ვოეიკოვის სახელობის მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში დამუშავებული მეთოდური მიდგომის საფუძველზე, რომლის თანახმადაც ჰაერის ტემპერატურისა და პარციალური წნევის ცვლილება ჰაერის ნაკადის წყალსატევიდან ხმელეთზე გადაადგილებისას განისაზღვრება ფორმულებით:

$$\Delta T = T_1 - T' = (T_n - T')(1 - F_T)\varphi,$$

$$\Delta e = e_1 - e' = (E_n - e')(1 - F_e)\varphi, \quad (8.4.1)$$

სადაც T_1 და e_1 – ტემპერატურისა და პარციალური წნევის საძიებო მნიშვნელობებია ხლელეთზე წყლის კიდედან

მოცემულ მანძილზე, T და e - ტემპერატურა და პარციალური წნევაა ხმელეთზე წყალსაცავის შექმნამდე, T_n და E_n - წყალსაცავის ზედაპირის ტემპერატურა და ამ ტემპერატურაზე წყლის ორთქლის გაჯერებული პარციალური წნევაა, F_T და F_e - უგანზომილებო ფუნქციებია, რომლებიც ითვალისწინებენ წყალსაცავის ატმოსფეროსთან სითბო- და ტენცვლის მახასიათებლებს, ϕ - უგანზომილებო ფუნქციაა, რომელიც ითვალისწინებს ხმელეთის ატმოსფეროსთან სითბო- და ტენცვლის მახასიათებლებს. მოდელირების შედეგები წარმოდგენილია ცხრილში 8.4.3.

ცხრილიდან ჩანს, რომ ჯვრის წყალსაცავის გამაგრებელი ეფექტი აღინიშნება აპრილის მეორე ნახევრიდან ოქტომბრის ბოლომდე, ხოლო გამათბობელი ეფექტი-ნოემბრიდან აპრილის დასაწყისამდე, რაც კარგად შეესაბამება ფაქტიურ მონაცემებს.

წყალსაცავის გავლენა ტემპერატურასა და სინოტივეზე განსაკუთრებით არსებითია წყლის კიდედან 500მ მანძილამდე, მდგრადი გავლენა ვრცელდება 5კმ-მდე, ხოლო 15-20კმ-ზე გავლენა პრაქტიკულად არ შეიმჩნევა.

თავი 9. კლიმატური ელემენტების მათემატიკური მოდელირება და გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება

9.1 კლიმატური ელემენტების ვერტიკალური განაწილების მოდელირება

ნებისმიერი კლიმატური ელემენტის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ზოგადად აღიწერება რაიმე n -ხარისხის მრავალწევრით:

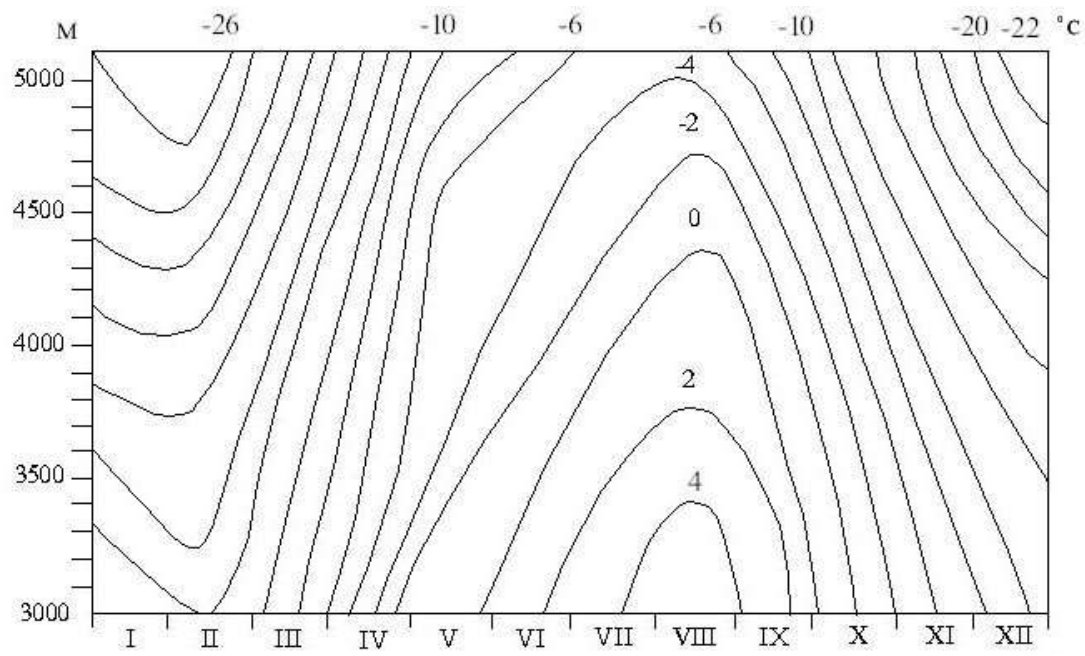
$$M = \sum_{i=1}^n \alpha_i Z^i, \quad (9.1.1)$$

სადაც M -კლიმატური ელემენტია, Z -აღვილის სიმაღლეა, α_i - რეგრესიის კოეფიციენტებია, $i=0,1,2,\dots,n$.

რაც მეტია მრავალწევრის ხარისხი, მით უფრო ზუსტად აღწერს ის კლიმატური ელემენტის ვერტიკალურ განაწილებას, მაგრამ ამავე დროს ვერ უზრუნველყოფს „მეტეოროლოგიური ხმაურით“ გამოწვეულ ცდომილებათა გამორიცხვას. დაბალი რიგის მრავალწევრი კი ემპირიული მასალის საკმაოდ უხეშ აღწერას იძლევა. ამიტომ მრავალწევრის შერჩევა უნდა მოხდეს სპეციალური კრიტერიუმების საფუძველზე.

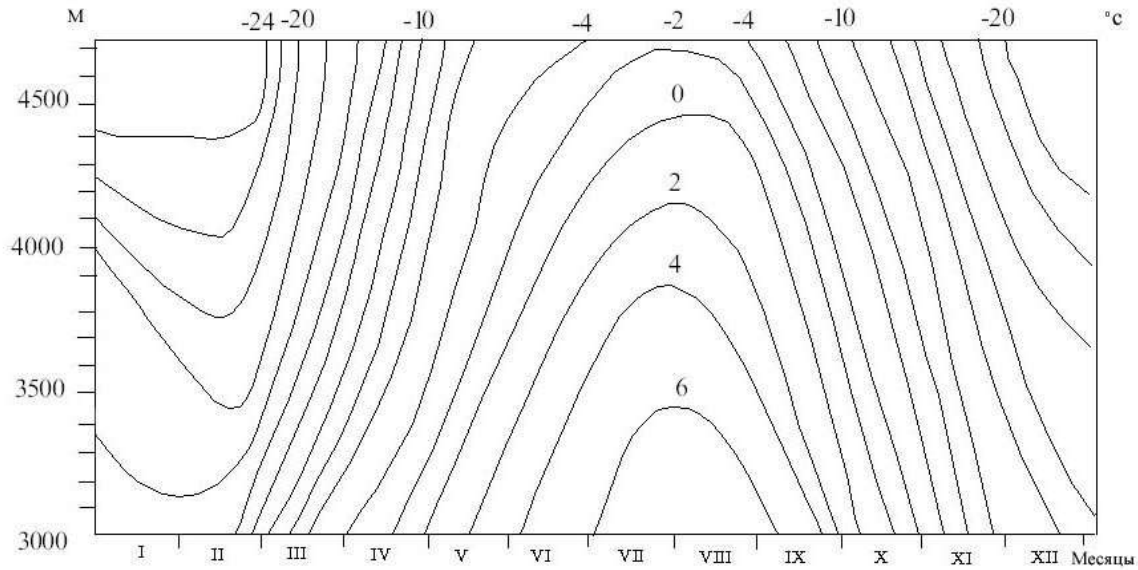
(9.1.1) ფორმულის უმარტივესი შემთხვევაა წრფივი ფუნქცია, როდესაც $i=1$. ამ ფორმულით, როგორც წესი, აღიწერება ჰაერის ტემპერატურის, აგრეთვე წყლის ორთქლის პარციალური წნევის განაწილება (ე.ელიზბარაშვილი, 1978). ასეთი მიდგომის საფუძველზე მოხერხდა ტემპერატურის ვერტიკალური ჭრილების მიღება იმ მაღალმთიანი ზონისათვის, სადაც მეტეოროლოგიური დაკვირვებები არ წარმოებს (ნახ.9.1.1).

მიუხედავად იმისა, რომ ჰაერის ტემპერატურის სიმაღლის მიხედვით ცვლილება წრფივ კანონზომიერებას



Месяцы

д)



ბ)

ნახ.9.1.1. ტემპერატურის ველის სივრცით-დროითი ჭრილი: ა)- დასავლეთ საქართველო; ბ)-აღმოსავლეთ საქართველო (მ.ჟ.ელიზბარაშვილი, 2004)

ექვემდებარება, ხშირად ინვერსიული მოვლენების გამო ეს კანონზომიერება ირღვევა. ინვერსია განსაკუთრებით ხშირია გაზაფხულზე, რაც განპირობებულია ხმელეთის გაციებულ ზედაპირზე ზღვიდან თბილი ჰაერის მასების გადაადგილებით. ამ დროს თბილი ნაკადის ქვედა ფენები სითბოს ნაწილს გადასცემენ ქვეფენილ ზედაპირს და ამით თვითონ უფრო ცივი აღმოჩნდებიან, ვიდრე ზედა ფენები. ეს მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ტემპერატურის განაწილების ხასიათზე და ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით მარტივი წრფივი ფუნქციით ვეღარ აღიწერება. ამ შემთხვევაში მიზანშეწონილია გამოვიყენოთ კვადრატული ფუნქცია:

$$T = aZ^2 + bZ + c, \quad (9.1.2)$$

სადაც, T – ჰაერის ტემპერატურაა, Z – ადგილის სიმაღლე მეტრობით, ხოლო a , b და c – რეგრესიის კოეფიციენტებია. (9.1.2)-ის რეგრესიის კოეფიციენტები აჭარის ტერიტორიისათვის წარმოდგენილია ცხრილში 9.1.1.

ცხრილი 9.1.1. რეგრესიის კოეფიციენტები (9.1.2)-
განტოლებისათვის
(მ.ელიზბარაშვილი, ზ.ქარსელაძე, 2003)

კოეფიციენტი	თ ვ ე				წელი
	იანვარი	აპრილი	ივლისი	ოქტომბერი	
$a \cdot 10^{-5}$	0.24	-0.56	0.50	0.40	0.40
$b \cdot 10^{-2}$	-0.82	0.36	-0.95	-0.90	-
c	6.5	11.5	23.0	17.0	0.80
					14.5

იგივე სახის ფუნქციით თ.ხელაძემ და მ. ელიზბარაშვილმა (1991) აღწერეს ატმოსფერული ნალექების ვერტიკალური განაწილება საქართველოს ძირითად მდინარეთა ხეობებში და ცალკეულ ქედებზე. რეგრესიის კოეფიციენტები გამოთვლილი იყო 9 რაიონისათვის (ცხრილი 9.1.2).

ცხრილი 9.1.2. რეგრესიის კოეფიციენტები ატმოსფერული ნალექების გამოსაანგარიშებლად (თ. სელაძე, მ. ელიზბარაშვილი 1991)

რაიონი	c	b	a
მდინარე ენგურის ხეობა	2550	-1.88	0.00055
მდინარე რიონის ხეობა	3200	-2.95	0.00094
მდინარე აჭარისწყლის ხეობა	2380	-2.12	0.00088
მდინარე კოდორის ხეობა	1500	1.50	-0.00142
კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი (კახეთი)	1080	-0.42	0.00052
მდინარე არაგვის ხეობა	210	0.91	-0.00014
თრიალეთის ქედის დასავლეთ ფერდობი	100	0.51	-0.000044
ჯავახეთის ქედის დასავლეთ ფერდობი	50	0.36	-0.000044
მესხეთის ქედის სამხრეთ ფერდობი	-1380	2.37	-0.00060

რადიაციული კომპონენტების მოდელირებისათვის რ.სამუკაშვილმა(2001,2003) ფართოდ გამოიყენა როგორც წრფივი, ისე მეორე ხარისხის ფუნქციები, ხოლო უკანასკნელ წლებში კლიმატური ელემენტების გეოინფორმაციულ კარტოგრაფირებასთან დაკავშირებით მათი ვერტიკალური განაწილება აღწერილი იყო მაღალი რიგის ფუნქციებითაც(შ.ჟ.ელიზბარაშვილი,2006;ჟ.შ.ელიზბარაშვილი, Д.Н.Кереселидзе, Ш.Э.Элизбарашвили, 2006).

9.2. კლიმატური ველების მოდელირება გეოგრაფიული კოორდინატების და მორფომეტრიული ფაქტორების გათვალისწინებით

ნებისმიერი პუნქტის გეოგრაფიული მდებარეობა შეიძლება დახასიათდეს სამი კოორდინატით სფერულ კოორდინატთა სისტემაში: გეოგრაფიული განედით φ , გეოგრაფიული გრძედით λ და ადგილის სიმაღლით Z . ნებისმიერი კლიმატური ელემენტის მნიშვნელობა შეიძლება განხილულ იქნას როგორც ამ კოორდინატების ფუნქცია:

$$M = \alpha_0 + \alpha_1 \varphi + \alpha_2 \lambda + \alpha_3 Z, \quad (9.2.1)$$

სადაც α_1 , α_2 და α_3 - შესაბამისად ელემენტის განედური, მერიდიანული და ვერტიკალური გრადიენტებია, α_0 - თავისუფალი წევრია.

ამ მიდგომით მიღებული იყო რეგრესიის განტოლებები საქართველოს ტემპერატურის ველისათვის. შესაბამისი რეგრესიის კოეფიციენტები და კრებსითი კორელაციის კოეფიციენტი წარმოდგენილია ცხრილში 9.2.1.

როგორც ცხრილიდან ჩანს კრებსითი კორელაციის კოეფიციენტები საკმაოდ მაღალია, რაც რეგრესიის განტოლებების საიმედოობაზე მიუთითებს.

დამუშავდა ტემპერატურის ველის არასტაციონალური მოდელი, რომელშიც (9.2.1)-ს დაემატა ერთი წევრი (Э.Ш.Элизнараშვილი, М.Э.Элизнараშვილი, 2004):

$$T = \alpha_0 + \alpha_1 \varphi + \alpha_2 \lambda + \alpha_3 Z + \alpha_4 \tau, \quad (9.2.2.)$$

სადაც τ - დროა, ხოლო α_4 - ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარეა საშუალოდ 10 წელიწადში.

მოდელი (9.2.2)-ს და ცხრილ 9.2.2-ს გამოყენებით შედგენილი იქნა ჰაერის ტემპერატურის მოდელური ველი XXI საუკუნის პირველი ნახევრისათვის (ნახ.9.2.1).

ცხრილი 9.2.1. რეგრესიის და კრებსითი კორელაციის(R) კოეფიციენტები
(Т.В. Хеладзе, Г.П.Лорткипанидзе, М.Э.Элизбарашвили , 1990)

კოეფიციენტი	თვე												წელი
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
α_0	38,4	26,8	1,4	-7,3	-12,0	-11,2	-17,0	-6,6	14,9	38,4	52,6	52,0	14,1
α_1	-0,25	-0,19	0,11	0,10	0,15	0,16	0,20	0,06	0,21	-0,47	-0,53	-0,42	-0,10
α_2	-0,54	-0,10	0,06	0,38	0,55	0,60	0,76	0,66	0,34	-0,06	-0,45	-0,65	0,11
$\alpha_3 * 10^0$	-0,61	-0,63	-0,62	-0,58	-0,56	-0,58	-0,58	-0,57	-0,57	-0,55	-0,56	-0,57	-0,58
R	0,97	0,98	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,96	0,99

ცხრილი 9.2.2. რეგრესიის კოეფიციენტები (9.2.2) –
 მოდელისათვის
 (Э.Ш.Элизбарашვილი, М.Э.Элизбарашვილი, 2004)

კოეფიციენტი	თვეები				წელი
	I	IV	VII	X	
α_0 (1)	27,5	44,9	59,9	63,4	47,2
α_0 (2)	34,0	48,5	62,1	65,5	51,3
α_1	0,99	0,037	-0,42	-0,077	0,24
α_2	-1,65	0,82	-0,46	-1,075	-1,04
α_3	-0,0065	-0,0053	-0,0050	-0,0049	-0,0055
α_4 (1)	-0,45	-0,17	0	-0,18	-0,22
α_4 (2)	0,78	0,22	0,25	-0,25	0,18

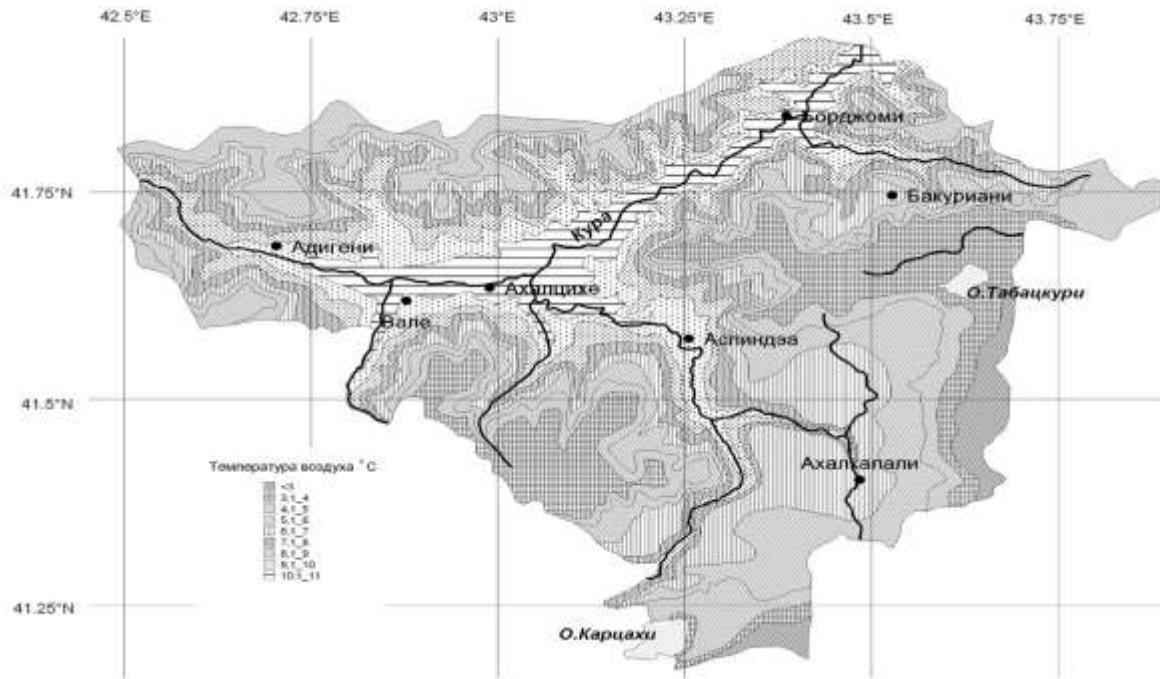
1 -შეესაბამება ჰუმიდურ ლანდშაფტებს; 2 -შეესაბამება არაჰუმიდურ ლანდშაფტებს .

გეოგრაფიული კოორდინატები დაელო საფუძვლად ატმოსფერული ნალექების ველის მოდელირებასაც, იმ განსხვავებით, რომ ამ შემთხვევაში გამოყენებული იყო მეორე რიგის ფუნქციები და მიღებული იყო შემდეგი მოდელი(ე.ელიზბარაშვილი შ.ელიზბარაშვილი,2002):

$$Q=58825-39008\bar{\varphi}+6240\bar{\varphi}^2-22576\bar{\lambda}+11628\bar{\varphi}\bar{X}-816\bar{\varphi}^2\bar{X}+461\bar{X}^2+1012\bar{\varphi}\bar{X}^2-528\bar{\varphi}^2\bar{X}^2 \quad (9.2.3.)$$

სადაც, $\bar{\varphi} = \varphi - 40^0$, $\bar{X} = X - 40^0$.

მოდელი(9.2.3) შედგენილია იზოჰეტების რუკის საფუძველზე ბიჯით 0,5 და ცხადია მასში რელიეფი ძალზე ზოგადად არის გათვალისწინებული. ამიტომაც, ის ზუსტად ვერ გამოსახავს ნალექების რაოდენობას კონკრეტულ პუნქტში, არამედ იძლევა მხოლოდ ნალექების ზოგად ფონს და ნალექების განაწილების ზოგად სურათს. განსხვავებანი



ნახ. 9.2.1. XXI საუკუნის პირველი ნახევრისათვის ჰაერის ტემპერატურის მოდელური ველის ფრაგმენტი. სამხრეთ საქართველო (Э.Ш.Элизбарашვილი, М.Э.Элизбарашვილი, 2004)

მოდელურ და ფაქტურ მონაცემებს შორის განპირობებულია იმ მეზო- და მიკროკლიმატური პირობებით, რაც არ არის გათვალისწინებული მოდელში.

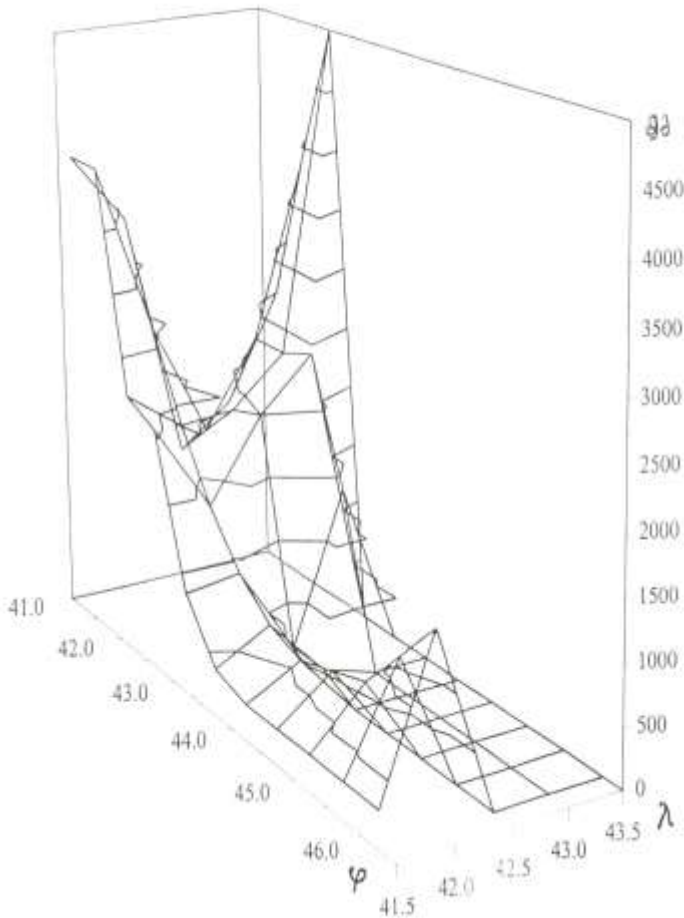
შედარებით კარგი მოდელის მიღება შეიძლება თუ გავზრდით მრავალწევრის რიგს 6-8 მდე, რაც პრაქტიკულად მიზანშეუწონელია, ან მას საფუძვლად დავუდებთ შესაბამის კარტოგრაფიულ საფუძველს, რომლის შედგენა გათვალისწინებულია მომავალში.

მიუხედავად ამისა მიღებული მოდელი სავსებით დამაკმაყოფილებლად ასახავს საქართველოს ტერიტორიაზე ნალექების ფონურ ველს და ამ ველისათვის დამახასიათებელ ძირითად კანონზომიერებებს. ეს კარგად ჩანს ნახ. 9.2.2-ზე წარმოდგენილი მოდელური ველიდან, რომელიც აგებულია 9.2.3- მოდელით. ნახ.9.2.2-ზე წარმოდგენილი მოდელური ზედაპირი ხარისხობრივად გამოსახავს ყველა იმ ძირითად თვისებებს, რაც დამახასიათებელია ატმოსფერული ნალექების სივრცითი განაწილებისათვის საქართველოს ტერიტორიაზე.

კერძოდ, ნალექების დაბალი დონე კოლხეთის სანაპირო ზოლში აჭარასა და აფხაზეთთან შედარებით, ნალექების კლება აღმოსავლეთ საქართველოში და შემდეგ ზრდა აღმოსავლეთ კავკასიონზე, აგრეთვე ძალიან მცირე ნალექები შირაქის ვაკეზე და ნალექების კლება მთათუშეთში, და ა. შ.

ატმოსფერული ნალექების სივრცითი ველის მოდელური ფუნქცია(9.2.3) საშუალებას იძლევა განვსაზღვროთ ველის გასაშუალოებული სიდიდეები და შესაბამისად ატმოსფეროდან მოსული ნალექების საერთო რაოდენობა ტერიტორიის ნებისმიერ მონაკვეთზე.

ინტეგრალური აღრიცხვის ელემენტალური მოსაზრებებიდან გამომდინარე რაიმე S ტერიტორიაზე



ნახ.9.2.2. ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამების
 მოდელური ველი
 საქართველოს ტერიტორიისათვის
 (ე.ელიზბარაშვილი შ.ელიზბარაშვილი,2002)

მოსული ატმოსფერული ნალექების საშუალო რაოდენობა განისაზღვრება ფორმულით:

$$\bar{Q}(S) = \frac{1}{S} \iint_S Q d\bar{\lambda} \cdot d\bar{\varphi} \quad (9.2.4.)$$

თუ ამ ფორმულაში ჩავსვამთ ნალექების(9.2.3) მოდელის გამოსახულებას და S-ტერიტორიის საზღვრებს გამოვსახავთ გეოგრაფიული გრძედის და განედის საშუალებით, მაშინ მივიღებთ:

$$\begin{aligned} \bar{Q}(S) &= \frac{1}{(\bar{\lambda}_2 - \bar{\lambda}_1)(\bar{\varphi}_2 - \bar{\varphi}_1)} = \\ &= \int_{\bar{\lambda}_1}^{\bar{\lambda}_2} \int_{\bar{\varphi}_1}^{\bar{\varphi}_2} (58825 - 39008\bar{\varphi} + 6240\bar{\varphi}^2 - 22576\bar{\lambda} + \\ &+ 11628\bar{\varphi}\bar{\lambda} - 816\bar{\varphi}^2\bar{\lambda} + 461\bar{\lambda}^2 + 1012\bar{\varphi}\bar{\lambda}^2 - 528\bar{\varphi}^2\bar{\lambda}^2) d\bar{\lambda} d\bar{\varphi} , \end{aligned} \quad (9.2.5.)$$

სადაც, $\bar{\varphi} = \varphi - 40$ და $\bar{\lambda} = \lambda - 40$.

(9.2.5) ფორმულით გამოთვლილი შედეგები დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოსათვის ცალ-ცალკე წარმოდგენილია ცხრილში 9.2.3.

ცხრილი 9.2.3. ნალექების გასაშუალოებული სიდიდე $\bar{Q}(S)$ და წყლის მთლიანი მოცულობა $\bar{Q}(S) \cdot S$.

რაიონი	$\bar{Q}(S)$ მმ	$\bar{Q}(S) \cdot S$ კმ ³
დასავლეთ საქართველო	1700	65
აღმოსავლეთ საქართველო	900	29
საქართველო	1350	94

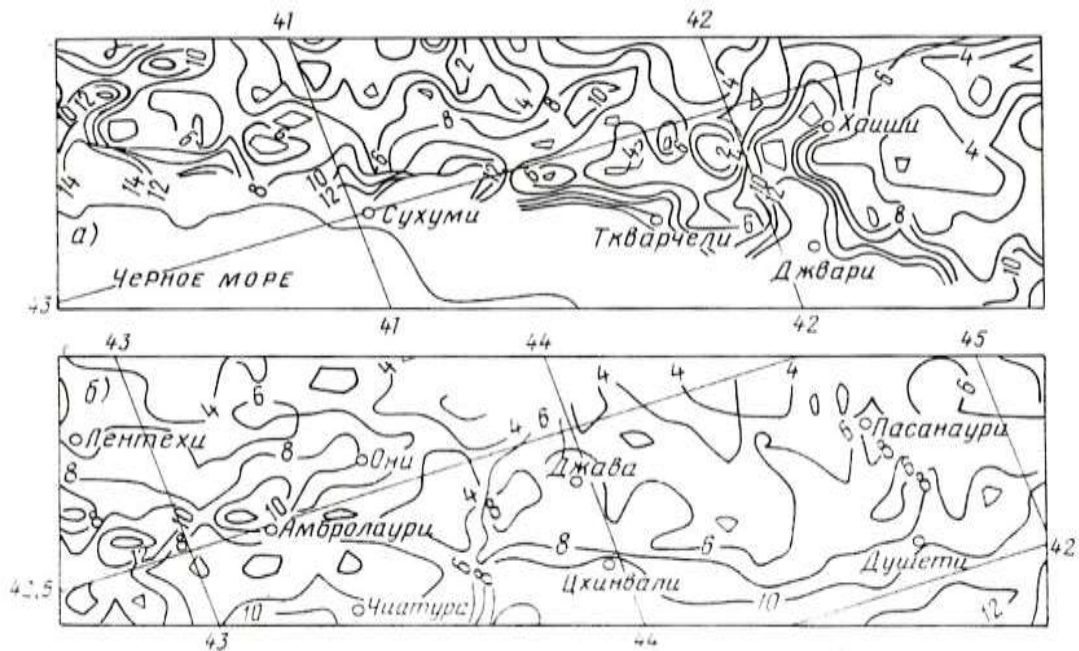
როგორც ცხრილიდან ჩანს წლიური ნალექების სივრცეში გასაშუალოებული სიდიდე დასავლეთ საქართველოში შეადგენს 1700მმ-ს, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში -900მმ-ს. თუ გადავიანგარიშებთ

ფართობზე მივიღებთ, რომ წლის განმავლობაში ატმოსფეროდან დასავლეთ საქართველო ლებულობს 65კუბ. კმ. წყალს, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველო-29კუბ. კმ. წყალს, მთლიანად საქართველო-94 კუბ.კმ. წყალს. ატმოსფეროდან მოსული წყლის რესურსების ასეთი შეფასებები მოხერხდა მხოლოდ ატმოსფერული ნალექების ველის მათემატიკური მოდელის აგების საფუძველზე.

ანალოგიური გაანგარიშებებით მიღებულია, რომ აჭარის ტერიტორიაზე წლის განმავლობაში მოსული წყლის საერთო მოცულობა 6,1კუბ.კმ-ს შეადგენს, ხოლო ატმოსფერული ნალექების გასაშუალოებული მნიშვნელობა დაახლოებით 2110მმ-ია (Э.Ш.Элизбарაშვილი,Д.Н.Кереселидзе, Ш.Э.Элизбарაშვილი, 2006).

გეოგრაფიული კოორდინატები ვერ უზრუნველყოფს მოდელში რთული დანაწევრებული რელიეფის სრულ გათვალისწინებას. ეს შესაძლებელი ხდება მხოლოდ იმ შემთხვევაში თუ მოდელში გათვალისწინებული იქნება რელიეფის მორფომეტრული ფაქტორები. ასეთი მიდგომა განხორციელებული იყო ტემპერატურისა და ნალექების ველების სტატისტიკური მოდელირებისას (Э.Ш.Элизбарაშვილი, Т.В.Хеладзе, 1988,1989), რამაც აგრეთვე კარგი შედეგი გამოიღო(ნახ. 9.2.3).

აღნიშნული მოდელის შედგენისას გათვალისწინებული იყო ისეთი მორფომეტრული მახასიათებლები, როგორებიცაა პუნქტის შეფარდებითი დაშორება მთის სისტემის საზღვრიდან, ადგილმდებარეობა ხეობის გასწვრივ და განივ ღერძებზე, ხეობის პროფილი, რელიეფის ვერტიკალური დანაწევრება, ქედების ეკრანირება და სხვ.



ნახ 9.2.3 ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურის მოდელური ველის ფრაგმენტები. °C.
 (Э.Ш.Элиზбарашვილი, Т.В.Хеладзе, 1988)

9.3. კლიმატური ველების გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება

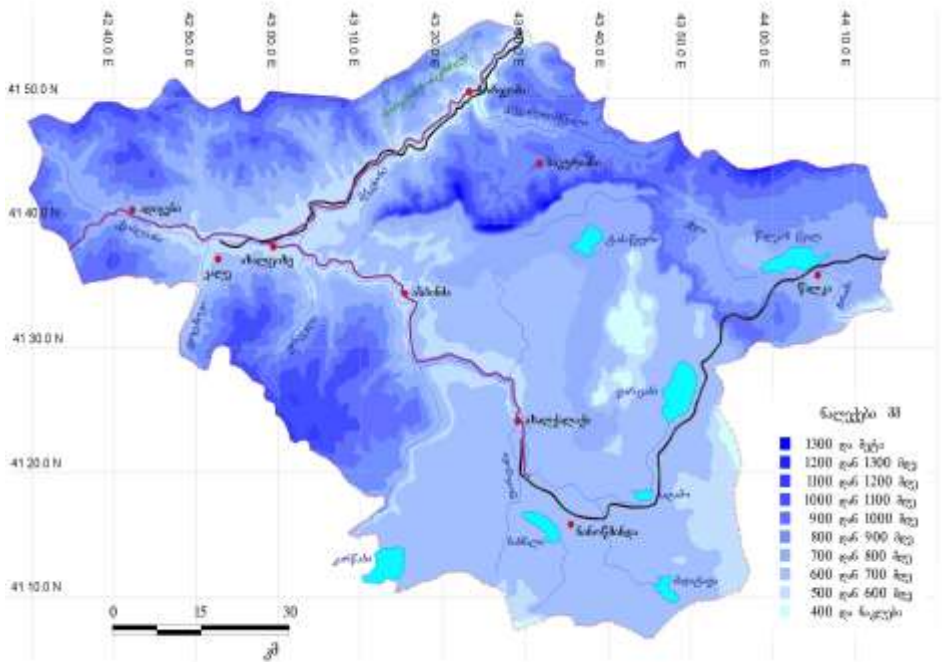
თანამედროვე პირობებში მსოფლიოს განვითარებულ ქვეყნებში დიდ ინტერესს იჩენენ გეოინფორმაციული ტექნოლოგიების მიმართ, რასაც კარტოგრაფია ხარისხობრივად ახალ საფეხურზე გადაჰყავს. საქართველოს პირობებში კლიმატური ველების გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება სრულიად ახალი მიმართულებაა, თუმცა გარკვეული შედეგები უკვე სახეზეა (Э.Ш.Элизбарашვიли, М.Э.Элизбарашვიли, 2004; Ш.Э.Элизбарашვიли, 2005,2006).

კლიმატური ველების გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება რამოდენიმე ეტაპს მოიცავს: ტოპოგრაფიული რუკის საფუძველზე ციფრული კარტოგრაფიული საფუძვლის შექმნა; კლიმატური ელემენტის ვერტიკალური განაწილების მოდელირება; რელიეფის წერტილოვანი ფენის შექმნა; რიგი პროცედურების ჩატარება, რომლებიც უკავშირდება კლიმატური ელემენტის მნიშვნელობათა გადათვლას წერტილოვანი ობიექტებისათვის, იზონახების ავტომატურ რეჟიმში კარტოგრაფირებას, ტოპოლოგიური უზუსტობების შესწორებას, ხაზოვანი ფენის საფუძველზე პოლიგონალური ფენის და ბოლოს თემატური რუკის შედგენას. ამ პროცედურების გათვალისწინებით მიღებული იყო ჰაერის და ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურების, აგრეთვე ატმოსფერული ნალექების გეოინფორმაციული რუკები. ატმოსფერული ნალექების გეოინფორმაციული რუკის ფრაგმენტები წარმოდგენილია ნახ.9.3.1-ზე.

ცხადია, რომ ასეთი მეთოდით მიღებული რუკები დიდი ინფორმატიულობით და სიზუსტით ხასიათდებიან, რადგანაც მათი შედგენისას გათვალისწინებულია რელიეფის მორფომეტრიის მთელი სირთულე.

ბ)

ნახ. 9.3.1. ატმოსფერული ნალექების გეოინფორმაციული



რუკის ფრაგმენტები: ა)-ცენტრალური კავკასიონი; ბ)-აჭარის ავტონომიური რესპუბლიკა; გ)-სამხრეთ საქართველო;
(შ.ჟ.ელიზბრაშვილი, 2005,2006)

თავი 10. კლიმატური რაიონები და ამინდის კლასები
10.1. საქართველოს კლიმატური დარაიონება
მ.კორძაზიას მიხედვით

საქართველოს პირველი კლიმატური დარაიონება შეასრულა მ.კორძაზიამ 1946 წელს. დარაიონებას მან საფუძვლად კიოპენის ჰავათა კლასიფიკაცია დაუდო. მ.კორძაზიამ საქართველოს ტერიტორიაზე ორი ცირკულაციურ-კლიმატური ოლქი -დასავლეთის, რომელიც ნოტიო სუბტროპიკული ჰავით ხასიათდება და აღმოსავლეთის-სუბტროპიკული კონტინენტური ჰავით, და ერთი სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის მშრალი სუბტროპიკებიდან ზომიერად ნოტიოში გარდამავალი ჰავის ქვეოლქი გამოყო. დარაიონება მოიცავს ჰავის 22 ტიპს (ნახ.10.1.1).

დასავლეთ საქართველოში:

1.ზღვიური ნოტიო ჰავა რბილი, თბილი, უთოვლო ზამთრით და ცხელი ზაფხულით;

2.საკმარისად ნოტიო ჰავა ზომიერად ცივი ზამთრით და შედარებით მშრალი ცხელი ზაფხულით;

3.ნოტიო ჰავა ზომიერად ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი თბილი ზაფხულით;

4.ნოტიო ჰავა ზომიერად ცივი ზამთრით და ხანმოკლე თბილი ზაფხულით;

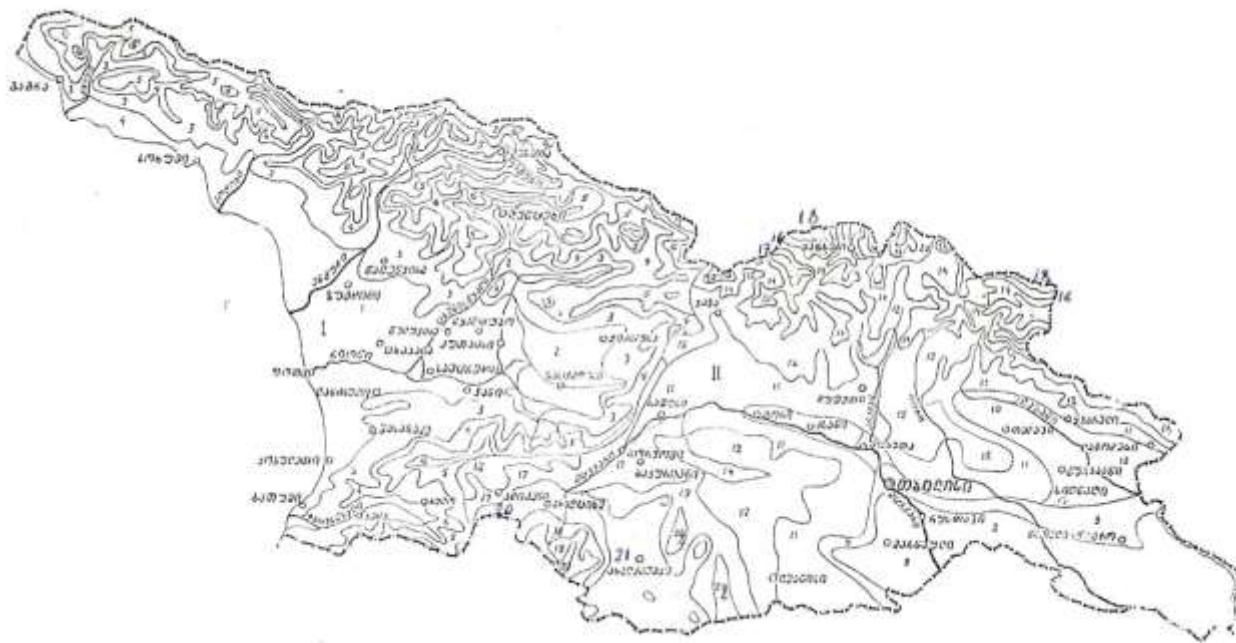
5.ნოტიო ჰავა ცივი, თოვლიანი ზამთრით და ხანმოკლე თბილი ზაფხულით;

6.მაღალმთიანი ნოტიო ჰავა ნამდვილი ზამთრის პერიოდის გარეშე;

7.უხვი მუდმივი თოვლის და მყინვარების მაღალმთიანი ნოტიო ჰავა;

აღმოსავლეთ საქართველოში:

8.ზომიერად თბილი სტეპების ჰავა ცხელი ზაფხულით;



ნახ.10.1.1. საქართველოს კლიმატური დარაიონება მ.კორძახიას მიხედვით.
 აღნიშვნები ის.ტექსტში

9.ზომიერად თბილი სტეპების ჰავიდან ზომიერად ნოტიოში გარდამავალი ჰავა;

10.ზომიერად ნოტიო ჰავა ზომიერად ცივი ზამთრით და ცხელი ზაფხულით;

11.ზომიერად ნოტიო ჰავა ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი თბილი ზაფხულით;

12.ზომიერად ნოტიო ჰავა ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი გრილი ზაფხულით;

13.ნოტიო ზღვიურიდან ზომიერად ნოტიო კონტინენტურში გარდამავალი ჰავა ცივი თოვლიანი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით;

14.ნოტიო ზღვიურიდან ზომიერად ნოტიო კონტინენტურში გარდამავალი ჰავა ცივი თოვლიანი ზამთრით და ხანმოკლე ზაფხულით;

15. ზომიერად ნოტიო ჰავა ცივი ზამთრით და ხანმოკლე ზაფხულით;

16.მაღალმთიანი ზომიერად ნოტიო ჰავა ნამდვილი ზაფხულის პერიოდის გარეშე;

17.ძუღმივი თოვლისა და მყინვარების მაღალმთიანი ჰავა;

სამხრეთ საქართველოში:

18.ზომიერად ნოტიო მთიანეთის სტეპებზე გარდამავალი ჰავა;

19.მთიანეთის სტეპების ჰავა ცივი მცირეთოვლიანი ზამთრით და ხანგრძლივი თბილი ზაფხულით;

20.მთიანეთის სტეპების ჰავა ცივი მცირეთოვლიანი ზამთრით და ხანგრძლივი გრილი ზაფხულით;

21.მთიანეთის სტეპების ჰავა ცივი ზამთრით და ხანმოკლე ზაფხულით;

22.მაღალი მთიანეთის ზომიერად მშრალი ჰავა ზაფხულის ნამდვილი პერიოდის გარეშე.

10.2. საქართველოს კლიმატური დარაიონება გ.ჭირაქაძის მიხედვით

გ.ჭირაქაძემ სპეციალურად გამოყენებითი მიზნებისათვის ჩაატარა საქართველოს ახალი კლიმატური დარაიონება. დარაიონებას მან საფუძვლად დაუდო შემდეგი კრიტერიუმები:

1. საქართველოსათვის დამახასიათებელი ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები;

2. ცალკეული რაიონების ფიზიკურ-გეოგრაფიული თავისებურებები;

3. საქართველოს გეოგრაფიული მდებარეობა;

4. საქართველოს რადიაციული რეჟიმი;

5. ძირითადი კლიმატური ელემენტების რეჟიმული მახასიათებლები.

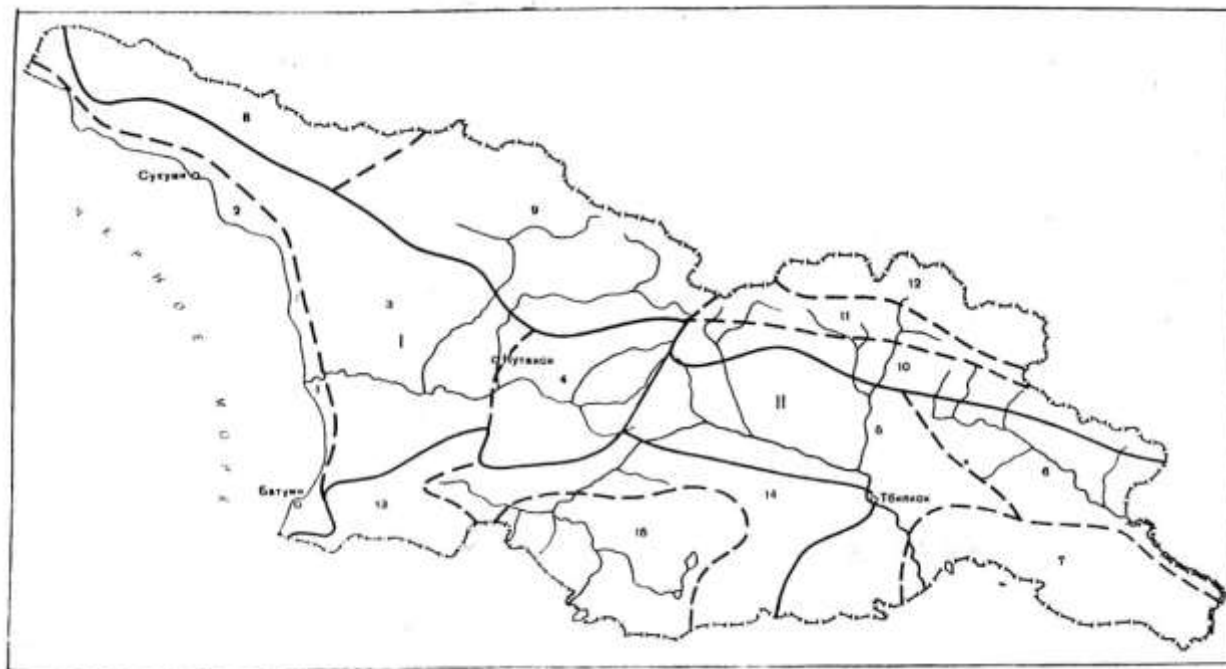
ჩატარებული დარაიონების სქემა წარმოდგენილია ნახ.10.2.1-ზე.

რაიონი 1. შავი ზღვის სანაპიროს სამხრეთი ნაწილი.

ხასიათდება ნოტიო სუბტროპიკული ჰავით, ჭარბი დატენიანებით და მაღალი ტემპერატურული ფონით. ზამთარი თბილია, ზაფხული ზომიერად ნოტიო. რაიონის აერაციაში დიდ როლს ასრულებს ბრიზული ცირკულაცია. ნალექების წლიური ჯამი 1700-2700მმ-ია, მაქსიმუმი შემოდგომა-ზამთარზე მოდის. იანვრის საშუალო ტემპერატურა $5-7^{\circ}$ -ია, ივლისის- $22-24^{\circ}$, საშუალო წლიური- $13-15^{\circ}$.

რაიონი 2. შავი ზღვის სანაპიროს სამხრეთი ნაწილი.

ჰავა აგრეთვე ნოტიო სუბტროპიკულია. განვითარებულია ბრიზული ცირკულაცია და ფიონური ეფექტი. ნალექების წლიური ჯამი 1400-1500მმ-ს შეადგენს. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა $4-6^{\circ}$, ივლისის- $22-24^{\circ}$, ხოლო საშუალო წლიური- $14-15^{\circ}$



ნახ.10.2.1. საქართველოს კლიმატური დარაიონება გ.ჭირაქაძის(1971) მიხედვით.
 აღნიშვნები იხ. ტექსტში

რაიონი 3. დასავლეთ საქართველოს შიდა ვაკე ნაწილი. რაიონი ინარჩუნებს სუბტროპიკული ჰავის ნიშნებს, ტენის მცირე დეფიციტით. ბრიზები ხმელეთში ღრმად აღწევენ, შეიმჩნევა ფიონების მოქმედება. ნალექების წლიური ჯამი 1400-2200მმ-ია, მაქსიმუმით შემოდგომასა და ზამთარში. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა $4-6^{\circ}$, ივლისის- $21-23^{\circ}$, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა- $12-14^{\circ}$.

რაიონი 4. იმერეთის მასივი. ზღვის გავლენა ჰავაზე კლებულობს, კლებულობს აგრეთვე ნალექების რაოდენობა(800-1300მმ). რაიონში მოქმედებს ფიონური და ძლიერი აღმოსავლეთის ქარები. იქმნება მდგრადი თოვლის საფარი. იანვრის საშუალო ტემპერატურა ბარში შეადგენს $3-4^{\circ}$ -ს, მთაში- 0 მინუს 3° -ს. ივლისის ტემპერატურა შესაბამისად $22-23^{\circ}$ და $15-16^{\circ}$ -ია, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა- $7-14$ -ია.

რაიონი 5. ზემო და ქვემო ქართლის ვაკე მთისწინეთით. დატენიანება აღმოსავლეთით თანდათან კლებულობს. ყველაზე მშრალი სეზონი ზამთარია, ნალექიანი-გაზაფხულია. თოვლის საფარი არამდგრადია. ნალექების წლიური ჯამი დასავლეთში 600-800მმ-ია, აღმოსავლეთში-400-500-მმ. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა 0 მინუს 2° , ივლისის- $20-24^{\circ}$, ხოლო საშუალო წლიური- $10-13^{\circ}$.

რაიონი 6. ალაზნის ველი მთისწინეთით. რაიონი ხასიათდება ზომიერი დატენიანებით. ტენის დეფიციტი აღინიშნება ზამთარსა და შემოდგომაზე. ნალექების წლიური ჯამი დაბლობში შეადგენს 400მმ-ს, ხოლო კახეთის კავკასიონზე 1000-1100მმ-მდე იზრდება. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა 0 მინუს 2° , ივლისის- $23-24^{\circ}$, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა- $11-13^{\circ}$. მდგრადი თოვლის საფარი არ წარმოიქმნება.

რაიონი 7. იორის ზეგანი მიმდებარე ველებით. რაიონს ახასიათებს მნიშვნელოვანი სიმშრალე და სითბოს სიუხვე. ნალექების უდიდესი რაოდენობა მოდის გაზაფხულზე, უმცირესი-ზამთარში. ნალექების წლიური ჯამი 400-600მმ-ს შეადგენს. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა 0

მინუს 2⁰, ივლისის-22-24⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა-10-12⁰.

რაიონი 8. დასავლეთ კავკასიონის პერიფერიული ნაწილი. რაიონი იმყოფება ზღვის გავლენის ქვეშ, მკვეთრად არის გამოხატული ჰავის ვერტიკალური ზონალობა. თოვლის საფარი მდგრადია 90-250 დღის განმავლობაში. ნალექების წლიური ჯამი 1100-2200მმ-ია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 2-7⁰, ივლისის-14-19⁰, მაღალმთიან ზონაში ივლისის ტემპერატურა კლებულობს 6-8⁰-მდე. საშუალო წლიური ტემპერატურა 10-დან მინუს 4⁰-მდე იცვლება.

რაიონი 9. დასავლეთ კავკასიონის შიდა ნაწილი. რაიონისათვის დამახასიათებელია ზომიერი დატენიანება. მკვეთრად გამოხატულია ფიონური ევექტი. ნალექების წლიური ჯამი 900-1200მმ-ია, მაქსიმუმი დამახასიათებელია შემოდგომისა და ზამთრისათვის. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა მთისწინეთში მინუს 2-6⁰-ია, ხოლო მაღალმთიან რაიონში-მინუს 12⁰-ია. ივლისში ტემპერატურა 7-20⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა მინუს 2-პლიუს 6⁰-ია.

რაიონი 10. აღმოსავლეთ კავკასიონის მთისწინეთი და საშუალო მთიანეთი. რაიონის ტერიტორია იფარება მდგრადი თოვლის საფარით. მყარი ნალექების ხვედრითი წილი 30-40%-ს შეადგენს. ნალექების წლიური ჯამი 900-1100მმ-ია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 3-6⁰, ივლისის-17-18⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა 7-8⁰.

რაიონი 11. აღმოსავლეთ კავკასიონის მაღალმთიანეთი. დატენიანება რამდენამდე იზრდება, ხანგრძლივია თოვლის საფარის არსებობა(100-200 დღე). მყარი ნალექების ხვედრითი წილი 70-80%-ია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 5-11⁰, ივლისის-10-16⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურაა 0 მინუს 6⁰-ია.

რაიონი 12. კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობები. რაიონი გამოირჩევა განსაკუთრებული კონტინენტურობით და ზომიერი დატენიანებით. ნალექების მინიმუმი ზამთარში, მაქსიმუმი-გაზაფხულსა და ზაფხულში მოდის.

მნიშვნელოვანია მყარი ნალექების ხვედრითი წილი. მდგრადი თოვლის საფარი გრძელდება 120-160 დღის განმავლობაში. ნალექების წლიური ჯამი 700-1000მმ-ია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 6-10⁰, ივლისის-12-14⁰, საშუალო წლიური ტემპერატურა-4-დან მინუს 5⁰-მდე იცვლება.

რაიონი 13. სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის დასავლეთი ნაწილი. რაიონი განიცდის შავი ზღვის და დასავლეთის ნაკადების გავლენას. ხასიათდება თოვლის მდგრადი საფარით, მაღალმთიან ზონაში მისი ხანგრძლივობა 180-200, ხოლო საშუალო მთის ზონაში-60-70 დღეა. გააქტიურებულია ბრიზული და მთა-ბარის ცირკულაცია, განვითარებულია ფიონური ეფექტი. ნალექების წლიური ჯამი 1200-1600მმ-ია. იანვრის თვის საშუალო ტემპერატურა დაახლოვებით მინუს 5-ია, ივლისის-13-19⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა 4-10⁰.

რაიონი 14. მესხეთის და თრიალეთის ქედების სამხრეთი ფერდობები. რაიონი ხასიათდება ზომიერი დატენიანებით. ყველაზე მშრალი პერიოდებია შემოდგომა და ზამთარი. მაღალმთიან ზონაში მდგრადი თოვლის საფარის ხანგრძლივობა 150-170 დღეა. წლის განმავლობაში მოდის 600-800მმ ნალექი. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 2-7⁰, ივლისის-14-20⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა-4-9⁰-ია.

რაიონი 15. სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის სამხრეთი ნაწილი. რაიონი განიცდის ნალექების დეფიციტს. მკვეთრად გამოხატულია ჰავის კონტინენტურობა. თოვლის საფარი ხანგრძლივია, მაგრამ მცირე სიმძლავრისაა. ნალექების წლიური ჯამი 500-700მმ-ია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 2-7⁰, ივლისის-13-20⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა-3-9⁰.

10.3. ამინდის ძირითადი კლასები

ამინდების მთელი მრავალფეროვნება ფიოლოროვ-ჩუბუკოვის კლასიფიკაციის თანახმად გაერთიანებულია სამ ჯგუფში: უყინვო, ტემპერატურის გადასვლით 0°C -ზე და ყინვიანი. ეს ჯგუფები აერთიანებენ ამინდის 16 კლასს .

რ-ძირ და სძრ კლასები მიეკუთვნებიან უყინვო ამინდებს, ძრძრ და რს კლასები – ამინდებს ტემპერატურის 0°C -ზე გადასვლით, ხოლო X-XV კლასები – ყინვიან ამინდებს (ცხრილი 10.3.1).

უყინვო ამინდებში, რომლებიც უმეტეს შემთხვევაში დაკავშირებულია დადებით რადიაციულ ბალანსთან, შეიძლება გამოიყოს მზიანი და ღრუბლიანი ამინდი(რ-რძრ კლასები), რომელიც წარმოიქმნება ანტიციკლონის პირობებში და მეტეოროლოგიური ელემენტების სწორი დღე-ღამური სვლით ხასიათდება. მასთან კარგადაა ადაპტირებული ადამიანის ორგანიზმი.

D კლასის ამინდი (მზიანი, მოღრუბლული ღამით) ხშირად განპირობებულია ატმოსფერული ფრონტის გავლით ღამით, ხოლო ზღვისპირა რაიონებში, ერთგვაროვანი ჰაერის მასის პირობებშიც – ღამით წლის თბილ ჰერიოდში არამდგრადობის წარმოშობით ხმელეთიდან შედარებით უფრო თბილი ზღვის ზედაპირზე.

ცხრილი 10.3.1. ამინდის კლასების კლიმატორეკრეაციული შეფასება ჯანმრთელი ადამიანის ყოფნისათვის ღია ჰაერზე შეუზღუდველად, ნაწილობრივი შეზღუდვით და შეზღუდვით დასვენებისა და ტურიზმის თვალსაზრისით (ე.სუნიშვილი)

შ ე ზ ლ უ დ უ ლ ი	
რ კლასი	ძალიან მშრალი და ძალიან ცხელი (საშუალო ინტენსიური, ინტენსიური, მკაცრი, უკიდურესად მკაცრი).
რD და D კლასები	მოდრუბლული დღისით, მცირედრუბლიანი ღამით და დრუბლიანი ღამით, მოწმენდილი დღისით, ნალექი დღისით და ღამით ≤ 10 მმ.
სDრ კლასი	ძალიან ცხელი და ძალიან ნოტიო (ნოტიო ტროპიკული).
Dრ და Dრრ კლასები	წვიმიანი, ღრუბლიანი და ტემპერატურის გადასვლით 0° -ზე, ნალექები დღისით ≥ 1 მმ, ღამით ≥ 10 მმ.
სრრრ კლასი	ძლიერ ყინვიანი, ქარის სიჩქარე ≤ 4 მ/წმ-ის დროს.
სრD და სD კლასები	მკაცრი და უკიდურესად ყინვიანი
ყველა კლასისათვის ერთ-ერთი ატმოსფერული მოვლენის დროს:	
<p>ა) ქარის სიჩქარე ფლუგერით ≥ 9 მ/წმ;</p> <p>ბ) ნისლი დღისით 3 საათზე მეტი ხანგრძლივობით;</p> <p>გ) ინტენსიური ჭექა-ქუხილი;</p> <p>დ) მტვრიანი ქარბუქი;</p> <p>ე) თოვლჭყაბი ≤ 1 მმ, ღამით ≤ 10მმ;</p> <p>ვ) ლიპყინვა.</p>	

ნ ა წ ი ლ ო ბ რ ი ვ შ ე ზ ლ უ დ უ ლ ი	
<p>რ კლასი რD კლასი</p> <p>Dრ კლასი სრრ კლასი</p>	<p>ძალიან მშრალი და ძალიან ცხელი, სუსტი ინტენსივობით. დღისით მოღრუბლული, ღამით მცირეღრუბლიანი, ნალექი დღისით 1.1 – 10.0 მმ. წვიმიანი, ნალექი ღამით 1-დან 10 მმ-მდე. ძლიერ ყინვიანი ქარის სიჩქარის ≤ 4 მ/წმ დროს. ყველა კლასისათვის ქარის სიჩქარე ფლუგერით 7-8 მ/წმ</p>
შ ე უ ზ ლ უ დ ვ ე ლ ი	
<p>რრ კლასი რრრ კლასი რD კლასი D კლასი Dრ კლასი Dრრ და Dრრრ კლასები</p> <p>რს კლასი ს, სრ და სრრ კლასები</p>	<p>ზომიერად მშრალი. მცირეღრუბლიანი. დღისით მოღრუბლული, ღამით მცირეღრუბლიანი, ნალექები < 1 მმ. ღამით ღრუბლიანი უნალექოთ. მოღრუბლული უნალექოთ. წვიმიანი და ამინდი ტემპერატურის გადასვლით 0^0-ზე, მოღრუბლული დღისით < 1 მმ ნალექის დროს. მზიანი ამინდი ტემპერატურის გადასვლით 0^0-ზე. ყინვიანი ამინდები ქარის სიჩქარე 0-6 მ/წმ ამინდის ყველა კლასისათვის</p>

დღისით მოღრუბლული ამინდი (რძ კლასი) უნალექოდ და ნალექით აღინიშნება ფრონტის გავლის დროს მოცემულ ტერიტორიაზე, მაგრამ უფრო ხშირად დაიკვირვება ჰაერის მასის ტრანსფორმაციის პერიოდში (გათბობის), რომელიც მიმდინარეობს შედარებით დაბალ ენერგეტიკულ ბაზაზე, რაც დამახასიათებელია შუა განედების სარტყლისათვის წლის თბილ პერიოდში.

მოღრუბლული (ძრ კლასი) და მითუმეტეს წვიმიანი (ძრრ კლასი) ამინდი, ჩვეულებრივ, ფრონტალური წარმოშობისაა და თან სდევს უმეტესი მეტეოროლოგიური ელემენტების არაპერიოდული ცვალებადობა, რომლის დროსაც წარმოიშობა მეტეოპატიური რეაქციები და მწვავედბა ზოგიერთი ქრონიკული ავადმყოფობა.

ძალიან ცხელი და ძალიან ნოტიო ამინდი (ნოტიოტროპიკული) (სძრ კლასი), დღე-ღამური ტემპერატურით $\approx 22.5^{\circ}\text{C}$ და საშუალო დღე-ღამური შეფარდებითი სინოტივით $\approx 80\%$, დამახასიათებელია სითბოსა და სინოტივის ერთობლივი სიჭარბით.

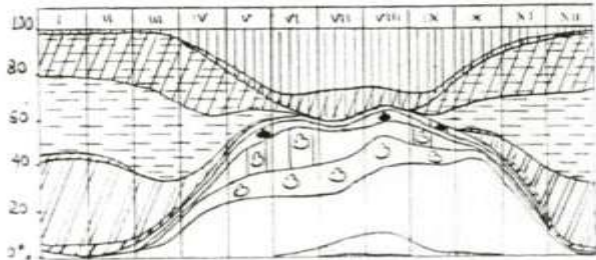
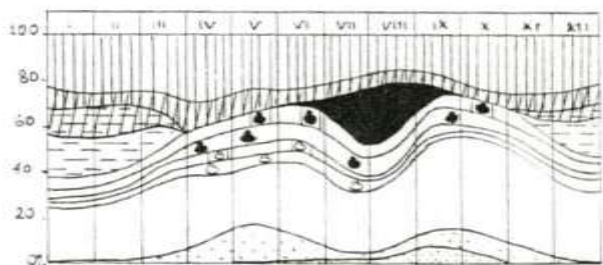
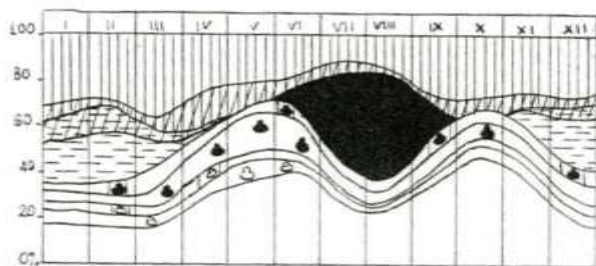
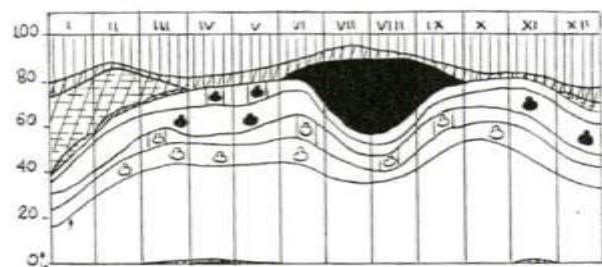
ამინდი, როცა ტემპერატურა გადადის 0°C -ზე ჩვეულებრივ შეესაბამება პირობებს, როცა დღე-ღამური რადიაციული ბალანსი ახლოსაა წლიურთან და შეიძლება იყოს როგორც ღრუბლიანი (ძრრ კლასი), ისე მზიანი (რს კლასი).

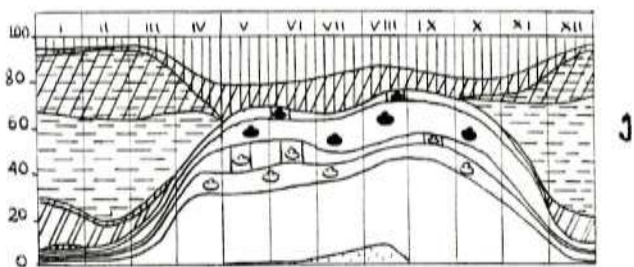
ძრრ კლასის ამინდი, ხშირად ნალექით და ქარით, ჩვეულებრივ განპირობებულია ატმოსფერული ფრონტის გავლით. ამიტომ, ასეთი ამინდის დროს, განსაკუთრებით შემოდგომით, შეიძლება წარმოიშვას უარყოფითი მეტეოტროპული რეაქციები.

მზიანი ამინდი ტემპერატურის გადასვლით 0°C (IX კლასი), როგორც წესი, ანტიციკლონალურ პირობებში წარმოიშობა.

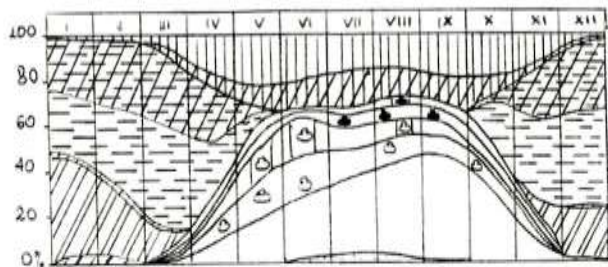
ნახ.10.3.1.-ზე წარმოდგენილია ამინდთა კლასების განმეორადობის წლიური სვლა საქართველოს 8 პუნქტისათვის, უმთავრესად კურორტებისათვის, რასაც პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს. მოტანილი გრაფიკებიდან მარტივი გამოსათვლელია თუ რა ალბათობით არის მისალოდნელი ნებისმიერი კლასის ამინდი ამა თუ იმ თვეში.

ე.სუხიშვილის თანახმად საქართველოში დაიკვირება ამინდების 13 კლასი. მათი განაწილება, განმეორადობა და მდგრადობა დამოკიდებულია ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე და წლის სეზონზე. ო კლასის ამინდების განმეორადობა შავი ზღვის სანაპიროზე არ აღემატება 1-2 დღეს, ხოლო კოლხეთის ბარის სიღრმეში აღწევს 10-11 დღეს. ასეთი ამინდების მდგრადობა, ანუ ხანგრძლივობა არ აღემატება 2-3 დღეს. ორ კლასის ამინდები ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის ბარში დაიკვირება მთელი წლის განმავლობაში. მათი განმეორადობა სანაპირო ზოლში შეადგენს 8-17 დღეს, კოლხეთის ბარის სიღრმეში-35-ს, ქვემო ქართლის ბარში-40-ს, კახეთში-48-ს. ამ კლასის ამინდების განმეორადობა საშუალოდ 5-7 დღეს შეადგენს. ორ კლასის ამინდები წლის ცივ პერიოდში განსაკუთრებით მკვეთრად არიან გამოხატულნი სანაპირო რაიონებში და კოლხეთის ბარში (47-64 დღე), რამდენადმე იშვიათად- აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში (17-35 დღე). თბილი პერიოდის განმავლობაში ამ კლასის ამინდები დამახასიათებელია საქართველოს ყველა სიმაღლითი ზონოსათვის. მათი მდგრადობა მაქსიმუმს ზაფხულში აღწევს(10-18 დღე). ო კლასის ამინდები დამახასიათებელია საშუალო და მაღალმთიანი ზონებისათვის თბილი პერიოდის განმავლობაში. ასეთი ამინდები არამდგრადია. ო კლასის ამინდების განაწილების ხასიათი შეესაბამება ორ კლასის ამინდების განაწილებას. ზამთარში მთებში მას ხშირად ოს კლასის ამინდი ცვლის. ო და ორ კლასის ამინდები წლის

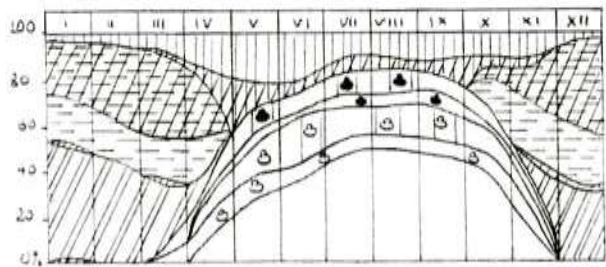




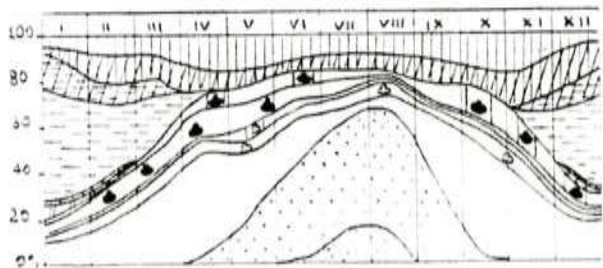
1



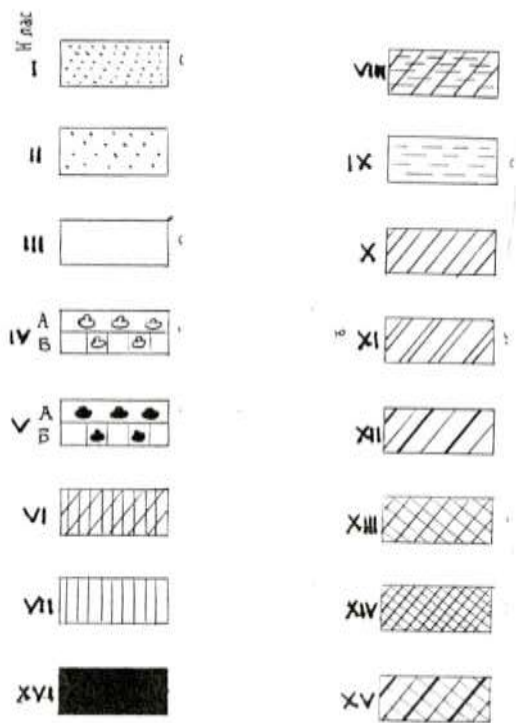
2



3



4



ნახ. 10.3.1. ამინდების კომპლექსური დახასიათება:
 ა)-გაგრა; ბ)-ქობულეთი; გ)-წყალტუბო; დ)-ბახმარო;
 ე)-ბორჯომი; ვ)-აბასთუმანი; ზ)-შოვი; თ)-თბილისი.
 ამინდთა კლასები შეესაბამება ცხრილ 10.3.1-ს.
 A-უნალექო ამინდი; B-ნალექიანი ამინდი

ცივი პერიოდის განმავლობაში საქართველოს თითქმის მთელ ტერიტორიაზე აღინიშნება, მაღალმთიანი ზონის გარდა. მათი

მდგრადობა ზოგჯერ 7 დღეს აღწევს. უძრ კლასის ამინდი დამახასიათებელია შავი ზღვის სანაპირო ზოლისა და კოლხეთის ბარისათვის ივნისიდან სექტემბრის ჩათვლით. შავი ზღვის სანაპიროს ჩრდილოეთ ნაწილში და კოლხეთის ბარში ზაფხულში ამ კლასის ამინდი შესაძლოა 7-8 დღის, ხოლო ცენტრალურ და სამხრეთ სანაპირო რაიონებში-14-16 დღის განმავლობაში გაგრძელდეს. უძრ კლასის ამინდი გაბატონებულია საქართველოს მთისწინეთში და საშუალო მთის ზონაში წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში. მისი მდგრადობა აქ 6-7 დღეა. დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში ამ კლასის ამინდი ნაკლებად მდგრადია (3-4 დღე). დიდი მდგრადობით ხასიათდებიან ის კლასის ამინდები. კავკასიონის საშუალო მთის ზონაში მათი ხანგრძლივობა 17-19, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში-13-14, აღმოსავლეთ საქართველოში-9-10, ხოლო დასავლეთ საქართველოს ბარში-მხოლოდ 3 დღეა. უ, ურ კლასის ამინდები უმთავრესად ზამთარში აღინიშნება და მათი განმეორადობა მაღალმთიან ზონაში 12-15, ხოლო სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში-7-8 დღეს შეადგენს. სრ კლასის ამინდები არ არის დამახასიათებელი საქართველოსათვის, ისინი იშვიათად აღინიშნება კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში, სადაც მათი განმეორადობა 2-12%-ია, ხოლო მდგრადობა 5-6 დღეა.

თავი 11. კლიმატური რესურსების გამოყენების პერსპექტივები

11.1. საკურორტო კლიმატური რესურსების გამოყენების პერსპექტივები

საქართველოს კლიმატური რესურსების მნიშვნელოვანი წილი საკურორტო კლიმატურ რესურსებზე მოდის. აქ აღრიცხულ 400-მდე კურორტს და საკურორტო ადგილს შორის ნახევარზე მეტი კლიმატური პროფილისაა, ანუ ხასიათდება სამკურნალო თვისებების ჰავით (Э.Ш.Элизбарашвили, Н.Ш.Гонгладзе, 1980).

საქართველოს კურორტოლოგიის და ფიზიოთერაპიის სამეცნიერო-კვლევით ინსტიტუტში ჩატარებული დარაიონების თანახმად საქართველოს ტერიტორიაზე გამოყოფილია დაბლობის, დაბალი მთის და საშუალო მთის საკურორტო ზონები, რომლებიც დაყოფილია ქვეზონებად და რაიონებად.

დაბლობის საკურორტო ზონა.

1.ზღვისპირა ნოტიო სუბტროპიკული ქვეზონა (ცხრილი 11.1.1). ქვეზონის ძირითადი სამკურნალო ფაქტორებია ზღვა, ჰაერში არსებული ზღვიური წარმოშობის ქიმიური მიკროელემენტები და მზის სხივების სიუხვე. ასეთი ჰავა წარმატებით გამოიყენება სასუნთქი ორგანოებით, გულსისხლძარღვთა და ნერვული სისტემით დაავადებულთა სამკურნალოდ.

აჭარის საკურორტო რაიონი ხასიათდება ძალიან რბილი ზამთრით და ძალიან თბილი ზაფხულით. იანვრის საშუალო ტემპერატურა მერყეობს $4-10^{\circ}\text{C}$ -ის ფარგლებში, ხოლო ივლისის საშუალო ტემპერატურა – $22-25^{\circ}\text{C}$ -ის ფარგლებში. მზის ნათების წლიური ხანგრძლივობა ბათუმიდან ჩრდილოეთით 1900 სთ-ზე ნაკლებია, მზიან დღეთა რიცხვი კი 295 დღეზე ნაკლებია, ხოლო სამხრეთით შესაბამისად შეადგენს 1900-2000 საათს და 300 დღეს. რაიონი იმყოფება ბრიზების ძლიერი მოქმედების ზონაში. ჟანგბადის წონითი შემცველობა ჰაერში საშუალოდ 280 გ/მ^3 -ს აღემატება. ჰაერის მავნე მინარევებისაგან თვითგასუფთავების მეტეოროლოგიური პირობები ზამთარში დამაკმაყოფილებელია, ხოლო ზაფხულში – რამდენადმე

შეზღუდული. რაიონში განლაგებულია სახელგანთქმული კურორტები: ქობულეთი, ცინისძირი, მწვანე კონცხი, მახინჯაური, ბათუმი, და პერსპექტიული საკურორტო ადგილები – ფიჭვნარი, ხუცუბანი, ბობოყვათი, ჩაქვაბუენარი, ბათუმის მთა და სამება. საკურორტო რაიონის ძირითადი სამკურნალო ფაქტორებია: ზღვა, ჰაერში არსებული ზღვიური წარმოშობის ქიმიური მიკროელემენტები, რადიაციული ბალასის მაღალი მნიშვნელობა, ჰაერში ჟანგბადის მნიშვნელოვანი შემცველობა და გაჭუჭყიანებისგან შედარებით სუფთა ჰაერი. ასეთი ჰავა სასარგებლოა კარდიოლოგიური, ნევროლოგიური, პულმონოლოგიური და ართროლოგიური ავადმყოფების სამკურნალოდ და პროფილაქტიკისათვის.

აფხაზეთის სანაპირო საკურორტო რაიონში 14 კლიმატური პროფილის კურორტი (ბესლეთი, აგუძერა, განთიადი, გაგრა, გუმისტა, ლესელიძე, გულაუთა, გულრიფში, სოხუმი, ეშერა, ბიჭვინთა, ახალი ათონი, ოქროს სანაპირო, მიუსერა) და რამოდენიმე ათეული საკურორტო ადგილია.

ქვეზონაში განსაკუთრებით საყურადღებოა ურეკი-ანაკლიას სანაპირო ზოლი, სადაც მდინარეების სუფსასა და ნატანებს შორის 30-50მ სიგანის ზღვისპირა ზოლი წარმოდგენილია სხვადასხვა ხარისხით გამდიდრებული მაგნიტური თვისების ქვიშებით, რისი აბაზანებიც დადებით გავლენას ახდენენ, როგორც ჯანმრთელ, ისე ზოგიერთ დაავადებულ ორგანიზმზე.

2. დასავლეთ საქართველოს ნოტიო და ზომიერად ნოტიო დაბლობის საკურორტო ქვეზონა (ცხრილი 11.1.2) მოიცავს კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებს და მთისწინეთს. აქ უმთავრესად ბალნეოლოგიური კურორტებია, თუმცა ქვეზონას საკმაოდ მდიდარი კლიმატური რესურსებიც გააჩნია. პერსპექტიულ საკურორტო ადგილებად შეიძლება ჩაითვალოს მუხური, სათაფლია, სამება და სხვ.

აჭარის საკურორტო რაიონი ხასიათდება ძალიან რბილი ზამთრით და თბილი ზაფხულით. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა მერყეობს 4-10⁰C-ის ფარგლებში, ხოლო ივლისის – 18-22⁰C-ის ფარგლებში. მზის ნათების

ხანგრძლივობა საშუალოდ შეადგენს 1900 საათს, ხოლო მზიან დღეთა რიცხვი წელიწადში 290-300-ია. ჟანგბადის წონითი შემცველობა ჰაერში მაღალია და საშუალოდ 270-180 გ/მ³-ს შეადგენს. ჰაერის აერაციის მეტეოროლოგიური პირობები ანალოგიურია, რაც სანაპირო რაიონში – ზამთარში დამაკმაყოფილებელი, ხოლო ზაფხულში რამდენადმე შეზღუდულია. რაიონში განლაგებულია პერსპექტიული საკურორტო ადგილები – მახვილაური, ხეჩოკეთი, სამება, კაპრეშუმი. ბრიზული ცირკულაციის ძლიერი მოქმედების გამო, ზღვიური წარმოშობის ქიმიური მიკროელემენტები მრავლად არის გაბნეული ჰაერში, ამიტომაც რაიონის გამოყენება პერსპექტიულია კარდიოლოგიური, ნევროლოგიური და პულმონოლოგიური ავადმყოფების სამკურნალოდ.

3. აღმოსავლეთ საქართველოს ზომიერად ნოტიო და ზომიერად მშრალი საკურორტო ქვეზონები (ცხრილები 11.1.3-11.1.4) შედარებით ღარიბია საკურორტო რესურსებით და მას კლიმატოთერაპიული მნიშვნელობა არა აქვს.

ცხრილი 11.1.1 ზღვისპირა ნოტიო სუბტროპიკული ქვეზონის საკურორტო რესურსები

საკურორტო რაიონი	სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
1	2	3	4	5
აჭარის სანაპირო	ბათუმი	3	კლიმატური	კურორტი
	მწვანე კონცხი	90	კლიმატური	კურორტი
	ქობულეთი	3	კლიმატური	კურორტი
	მანჯაყური	5	კლიმატური	კურორტი
	ციხისძირი	50	კლიმატური	კურორტი
	ბათუმის მთა	150	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ბობოყვათი	70	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ჩაქვი-ბუკნარი	50	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	შეკვეთილი	6	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ანარია	350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კოლხეთის სანაპირო	ანაკლია	3	კლიმატური	კურორტი
	მალთაყვა	5	კლიმატური	კურორტი
	გრიგოლეთი	4	კლიმატური	კურორტი
	ურეკი	10	კლიმატური	კურორტი
	ყულევი	3	კლიმატური	კურორტი
აფხაზეთის სანაპირო	ბესლეთი	120	კლიმატური	კურორტი
	აგუძერა	10	კლიმატური	კურორტი
	განთიადი	40	კლიმატური	კურორტი
	გაგრა	10	კლიმატური	კურორტი
	გუმისტა	70	კლიმატური	კურორტი
	ლესელიძე	5	კლიმატური	კურორტი
	გუდაუთა	25	კლიმატური	კურორტი
	გულრიფში	120	კლიმატური	კურორტი
	სოხუმი	3	კლიმატური	კურორტი

ემერა	10	კლიმატური	კურორტი
ბიჭვინთა	7	კლიმატური	კურორტი
ახალი ათონი	8	კლიმატური	კურორტი
ოქროს სანაპირო	10	კლიმატური	კურორტი
მიუსერა	12	კლიმატური	კურორტი
კოდორი	15	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მაჭარა	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მოკვი	5	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ნაგოვალოუ	8	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ოჩამჩირე	5	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სანაპირო	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სკურჩა	2	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ტამიში	8	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ალახადე	7	კლიმატური	საკურ.ადგილი
შაპი	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
წითელი ზიდი	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ახალი სოფელი	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
განახლება	40	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ზვანდრიპში	120	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ცივი მდინარე	20	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ხაბუ შურა	8	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბომბორა	15	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ფარჩა	7	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მაგიდა	5	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მუდავა	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ღრანდა	15	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ლიხაკუძუბა	5	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მეგობრობა	6	კლიმატური	საკურ.ადგილი

	კალდახვარა	6	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ლიხნი	100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	მერხევი	70	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	მინერაიფში	120	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ოქუმი	150	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ოხურეი	40	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	სალხინო	10	კლიმატური	საკურ.ადგილი

ცხრილი 11.1.2. დასავლეთ საქართველოს ნოტიო და ზომიერად ნოტიო დაბლობის ქვეზონის საკურორტო რესურსები

საკურორტო რაიონი	სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
1	2	3	4	5
კოლხეთის	გორმოვილი	200	კლიმატური	კურორტი
	კურსები	350	ბალნეო-კლიმ.	კურორტი
	მენჯი	150	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	ნოქალაქევი	150	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	სამტრედია	25	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	სკური	480	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	სულორი	200	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	სიმონეთი	300	ბალნეოლოგიური	კურორტი

	კაიში	150	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	წყალტუბო	120	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	ვაკიჯვარი	450	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ძველი აბაშა	40	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	მარანი	40	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	მუხური	270	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ონტოვო	40	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	სათაფლია	450	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ურტა	130	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	წალენჯიხა	300	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ჭკადუაში	300	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ჩოკიანი	80	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	სეაშირე	420	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	აგვი	470	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
	ბია	50	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	ზუბი	420	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	ლაძგვერია	420	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	ლუგელა	290	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	ქვალონი	20	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	ხორგა	15	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	კვალითი	320	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	ხრესილი	480	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
აჭარის მიმდებარე	ნაბელავი	450	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	ნასაკირალი	150	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	კაპრეშუმი	310	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	მანვილაური	250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	სამება	150	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ხეჩოკეთი	370	კლიმატური	საკურ.ადგილი

აფხაზეთის	ტყვეარჩელი	350	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	აწარანდა	250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ბაგეული	350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ჯიხასკურა	250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	დურიპში	250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	მენადირი	280	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	შრომა	190	კლიმატური	საკურ.ადგილი

ცხრილი 11.1.3. აღმოსავლეთ საქართველოს ზომიერად ნოტიო დაბლობის ქვეზონის (ალაზნის ველი) საკურორტო რესურსები

საკურორტო რაიონი	სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
1	2	3	4	5
აღმოსავლეთ საქართველოს	ახტალა	400	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	ოქტომბერი	380	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	შაქრიანი	350	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	თათრებიახტალა	500	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	ლაგოდეხი	460	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	კობალგესი	330	კლიმატური	საკურ.ადგილი

ცხრილი 11.1.4. აღმოსავლეთ საქართველოს ზომიერად მშრალი დაბლობის ქვეზონის საკურორტო რესურსები

საკურორტო რაიონი	სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
1	2	3	4	5
აღმოსავლეთ საქართველოს	თბილისი	450	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	კუმისი	492	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	კავთისხევი	480	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	მცხეთა	463	კლიმატური	საკურ.ადგილი

დაბალი მთის საკურორტო ზონა:

1. დასავლეთ საქართველოს დაბალი მთის ზომიერად ნოტიო ქვეზონა (ცხრილი 11.1.5);

2. აღმოსავლეთ საქართველოს დაბალი მთის ზომიერად მშრალი ქვეზონა (ცხრილი 11.1.6.).

აქ აგრეთვე ბალნეოლოგიური პროფილის კურორტები ჭარბობს, თუმცა ისეთი სახელგანთქმული კლიმატური კურორტებიცაა როგორცაა დასავლეთ საქართველოში რიწა, ხოლო აღმოსავლეთში-ქვიშხეთი, არხილოს-კალო და თბილისის საგარეუბნო კურორტები (წყნეთი, წოდორეთი და სხვ.).

დასავლეთ საქართველოში კლიმატური რესურსები ხელს უწყობს ქვეზონა წარმატებით იქნას გამოყენებული კარდიოლოგიურ, ნევროლოგიურ და პულმონოლოგიურ დაავადებათა სამკურნალოდ, ხოლო არსებული ბალნეოლოგიური რესურსები საშუალებას იძლევა განვითარდეს გასტროენტეროლოგიური და ართროლოგიური პროფილის სამედიცინო დაწესებულებები.

აღმოსავლეთ საქართველოს ქვეზონაში განსაკუთრებით პერსპექტიულია არხილოს-კალო. ის ხასიათდება მზის სხივების სიუხვით და სიმშრალით, და ერთადერთი ნეფროლოგიური პროფილის კურორტია საქართველოში.

ცხრილი 11.1.5. დასავლეთ საქართველოს დაბალი მთის ზომიერად ნოტიო ქვეზონის საკურორტო რესურსები

საკურორტო რაიონი	სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
1	2	3	4	5
აჭარის	კოკოტაური	680	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	ჯვარის მთა	650	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	კინტრიში	700	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ნამონასტრელი	850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ნამანები	900	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	სალორია	800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	სამთაროკა	800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ქკავკასიონის მთისწინა	ლაშიჭალა	850	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	რიწა	950	კლიმატური	კურორტი
	ლენცვიში	870	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ბუგეულა	560	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	გორდი	600	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ბოგაურა	970	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	გურკელი	970	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	ლენტეხი	940	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
	ხიდიკარი	690	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ონი	800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ხოპური	740	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ანგარა	950	კლიმატური	საკურ.ადგილი

კოლხეთის დაბლობის მიმდებარე	ზვარე	700	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	ზეკარი	650	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	კვერეთი	750	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
	ნუნისი	920	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	საირმე	950	კლიმატო-ბალნ.	კურორტი
	ზძოდის აბანო	650	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
	კასიგორა	550	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ციოზვალი	650	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	სსნეპური	980	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი

ცხრილი 11.1.6. აღმოსავლეთ საქართველოს დაბალი მთის ზომიერად მშრალი ქვეზონის საკურორტო რესურსები

საკურორტო რაიონი	სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა	
1	2	3	4	5	
თრიალეთის დასავლეთ მთისწინა	ქედის ნაწილის	ახალდაბა	790	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
		ბორჯომი	800	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
		დაბა	806	კლიმატური	კურორტი
		ქვიშხეთი	750	კლიმატური	კურორტი
		სურამი	760	კლიმატო-ბალნ.	კურორტი
		ჩითახევი	800	ბალნეოლოგიური	კურორტი
		ჩობისხევი	980	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ბაზალეთის ტბა	900	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ბოდბე	860	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ბულბულისციხე	750	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ღვირი	960	ბალნეოლოგიური.	საკურ.ადგილი
		ქაშვეთი	850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ტაშისკარი	740	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
		მოცკევი	900	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ტაგვეთი	780	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ხციხი	730	ბალნეოლოგიური.	საკურ.ადგილი

		ჩაჩარაკი	760	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		დელოფლ.წყარო	780	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ქართლის კახეთის	და	არხილოს კალო	670	კლიმატური	კურორტი
		ახალციხე	985	ბალნეოლოგიური	კურორტი
		გორის-ჯვარი	590	ბალნეოლოგიური	კურორტი
		უჯარმა	800	ბალნეოლოგიური	კურორტი
		ხოვლე	600	ბალნეოლოგიური	კურორტი
		აბანო	650	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		გუდალეტი	930	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ჯვარი	760	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		დიდმის მთა	570	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		მუხნარი	950	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ნადარბაზევი	720	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		შინდარა	850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ფიქალები	950	ბალნ-კლიმ.	საკურ.ადგილი
		თვალივი	820	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ფხოველი	750	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ასურეთი	680	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ჩუბინაანთ კარი	900	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		უდაბნო	720	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ახკერპი	900	ბალნეოკლიმატ.	საკურ.ადგილი
		ყანჩავეთი	960	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
		ჟინვალი	920	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
		სვიანა	950	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		ხაღორი	850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
თბილისის საგარეუბნო ღაბალშითიანი კურორტები		წოდორეთი	880	კლიმატური	კურორტი
		კარსანი	710	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		მსხალდიდა	1000	კლიმატური	საკურ.ადგილი
		საგურამო	600	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	თბილისის ზღვა	560	კლიმატური	საკურ.ადგილი	

წიწამური	520	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ზიარი	850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
კოკიანი	750	კლიმატური	საკურ.ადგილი
მარტყოფი	560	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ძლაშე ტბა	800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ხეკისჭალა	800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ჩოტორი	960	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბოლნისი	540	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
ფოლადაური	730	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ტაბახმელა	950	კლიმატური	საკურ.ადგილი
გლდანი	620	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ზედაზენი	640	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ატენი	720	კლიმატური	საკურ.ადგილი
წავკისი	940	კლიმატური	საკურ.ადგილი

საშუალო მთის საკურორტო ზონა:

1. საშუალო მთის საკურორტო ზონის ქვედა სარტყელი(ცხრილი11.1.7);

2. საშუალო მთის საკურორტო ზონის ზედა სარტყელი (ცხრილი 11.1.8).

ქვედა სარტყელი მოიცავს 1000-1500მ, ხოლო ზედა სარტყელი- 1500-2000მ სიმაღლეთა დიაპაზონს. ამ კრიტიკული სიმაღლის მაღლა საკურორტო რესურსები არ არის აღრიცხული. ქვედა სარტყელში ჰავა ხასიათდება მაღალი თერაპიული თვისებებით და შეიძლება გამოყენებულ იქნას ძირითადად სასუნთქი ორგანოების დაავადებათა სამკურნალოდ. ასეთივე სამკურნალო თვისებები გააჩნია ზედა სარტყელის კურორტებს.

დასავლეთ საქართველოს პირობებში საკურორტო ზონა ხასიათდება რბილი ზამთრით და ზომიერად თბილი ზაფხულით. იანვრის საშუალო ტემპერატურა მინუს 3 პლუს 4°C-ია, ხოლო ივლისის საშუალო ტემპერატურა მერყეობს 14-დან 18°C-მდე ფარგლებში. მზის ნათების ხანგრძლივობა წლის განმავლობაში საშუალოდ 2100 საათია, ხოლო მზიან დღეთა რიცხვი 305 დღეს აღემატება. ჟანგბადის წონითი შემცველობა ჰაერში 230-250 გ/მ³-ია. ჰაერის გაჭუჭყიანებისაგან თვითგასუფთავების პირობები ზამთარში რამდენადმე შეზღუდულია, ხოლო ზაფხულში ძლიერ შეზღუდულია, მაგრამ ჰაერის გაჭუჭყიანების წყაროებიც შეზღუდულია, ამიტომ ჰაერი მაინც სუფთაა. აღმოსავლეთში ჰავას კონტინენტურობის თვისებები ენიჭება.

კლიმატური პროფილის კურორტებს გარდა საქართველოში მრავალი კომპლექსური პროფილის კურორტია. ცალკე განხილვის საკითხია კარსტული მღვიმეების გამოყენება სამკურნალოდ, რისი გარკვეული გამოცდილებაც საქართველოში დიდი ხანია არსებობს.

ცხრილი 11.1.7. საშუალო მთის საკურორტო ზონის ქვედა სარტყელის საკურორტო რესურსები

საკურორტო რაიონი	სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე, მ	პროფილი	მნიშვნელობა
1	2	3	4	5
ქკავკასიონის რაიონი დასავლეთ საქართველოში	მუაში	1250	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	ურავი	1150	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	უწერა	1070	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
	აჟარა	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	გვანდრა	1200	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
	კლიჩი	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ოხოკუე	1350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ფტიში	1050	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	საკენი	1480	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ხეცკვარა	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ტიკენაში	1150	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	კვედილაში	1470	კლიმ-ბალნ.	საკურ.ადგილი
	ხოწარა	1170	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	მესტია	1450	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	ნაკი	1270	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
	ნენკვაში	1170	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ხრეთი	1150	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ცხრაჯვარი	1350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ბულური	1440	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
	ქკავკასიონის რაიონი აღმოსავლეთ საქართველოში	ბაგათი	1200	ბალნეო-კლიმატ.
ვაჟას წყარო		1100	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ვეზური		1450	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
ჯავა		1040	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი

	ნაკუთნი	1040	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
	ფასანაური	960	კლიმატო-ბალნ.	კურორტი
	თეთრწყლები	1170	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
	ურაველი	1020	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	გიორგიწმინდა	1030	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ჩურხევი	1240	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ერედვი	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ზონკარი	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ლორწომანა	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ნაკომევი	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ართანა	1180	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ღულელები	1040	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	საყარაულო	1120	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	სიონი	1050	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	საბადური	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	თიანეთი	1110	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ქორშეკარდენი	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ღარების ხევი	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	კორმა	1300	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	შუამთა	1050	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ახანური	1020	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
	ვომბორი	1070	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	კოლიბინი	1120	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
	ცხვარიჭამია	1180	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ლეხე	1090	კლიმატო-ბალნ.	საკურ.ადგილი
	ნადიბანი	1120	კლიმატური	საკურ.ადგილი
სამხრეთ-საქართველოს	გარტა	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	საბადური	1300	კლიმატური	საკურ.ადგილი

	(ვისკარი	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
თრიალეთის, მესხეთის და ლიხის ქედის ჩრდილო-დასავლეთი ფერდობები	აბასთუმანი	1250	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
	ზეთამზე	1200	კლიმატური	კურორტი
	ლიბანი	1360	კლიმატური	კურორტი
	პატარა ცემი	1375	კლიმატური	კურორტი
	ტბა	1250	კლიმატური	კურორტი
	ცემი	1130	კლიმატური	კურორტი
	წადვერი	1030	კლიმატური	კურორტი
	ტიმოთეს უბანი	1120	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
	დაბაძველი	1460	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
	ზარზმა	1340	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	მაჭარწყალი	1220	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
	საკირე	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	წითელისოფელი	1490	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	წინუბანი	1480	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ნეძვი	1020	კლიმატური	საკურ.ადგილი	
თრიალეთის ქედის ცენტრალური და აღმოსავლეთი ნაწილი	კიკეთი	1110	კლიმატური	კურორტი
	კოჯორი	1340	კლიმატური	კურორტი
	მანგლისი	1200	კლიმატური	კურორტი
	ალექსიეევკა	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ამამლო	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ბატეტი	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ბეგრეთი	1100	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ბედიანი	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ბერტაშენი	1460	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ბოშური	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	გოსტიბე	1400	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ბეთანია	1120	კლიმატური	საკურ.ადგილი	

	გუნია-კალო	1460	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ახალქალაქი	1040	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	დარბაზი	1050	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	კოდიანის ტბა	1450	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	შენგალისი	1350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ორმაშენი	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	პანტიანი	1260	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	პელი	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	საკავრე	1250	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	საბარლო	1180	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	თეთრი წყარო	1140	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ტყემლოვანი	1200	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	უძო	1350	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ხადიკი	1460	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	წალკა	1455	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	შარდის წყარო	1320	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის პლატო	ასპინძა	1050	ბალნეოლოგიური	კურორტი
	ვარძია	1100	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
	ტიხელი	1320	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ნოქალაქევი	1220	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	ოტა	1460	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	წყალთბილა	1120	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი

ცხრილი 11.1.8. საშუალო მთის საკურორტო ზონის ზედა სარტყელის საკურორტო რესურსები

საკურორტო რაიონი	სახელწოდება	ადგილის სიმაღლე მ	პროფილი	მნიშვნელობა
1	2	3	4	5
დასავლეთ საქართველოს	ავახარა	1670	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
	ბახმარო	1850	კლიმატური	კურორტი
	ბეშუმი	1750	კლიმატური	კურორტი
	გომის მთა	1670	კლიმატური	კურორტი
	ლებარდე	1800	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
	შოვი	1550	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
	აერო	1850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	მზიური	1700	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ბეჩო-ხაიში	1750	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
	იფარი	1740	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
	კვედის ტბა	1670	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ჯინვალი	1850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	დიდი აჭარისმთა	1750	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	სასადილოს მთა	1670	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ტყემრგვალო	1800	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ტომაშეთი	1550	კლიმატო-ბაღნ.	საკურ.ადგილი
	ხინოს მთა	1850	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	შუაგორა	1700	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ახალჭალა	1750	ბალნეო-კლიმატ.	საკურ.ადგილი
	დანისპარაული	1740	კლიმატო-ბაღნ.	საკურ.ადგილი

აღმოსავლეთ საქართველოს	ყაზბეგი	1718	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
	სიონი	1750	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
	თორღვას აბანო	1650	ბალნეო-კლიმატ.	კურორტი
	ცივი-კოლა	1550	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი
	კობი	1880	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	პანშეთი	1700	კლიმატო-ბაღნ.	საკურ.ადგილი
	ფხელშე	1850	ბალნეოლოგიური	საკურ.ადგილი
	ჩობარეთი	1950	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	მანავის ცივი	1640	კლიმატური	საკურ.ადგილი
	ომალო	1300	კლიმატური	საკურ.ადგილი
ეღისი	200	კლიმატო-ბაღნ.	საკურ.ადგილი	
სამხრეთ საქართველოს მთიანეთი	ბაკურიანი	1650	კლიმატური	კურორტი
	ციხის-ჯვარი	1780	კლიმატური	კურორტი
	გარტა	1800	კლიმატური	კურორტი
	ტაბაწყური	1900	კლიმატური	კურორტი
	ივანოვკა	1550	კლიმატური	კურორტი
	სონტა	1580	კლიმატური	კურორტი
	წინუბანი	1640	კლიმატო-ბაღნ.	კურორტი

11.2. აგროკლიმატური რესურსების გამოყენების პერსპექტივები

საქართველოს კლიმატური რესურსები ხელს უწყობს სოფლის მეურნეობის განვითარებას. სოფლის მეურნეობისათვის კლიმატური ფაქტორებიდან განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია სინათლე, სითბო და ტენი. სწორედ ისინი ქმნიან საქართველოს ტერიტორიაზე აგროკლიმატურ რესურსებს, რომლებიც განაპირობებენ სასოფლო-სამეურნეო კულტურების ზრდა-განვითარებას.

აგროკლიმატური რესურსების რაციონალური გამოყენების მიზნით საქართველოს ერთ-ერთი პირველი აგროკლიმატური დარაიონება შეასრულა ა.თევზაძემ. მან გამოყო 8 აგროკლიმატური რაიონი: შავი ზღვის სანაპიროს სამხრეთ-დასავლეთი ნაწილი; შავი ზღვის სანაპიროს ჩრდილო-აღმოსავლეთი ნაწილი; კოლხეთის დაბლობი; დასავლეთ საქართველოს მთისწინა რაიონი; აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკეები; აღმოსავლეთ საქართველოს მთისწინა რაიონი; კავკასიონის მთიანი რაიონი; სამხრეთ-საქართველოს მთიანი რაიონი.

შავი ზღვის სანაპიროს სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში აქტიურ (10^0 -ზე მეტი) ტემპერატურათა ჯამები $4000-4400^0$ -ს, ნალექების რაოდენობა სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში- $1100-1700$ მმ-ს, ხოლო ჰიდროთერმული კოეფიციენტი $3,0-4,2$ -ს შეადგენს. რაიონის სპეციალიზაციის დარგია მეციტრუსეობა, მოჰყავთ მანდარინი, ლიმონი, აპელსინი, ჩაი აგრეთვე ხურმა, ბამბუკი. ხელსაყრელი აგროკლიმატური პირობებია ბრინჯის და სიმინდის მოსაყვანად.

შავი ზღვის სანაპიროს ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები რამდენადმე იზრდება ($4200-4700^0$), ხოლო ნალექები კლებულობს ($900-1100$ მმ). ჰიდროთერმული კოეფიციენტი შეადგენს $1,9-3,9$ -ს. სპეციალიზაციის დარგი აგრეთვე მეციტრუსეობაა. მოჰყავთ ჩაი, ხურმა, ფეიხოა, მუშმალა, პერსპექტიულია მევენახეობა.

კოლხეთის დაბლობზე აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი და ნალექები იმდენივეა, რამდენიც ზემოდ განხილულ რაიონში, ხოლო ჰიდროთერმული კოეფიციენტი ნაკლებია(1,3-2,7). სოფლის მეურნეობის სპეციალიზაციას განსაზღვრავს აგრეთვე მეციტრუსეობა, პერსპექტიულია მევენახეობა.

დასავლეთ საქართველოს მთისწინა რაიონში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი კლებულობს (2500-3800⁰), ნალექები შეადგენს 400-1000მმ-ს, ხოლო ჰიდროთერმული კოეფიციენტი უდრის 1,3-3,5-ს. სპეციალიზაციის დარგი მევენახეობაა, კარგად მოჰყავთ აგრეთვე სიმინდი, კარტოფილი, ხორბალი. აგროკლიმატური რესურსები ხელს უწყობს მესაქონლეობის განვითარებას.

აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკე რაიონებში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები იცვლება 3000-4200⁰ ფარგლებში, ნალექები შეადგენს 300-600მმ-ს, ხოლო ჰიდროთერმული კოეფიციენტი არ აღემატება 1-ს. სოფლის მეურნეობის სპეციალიზაციის დარგებია მევენახეობა, მებაღეობა, მემინდვრეობა. მეცხოველეობიდან პერსპექტიულია მელორეობა.

აღმოსავლეთ საქართველოს მთისწინა რაიონში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი 2500-3500⁰-ია, ნალექების ჯამი-250-550მმ-ია, ხოლო ჰიდროთერმული კოეფიციენტი 1-1,5-ია. სპეციალიზაციის დარგებია მებაღეობა-მევენახეობა და მემინდვრეობა. კარგი პირობებია ხორბლის, სიმინდის და კარტოფილის მოსაყვანად.

კავკასიონის მთიანი რაიონში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები იცვლება 500-2500⁰ ფარგლებში, ნალექები შეადგენს 200-400მმ-ს, ხოლო ჰიდროთერმული კოეფიციენტი 2-3-ს ტოლია. სპეციალიზაციის დარგია მეცხოველეობა. აგროკლიმატური პირობები ხელსაყრელია კარტოფილის მოსაყვანად.

სამხრეთ-საქართველოს მთიანი რაიონში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი 1200-2000⁰-ია, ნალექების ჯამი-200-370მმ-ია, ხოლო ჰიდროთერმული კოეფიციენტი 1,5-2,0-ია. სოფლის მეურნეობის სპეციალიზაციის დარგია

მეცხოველეობა, განსაკუთრებით პერსპექტიულია მეცხვარეობა და მესაქონლეობა.

სპეციალურად ვაზის კულტურის განლაგებისა და მეღვინეობის განვითარებისათვის საქართველოს ტერიტორიაზე გამოყოფილია 4 ზონა (Т.И.Турманидзе, 1981):

1.ცხელი ზონა, ხასიათდება ყურძნის მაღალი შაქრიანობით (21-23%). დაბალი მჟავიანობის (6-7გ/ლ) ქვეზონა-გურჯაანის, სიღნაღის, გარდაბნის, მარნეულის და ბოლნისის რაიონები ზღვის დონედან 300-500მ სიმაღლის ფარგლებში. შედარებით მაღალი მჟავიანობის (7-9გ/ლ) ქვეზონა-მოიცავს დასავლეთ საქართველოს ყველაზე ცხელ რაიონებს და ალაზნის ველის მარცხენა სანაპიროს.

2.თბილი ზონა, ყურძნის მტევნის შაქრიანობა 19-21%-ია. შედარებით დაბალი მჟავიანობის ქვეზონა-ალაზნის ველის მიმდებარე ტერიტორია და ქართლის ვაკე ზღვის დონედან 500-650მ სიმაღლეთა ინტერვალში. მაღალი მჟავიანობის (11გ/ლ-მდე) ქვეზონა-კოლხეთის დაბლობის მიმდებარე ტერიტორია ზღვის დონედან 200-400მ სიმაღლეზე.

3.ზომიერად თბილი ზონა, ყურძნის მტევნის შაქრიანობა 17-19%-ია, ხოლო მჟავიანობა 9-12გ/ლ-ია. ზონას უკავია მთისწინა რაიონები დასავლეთ საქართველოში 500-700, ხოლო აღმოსავლეთში-700-1000მ სიმაღლეთა ინტერვალში. ზონა შამპანური ღვინოების წარმოების ნედლეულის ძირითადი ბაზაა.

4.გრილი ზონა, ნაყოფის შაქრიანობა 16-17%-ია, მჟავიანობა 12გ/ლ-ს აღემატება. მოიცავს მთიან რაიონებს 1000-1200მ სიმაღლეთა ინტერვალში. ვაზის მოშენება ეკონომიკურად გამართლებულია მხოლოდ საგანგებოდ შერჩეულ, ცივი ქარებისაგან დაცულ მონაკვეთებზე. დასაშვებია მხოლოდ ადრეული ჯიშები.

ციტრუსების, სუბტროპიკული ხურმის, სამშობლოდმო ხორბლის და სიმინდის შესაძლო მოყვანის თვალსაზრისით პერსპექტიულია 4 აგროკლიმატური ზონა (Г.Г.Меладзе, 1991):

1.სამხრეთ-დასავლეთ აჭარის შავი ზღვის სანაპირო, ჭარნაღის, სარფის და გონიოს რაიონები. გამოზამთრების

კეთილსასურველი პირობები ხელს უწყობს ყველა ციტრუსოვანი კულტურის მოყვანას, მხოლოდ ცალკეულ წლებში გაფრთხილება ესაჭიროება ლიმონს, შედარებით ნაკლებია აპელსინის და მანდარინის დაზიანების ალბათობა.

2. აჭარის ზღვისპირეთი 200მ სიმაღლემდე, და აფხაზეთისა და სამეგრელოს ტერიტორიები 30-100მ სიმაღლეებზე-გაგრის, ბიჭვინთის, გუდაუთის, ახალი ათონის, აზიუბუის და სოხუმის მიკრორაიონები. ზონა პერსპექტიულია ციტრუსების მოყვანის ფართობის გაზრდის თვალსაზრისით ფერდობების, ხეობების და პლატოების ხარჯზე.

3. ხელვაჩაურის, ქობულეთის, ოზურგეთის, ლანჩხუთის, ჩოხატაურის, ფოთის, ჩხოროწყუს და გაგრის მიკრორაიონები. აპელსინი და მანდარინი დაცვას არ საჭიროებს. შესაძლოა ლიმონის პლანტაციების გაფართოებაც მისი დაცვის გათვალისწინებით.

4. სუბტროპიკების მთისწინა რაიონები 200-400მ სიმაღლემდე-ხელვაჩაურის, ქედას, ქობულეთის, ოზურგეთის, ჩოხატაურის და სხვ. რაიონები. მიზანშეწონილია მხოლოდ მანდარინის კულტურის განვითარება.

სუბტროპიკული ხურმის ზრდა-განვითარებისათვის საჭიროა აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი 3800° და ნალექები 400-500მმ. ასეთი პირობებია აღმოსავლეთ საქართველოში-ყვარლის, ლაგოდეხის, სიღნაღის, დედოფლის წყაროს, თელავის, გურჯაანის, ახმეტის, მცხეთის, ბოლნისის, გარდაბნის და მარნეულის რაიონებში. დასავლეთ საქართველოში სუბტროპიკული ხურმა ვრცელდება ზღვის დონედან 600-700მ სიმაღლემდე (Г.Г. Меладзе, 1991).

პერსპექტიულია **ეთერზეთოვანი ტექნიკური კულტურების** წარმოება (გერანი, ევგენოლის რეჰანი, ეთერზეთოვანი ვარდი). ამ კულტურების აგროკლიმატურ მოთხოვნილებათა საფუძველზე (აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი და ჰაერის აბსოლუტური მინიმალური საშუალო ტემპერატურა) გ.მელაძემ(2003) გამოყო სამი ზონა:

ა – ზონაში ტემპერატურის ჯამები 4000° და მეტია, აქ შესაძლებელია გერანის კულტურის ორი მოსავლის მიღება: პირველი ივლისის მესამე დეკადის ბოლოს, მეორე –

ოქტომბრის ბოლოს წაყინვების დადგომამდე. ამ ზონაში შესაძლებელია აგრეთვე ევგენოლის რეჰანისა და ეთერზეთოვანი ვარდის წარმოება.

რ – ზონაში ტემპერატურათა ჯამი 3000⁰ და მეტია. ეს ზონა ვრცელდება ზღვის დონიდან 700-800 მეტრამდე, სადაც შესაძლებელია გერანისა და ევგენოლის რეჰანის ერთი მოსავლის მიღება აგვისტოს მეორე დეკადის ბოლოს. აქ შეიძლება წარმატებით ვაწარმოოთ, აგრეთვე, ეთერზეთოვანი ვარდიც.

რრ – ზონაში ტემპერატურის ჯამი 2000⁰-ზე მეტია. ეს ზონა ვრცელდება 900-1200 მეტრამდე ზღვის დონიდან, სადაც შეიძლება ვაწარმოოთ მხოლოდ გერანის კულტურა.

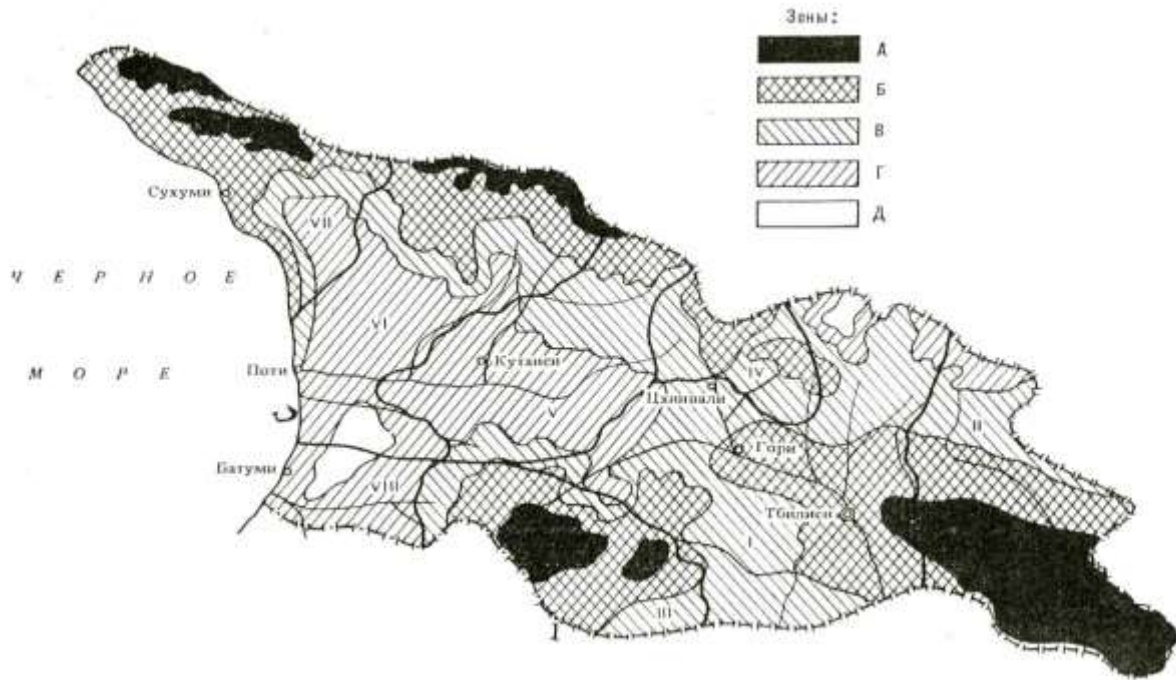
მრავალწლიანი ექსპერიმენტული მასალის სტატისტიკური ანალიზის შედეგად დადასტურდა (ლ.არველაძე, 2003,2006), რომ **თხილის ნაყოფის** დასამწიფებლად გაზაფხულზე ჰაერის ტემპერატურის 5⁰ჩ-ზე გადასვლიდან დაახლოებით 2550⁰ უნდა დაგროვდეს. ასეთი პირობები დასავლეთ საქართველოში ზღვის დონიდან მხოლოდ 1300მ სიმაღლემდეა, აღმოსავლეთ საქართველოში კი – 1350მ სიმაღლემდე. ამ პირობების და აგრეთვე ნალექების (სიმშრალის დეფიციტისა თუ სიჭარბის) გათვალისწინებით საქართველოს ტერიტორიაზე ლ.არველაძემ გამოყო 6 აგროკლიმატური ზონა: 1) ტენის ძლიერი სიჭარბით; 2) ტენის საშუალო სიჭარბით; 3) ზომიერად ტენიანი; 4) ტენის საშუალო დეფიციტით; 5) ტენის ძლიერი დეფიციტით; 6) ტენის ძალზე ძლიერი დეფიციტით.

11.3. კლიმატური ენერგორესურსების გამოყენების პერსპექტივები

მზის და ქარის ენერჯიები შეიძლება წარმატებით იქნას გამოყენებული ენერჯეტიკაში. **ჰელიოენერჯეტიკული რესურსების** გამოყენების თვალსაზრისით საქართველოში 5 ზონაა გამოყოფილი (ნახ.11.3.1):

A.ნებისმიერი ტიპის ჰელიოსისტემების ეფექტური გამოყენების პირობები (ნინოწმინდა, შირაქი). ჰორიზონტალური ზედაპირის თითოეული კვადრატული მეტრი ყოველთვიურად(ივლისში) ღებულობს 450-500მჯ/კვმ პირდაპირ და 650-750 მჯ/კვმ ჯამურ რადიაციას.

ბ.ჰელიოსისტემების სტაბილური ექსპლუატაციის პირობები (თბილისი, თელავი, ვორი, სოხუმი). ჰორიზონტალური ზედაპირის თითოეული კვადრატული მეტრი



ნახ.11.3.1. პელიოენერგეტიკული რესურსები (Г.Г.Сванидзе, В.П.Гага, Э.В.Сухишвили, 1987).
 აღნიშვნები იხ. ტექსტში

ყოველთვიურად(ივლისში) ღებულობს 400-450მჯ/კვ.მ პირდაპირ და 650-700 მჯ/კვ.მ ჯამურ რაღიაციას.

Б.საშუალო და მცირე ზომის ჰელიოსისტემების გამოყენების პირობები (ღუშეთი, ამბროლაური, თეთრი წყარო). ჰორიზონტალური ზედაპირის თითოეული კვადრატული მეტრი ყოველთვიურად(ივლისში) ღებულობს 350-400მჯ/კვ.მ პირდაპირ და 600-650 მჯ/კვ.მ ჯამურ რაღიაციას.

Г.ჰელიოსისტემების მხოლოდ ცალკეული ტიპების გამოყენების პირობები (ფოთი, სენაკი, ბორჯომი). ჰორიზონტალური ზედაპირის თითოეული კვადრატული მეტრი ყოველთვიურად(ივლისში) ღებულობს 300-350მჯ/კვ.მ პირდაპირ და 550-600 მჯ/კვ.მ ჯამურ რაღიაციას.

Д.მსხვილი და საშუალო ზომის ჰელიოსისტემების ექსპლუატაციის არაკეთილსასურველი პირობები (ანასეული). ჰორიზონტალური ზედაპირის თითოეულ კვადრატულ მეტრზე ყოველთვიურად(ივლისში) მოდის არა უმეტესი 250 მჯ/კვ.მ პირდაპირი და 500-550 მჯ/კვ.მ ჯამური რაღიაცია.

ამრიგად, მზის ენერჯის გამოყენების საუკეთესო პირობები იქმნება იორის ზეგანზე, გომბორის ქედზე, დასავლეთ კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთის ცალკეულ უბნებში, სადაც წარმატებით შეუძლია ფუნქციონირება ნებისმიერი ტიპის ჰელიოსისტემებს. ჰელიოსისტემების სტაბილური ექსპლუატაცია შესაძლებელია აგრეთვე აფხაზეთში, ალაზნის ველზე, ქვემო ქართლში და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში. ჰელიოენერგეტიკული რესურსების გამოყენების შესაძლებლობა რამდენადმე შეზღუდულია კოლხეთის ბარის დიდ ნაწილზე.

აღმოსავლეთ საქართველოს ჰელიოენერგეტიკული რესურსები დააზუსტა რ.სამუკაშვილმა. მან ჰელიორესურსების გამოყენების თვალსაზრისით აღმოსავლეთ საქართველოში გამოყო 6 ზონა (ნახ.11.3.2).

პირველ ზონაში რ.სამუკაშვილმა გააერთიანა ივრის ზეგანი და მესხეთ-ჯავახეთის რაიონის ცენტრალური და სამხრეთი ნაწილები, რომლებიც ხასიათდება მოწმენდილი

ამინდის დიდი ალბათობით. ეს ზონა უზრუნველყოფს ნებისმიერი ტიპის ჰელიოდანადგარების მაქსიმალური ექსპლოატაციის პირობებს.

მეორე ზონას მიეკუთვნება ალაზნის ველი, შიდა ქართლისა და ქვემო ქართლის ვაკეები, სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის ის ნაწილი, რომელიც პირველ ზონაში არ შედის და მდინარე ლიახვის აუზის ზედა წელი როკის უღელტეხილის ჩათვლით. აქ უზრუნველყოფილია ჰელიოდანადგარების სტაბილური ექსპლუატაცია.

მესამე ზონა მოიცავს დიდი და მცირე კავკასიონის მთისწინა, დაბალ და საშუალომთიან რაიონებს, ქართლის ვაკის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილს ლიხის ქედის აღმოსავლეთ ფერდობის ჩათვლით. ამ ზონაში შეიძლება გამოყენებული იქნას საშუალო და მცირე ზომის ჰელიოდანადგარები.

მეოთხე ზონა აერთიანებს კავკასიონის ჩრდილოეთი ფერდობის მაღალმთიან ნაწილებს ყაზბეგის, ახმეტის, თელავის და ყვარლის რაიონების ფარგლებში, აქვე შედის ბორჯომის ხეობაც. ამ ზონაში შესაძლოა ცალკეული სახის მცირე სიმძლავრის ჰელიოდანადგარების გამოყენება.

მეხუთე ზონაში გაერთიანებულია კავკასიონის ისეთი რაიონები, რომლებიც წელიწადის თბილ პერიოდში ხასიათდებიან ოროგრაფიული ღრუბლიანობის ინტენსიური განვითარებით. ამ ზონაში აღსანიშნავია მდინარე არაგვის მაღალმთიანი ნაწილი (გუდაური და ჯვრის უღელტეხილი).

მექვესე ზონა განლაგებულია კავკასიონის მაღალმთიანი სარტყლის ზედა ნაწილში 3500 მეტრზე ზევით, რაც განაპირობებს ჯამური რადიაციის ზრდას და საერთო მოლრუბლულობის რაოდენობის შემცირებას (შესაბამისად მზის ნათების ხანგრძლივობის ზრდას), რის შედეგად ამ ზონაში მაღალმთიანი ყაზბეგის მონაცემებით აღინიშნება აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიისათვის მზის ჯამური რადიაციის აბსოლუტური მაქსიმუმი, რაც ყველაზე მთავარია ტერიტორიის ჰელიოენერგეტიკული დარაიონების მახასიათებლებს შორის.

ამოუწურავი და მძლავრია **ქარის ენერგეტიკული რესურსები**. საქართველოში ქარის ენერგეტიკული რესურსების გამოყენების თვალსაზრისით 5 ზონა გამოიყოფა (ცხრილი 11.3.1).

ცხრილიდან 11.3.1 გამომდინარეობს, რომ ქარის ენერგორესურსების გამოყენება განსაკუთრებით პერსპექტიულია მაღალმთიან უღელტეხილებსა და თხემებზე, აგრეთვე კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში, სადაც იქმნება პირობები ყველა ტიპის დანადგარის ეფექტურად გამოყენებისათვის. მათ მიეკუთვნება მამისონის უღელტეხილი, მთა-საბუეთი, ცხრაწყარო, აგრეთვე კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში და სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში 2000მ-ზე მაღლა განლაგებული პუნქტები.

ე.სუხიშვილის(1971) თანახმად ქარის მდიდარი ენერგეტიკული რესურსებით გამოირჩევა ლიხის ქედი. კერძოდ, მთა-საბუეთის მიდამოებში ქარის წლიური რესურსები აღემატება 2000 ათას კვტ.სთ/კვ.კმ-ს. მდიდარი რესურსებით გამოირჩევა აგრეთვე კავკასიონის მაღალმთიანი ზონა (ყაზბეგი მ/მთ, მამისონის უღელტეხილი), და თბილისის მიდამოები-1000-2000 ათასი კვტ.სთ/კვ.კმ. ფოთსა

ცხრილი 11.3.1. ქარის კომპლექსური ენერგეტიკული დარაიონების მახასიათებლები

(Г.Г.Сванидзе, В.П.Гагуа, Э.В.Сухишвили, 1987)

ზონა, პირობები, დამახასიათებელი სადგურები	ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე მ/წმ	სიჩქარეების საერთო ხანგრძლივობა, სთ.			სიჩქარეების უწყვეტი ხანგრძლივობა, სთ.	
		სამუშაო სიჩქარე		პარააქტიური სიჩქარე	სამუშაო სიჩქარე	პარა აქტიური
		ჟ3მ/წმ	ჟ5მ/წმ	0-2 მ/წმ	ჟ3მ/წმ	0-2მ/წმ
1	2	3	4	5	6	7
ა).ყველა ტიპის დანადგარის ეფექტურად გამოყენების პირობები		ჟ5000	ჟ3400	ჟ3000		
1.მაღალმთიანეთის უუღელტე- ხილები და თხემები (მამისონის უღელტ., მთა -საბუეთი, ცხრაწყარო)	5,5-9,0	6700-7100	3900-4200	1600-2000	30-35	10-13
2.სამხრეთ საქართველოს მთიანეთი 2კმ-ზე მაღლა	3,8	5800-6500	3400-3500	2200-3000	20-25	12-14
3.კოლხეთის დაბლობის ცენტრალური ნაწილი	4,5-5,5	6000-6200	3600-3800	2500-2750	20-25	12-13

ბ).ნელა მოძრავი დანადგარების ეფექტურად გამოყენების და სწრაფად მოძრავი დანადგარების შეზღუდულად გამოყენების პირობები		4000-5000	2000-4000	4100-5000		
1.მტკვრის ხეობა მცხეთიდან რუსთავამდე(დილომი,თბილისი,აეროპორტი,რუსთავი,სამგორი)	4,0-6,5	4000-4450	2600-3350	4300-5000	18-25	20-22
2.ჯავახეთის მთიანეთის სამხრეთი ნაწილი	2,5-3,0	4500-4650	1850-1980	4100-4300	18-20	15
3.შავი ზღვის სანაპირო ზოლის სამხრეთინაწილი ფოთიდან კახაბერის ვაკემდე	3,5	4280	2000	4480	18	17
4.ყაზბეგი, მალაღმთიანი	6,5	4590	3400	4170	27	25
გ).რენტაბელური პირობები მხოლოდ ნელა მოძრავი დანადგარებისათვის		3000-4000	1450-2750	2800-5500		
1.კოლხეთის დაბლობის ნაწილი(სამტრედიის,დაბლაციხეთის,ქობულეთი,ჯვარი,ქვედადიმი)	2,5-5,0	3000-3700	1450-2550	5100-5200	13-18	18-22
2.აღმოსავლეთ საქართველოს მთათაშორისი ბარის ნაწილი(ხაშური,გორი,ცხინვალი,მარტყოფი)	3,0-3,5	3200-3750	1600-2750	5200-5500	14-18	20-26

3.გაგრის ქელი	3,0	3400	1920	5360	17	27
დ).ნელა მოძრავი დანადგარებისათვის შეზღუდულად გამოყენების პირობები		2000-3000	800-1500	5750-6350		
1.იორის ზეგანი (უდაბნო, იორმულანლო, ელდარი)	2,5-4,0	2400-2950	800-1500	5800-6350	13-15	20-28
2.სიონის რაიონი (სიონი) წყალსაცავის	2,5	2900	1300	5770	13	17
ე).სისტემების ექსპლუატაციის არასასურველი პირობები	2,5-3,0	1400-1800	370-740	6900-7300	10-20	27-35

და გორში ქარის ენერგეტიკული რესურსები რამდენადმე ნაკლებია(500-1000 ათასი კვტ.სთ/კვ.კმ).

ქარის ენერგეტიკული რესურსების რაოდენობრივი მახასიათებლები საქართველოს ზოგიერთი პუნქტისათვის გათვლილი USW -56 – 100 ტიპის დანადგარისათვის წარმოდგენილია ცხრილში 11.3.2. ქარის ენერგოდანადგარის პარამეტრებად მიღებულია: ნომინალური სიმძლავრე $N_H = 100$ კვტ, ბორბალას ბრუნვის საწყისი სიჩქარე $n_{\text{წ}} = 5\text{მ/წმ}$, მუშა სიჩქარე $n_{\text{მ}} = 13\text{მ/წმ}$, მაქსიმალური სიჩქარე $V_M = 27\text{მ/წმ}$. ჰაერის სიმკვრივე მიღებული იყო 1,275-ის ტოლად.

ცხრილი 11.3.2. ქარის ენერგეტიკული რესურსების მახასიათებლები

პუნქტი	1ქარბორბალას უტილიზირებული ენერგია კვტ.სთ/კვ.კმ	ვდანადგარის წარმოებადობა კვტ.სთ
ქუთაისი	1480	105640
ფოთი, პორტი	880	63430
თბილისი, ავიაცენტრი	2190	156500
სენაკი	230	16430
სამგორი, თბილ.ზღვა	2860	204140
ბათუმი, ავიაცენტრი	1090	77860

როგორც ცხრილიდან ჩანს მოცემულ ტიპის დანადგარს წლის განმავლობაში შეუძლია ვგამოიმუშაოს თბილისის ზღვის მიდამოებში 200-ზე მეტი, თბილისის აეროპორტში- დაახლოვებით 150, ქუთაისში-100, ბათუმში-80, ფოთში-60, ხოლო სენაკში-16 ათასი კვტ.სთ ენერგია.

თავი 12. კლიმატის ცვლილება

12.1. გლობალური კლიმატის ცვლილება

კლიმატის თანამედროვე ცვლილების პრობლემა კაცობრიობის უმნიშვნელოვანესი პრობლემაა. მას დიდი ხნის ისტორია აქვს და ფესვები ჯერ კიდევ სრს საუკუნის 70-იან წლებში ჩნდება, და სახელგანთქმული კლიმატოლოგის ვ.კიოპენის (1873) სახელს უკავშირდება, რომელმაც იმ დროს მთლიანად დედამიწისათვის დაადგინა ტემპერატურის 1°C -ით დაცემა.

ვ.ვილემტმა (1950) შეაფასა პლანეტარული ტემპერატურის ცვლილების ტენდენცია 1880-1930 წლების პერიოდისათვის, და მიიღო საშუალო პლანეტარული ტემპერატურის $0,5^{\circ}\text{C}$ -ით გაზრდა, ხოლო ზამთრის თვეების ტემპერატურისა- 1°C -ით გაზრდა. ვ.ვილემტის გამოკვლევა გააგრძელა ჯ.მიტჩელმა (1963). მან დაკვირვებათა რიგი შეავსო 1959 წლამდე და მიიღო დასკვნა, რომ ტემპერატურის მატება სს საუკუნის 40-იანი წლებიდან დაკლებით შეიცვალა.

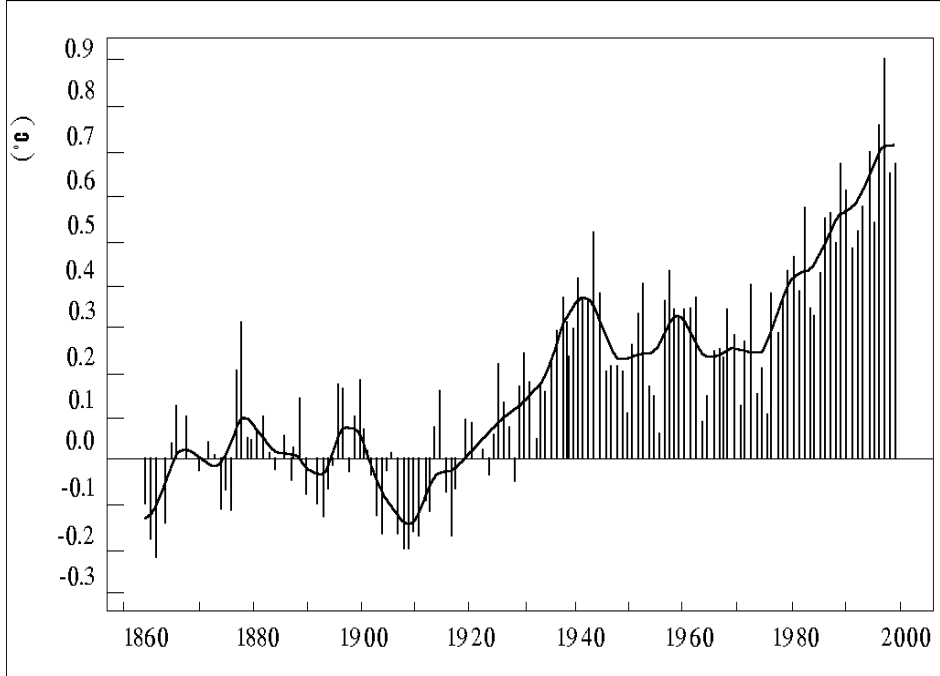
მ.ბუდიკომ (1971) დაადგინა, რომ სრს საუკუნის დასასრულს დაიწყო დათბობა, რამაც იმავე საუკუნის მიწურულს სუსტად გამოხატულ მაქსიმუმს მიაღწია. შემდეგ დაიწყო ტემპერატურის დაკლება, რაც შეცვალა მისმა სწრაფმა ზრდამ. ტემპერატურის ზრდის ინტენსივობა განსაკუთრებით მაღალი იყო 10-იანი წლების დასასრულს და 20-იანი წლების დასაწყისში. ტემპერატურის დადებითი ანომალია მაქსიმალური იყო 30-იანი წლების დასასრულს, ხოლო 40-იან წლებში დათბობის პროცესი 60-იანი წლების შუაში აცივებამ შეცვალა. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს საშუალო ტემპერატურამ 10-იანი წლებისათვის დამახასიათებელ დონეს მიაღწია. ამდენად XX საუკუნის 70-იანი წლების დასაწყისში მიღებული იყო დასკვნა, რომლის თანახმადაც მიმდინარეობდა კლიმატის აცივება, 70-იანი

წლების შემდეგ კი გლობალურმა ტემპერატურამ დაიწყო ინტენსიური ზრდა. ყოველივე ეს კარგად ჩანს ნახ.12.1.1-ზე.

ამ შედეგებმა განსაზღვრეს კლიმატის შემდგომი ცვლილებების საფუძვლიანი კვლევის აუცილებლობა. რ.სანდერსონმა (1975) აჩვენა, რომ 1969 წლიდან 1974 წლამდე არქტიკის უმეტეს რაიონებში გამყინვარება მცირდებოდა. ამასვე ადასტურებს რუსი მეცნიერების მიერ მიღებული დასკვნები (ვ.ზახაროვი, ლ.სტროკინა, 1978). დედამიწის კლიმატის თანამედროვე ცვლილების ემპირიული გამოკვლევის ძირითადი შედეგები განაზოგადა კ.ვინიკოვმა (1986). მან დაამუშავა გლობალური კლიმატური სისტემის ენერგეტიკული ბალანსის დიაგნოსტიკური არასტაციონალური მოდელი, რის საფუძველზედაც შეაფასა ტემპერატურის ანტროპოგენური ზრდა - CO₂-ის გავლენით დაწყებული 1880 წლიდან ასი წლის განმავლობაში 0,5⁰C-ის სიდიდით.

XXI საუკუნის დასაწყისში მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის ეგიდით ჩატარებულმა გამოკვლევებმა დაადასტურეს გლობალური კლიმატის დათბობის აღნიშნული ტენდენცია. ამავე დროს დადგინდა, რომ დედამიწის სხვადასხვა რაიონებში დათბობა სხვადასხვა ინტენსივობით მიმდინარეობს. უფრო მეტიც ცალკეულ რაიონებში დათბობას აცივება ცვლის.

დათბობა განსაკუთრებით მკაფიოდ არის გამოხატული ევრაზიისა და ჩრდილოეთ ამერიკის პოლარულ სექტორებში, აგრეთვე წყნარი ოკეანეს აღმოსავლეთ და ცენტრალურ ნაწილებში, და ინდოეთის ოკეანეს სამხრეთ ნაწილში. ინტენსიური აცივების დიდი ფართობები დაფიქსირებულია წყნარი ოკეანეს ჩრდილოეთ და სამხრეთ, აგრეთვე ატლანტიკის ოკეანეს ჩრდილოეთ ნაწილში. სუსტი აცივება



ნახ.12.1.1. გლობალური ტემპერატურის ცვლილება. °C

აღინიშნება აფრიკის კონტინენტის ცენტრალურ ნაწილში – ნოტიო ეკვატორული ტყეების ზონაში.

განსაკუთრებით აქტუალურია კლიმატის ცვლილების პრობლემა მთებში. თითოეული ფერდობის კლიმატური რეჟიმი წარმოადგენს უთვალავი “ტოპოკლიმატური ზონების” ერთობლიობას, რომელთაგანაც თითოეული თავისი განსაკუთრებულობით გამოირჩევა. ეს ართულებს მთებში კლიმატის ცვლილების ტენდენციების და რაოდენობრივი მახასიათებლების ობიექტურ შეფასებას.

პიკი დიუ-მიდის (საფრანგეთი, პირინეები, 2862მ.) მონაცემების ანალიზმა აჩვენა, რომ 100 წლის განმავლობაში საშუალო წლიურმა ტემპერატურამ მოიმატა 0,94⁰-ით. დათბობის ტენდენცია განსაკუთრებით შესამჩნევი შემოდგომით და გაზაფხულზე იყო. აღსანიშნავია, რომ ვაკე რაიონებში დათბობის ასეთი ინტენსივობა არ აღინიშნება.

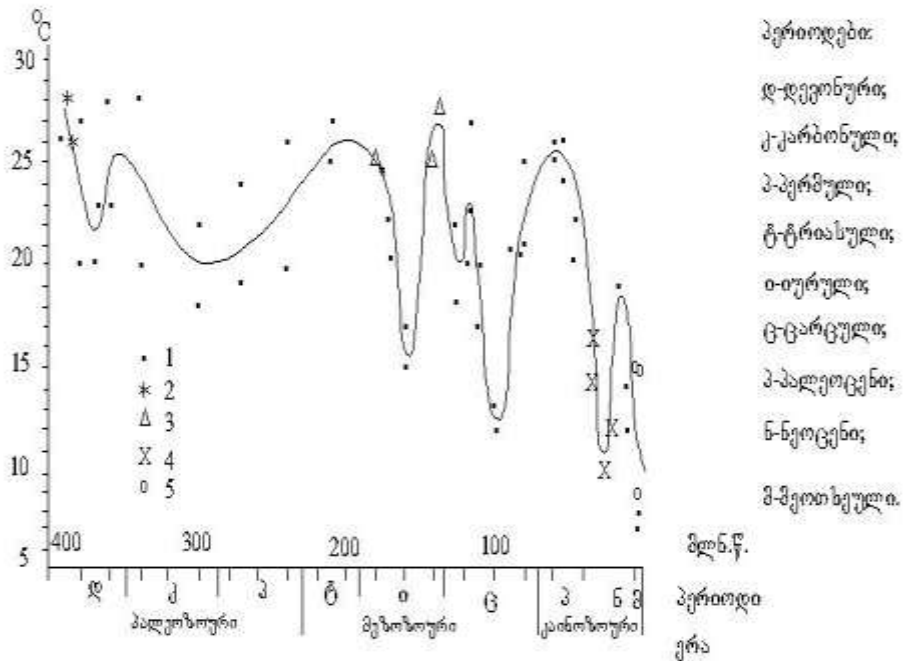
ალპების მაღალმთიანი სადგურები აფიქსირებენ ერთდროულად მინიმალური და მაქსიმალური ტემპერატურების ზრდას, მაშინ როდესაც ამავე რეგიონში დაბლობზე განლაგებული სადგურების მონაცემების თანახმად

მნიშვნელოვნად იზრდება მხოლოდ მინიმალური ტემპერატურები.

12.2 კლიმატის ცვლილების ძირითადი ტენდენციები საქართველოში

დღეისათვის არსებობს საკმაოდ მრავალრიცხოვანი ლიტერატურა, მთლიანად დედამიწის, ან მისი ცალკეული რეგიონების კლიმატური პირობების შესახებ გეოლოგიურ წარსულში. ამ ინფორმაციის საფუძველზე ჩატარდა კავკასიის კლიმატების რეკონსტრუქცია ფანეროზოიში. გამოყენებული იყო ისეთი ლითოლოგიური მაჩვენებლები, რომლებიც კარგად ეთანხმებოდა გეოქიმიურ, პალეობიოლოგიურ, პალეობოტანიკურ და პალინოლოგიურ მონაცემებს. განსაკუთრებით საიმედოდ მიჩნეული იყო უკანასკნელ წლებში ჩატარებული პალეოთერმომეტრული გაზომვები. ამ მონაცემების საფუძველზე აგებული საშუალო წლიური ტემპერატურების ცვლილების მრუდი 400 მილიონი წლის მანძილზე წარმოდგენილია ნახ.12.2.1-ზე.

პალეოტემპერატურა კავკასიის რეგიონში მთელი პალეოზოური ერას განმავლობაში საკმაოდ მაღალი იყო და საშუალოდ $20-28^{\circ}\text{C}$ შეადგენდა. მეზოზოური ერას განმავლობაში წლიური ტემპერატურის რყევადობა უფრო ფართო დიაპაზონში აღინიშნებოდა ($12-28^{\circ}\text{C}$). განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი ცვლილებები, კერძოდ ტემპერატურის ხშირი დაცემები კაინოზოურ ერაში - პალეოცენში და მეოთხეულ პერიოდებში მიმდინარეობდა. უკანასკნელ მათგანში ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა 7°C -მდე დაეცა.



ნახ. 12.2.1. ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილება კავკასიაში უკანასკნელი 400 მლნ წლის მანძილზე სხვადასხვა ავტორების მიხედვით:

- 1 - ნ.იასამანოვი (1985); 2 - ვ.სინიციანი (1976);
- 3 - კ.ნუცუბიძე (1966); 4 - კემილიანი (1966); 5 - ვ.სერგინი (1978);
- (მელიზბარაშვილი, 2001)

კლიმატი იცვლებოდა უკანასკნელ ათასწლეულშიც, რაც ძირითადად შეესაბამება ეელიზბარაშვილის და თ.ალადაშვილის (1997) მიერ მიღებულ კლიმატური პირობების რეკონსტრუირებულ მრუდს, რომლის თანახმადაც გამოიკვეთება სრ-სრრ საუკუნეების კლიმატური ოპტიმუმი, აგრეთვე სრ-სრ და სრრ-სრრრ საუკუნეების მცირე მყინვარული პერიოდები, რომელთაც გლობალური მასშტაბები ჰქონდათ.

თბილისის ტემპერატურის რიგების პირველი სტატისტიკური ანალიზი ჩაატარეს ი.ქურდიანმა (1956) და გ.ჭირაქაძემ (1956). ი.ცუცქირიძემ (1960) სცადა

ურბანიზაციის ეფექტის აღმოჩენა თბილისის და გარდაბნის დაკვირვებათა მონაცემების შედარების საფუძველზე.

თბილისის ტემპერატურის 100 წლიანი რიგები გაანალიზეს რ.გვაზავამ და ვ.ხორგუანმა (1989). მათ საშუალო წლიური ტემპერატურის ნაზრდი შეაფასეს $0,6^{\circ}\text{C}$ -სიდიდით.

საქართველოს კლიმატის ცვლილების პრობლემას მიეძღვნა დ.მუმლაძის (1991) სპეციალური მონოგრაფია. ჩატარებული ანალიზის საფუძველზე მიღებულია, რომ ტემპერატურის ზრდამ საქართველოში მაქსიმუმს მიაღწია 1966-1975 წლებში. საშუალო ტემპერატურის ზრდა ძირითადად ზამთრის ტემპერატურების ხარჯზე მიმდინარეობდა. იანვრის ტემპერატურის ნაზრდი 150 წლის მანძილზე $2,1^{\circ}\text{C}$ -ს შეადგენს.

მონოგრაფიაში "თბილისის კლიმატი" (1992) ტემპერატურის საშუალო მნიშვნელობების გარდა განხილულია მათი ექსტრემალური მნიშვნელობების დროითი სვლაც.

ნ.ბერუჩაშვილმა (1995) ჩაატარა კლიმატის ცვლილების კომპიუტერული ექსპერიმენტები, ლანდშაფტური სტრუქტურის უცვლელობის გათვალისწინებით. ექსპერიმენტების საფუძველზე მან შეაფასა კავკასიის თანამედროვე ლანდშაფტების რეაქცია გლობალური ტემპერატურის იმ გაზრდაზე, რასაც ვარაუდობენ სპრ საუკუნის პირველ ნახევარში.

საქართველოს ტემპერატურული ველის ცვლილების სრული სივრცითი სურათის და აგრეთვე მრავალრიცხოვანი ტრენდების მიღება შესაძლებელი გახდა მხოლოდ "კლიმატის ცვლილების კვლევის ეროვნული პროგრამის" ჩარჩოებში ჩატარებული გამოკვლევის საფუძველზე (კ.თავართქილაძე, ე.ელიზბარაშვილი, დ.მუმლაძე, ჯ.ვაჩინაძე, 1999). მეთოდოლოგიური თვალსაზრისით, ეს გამოკვლევა ყველაზე გამართულია. მასში 90 მეტეოროლოგიური სადგურისათვის შექმნილია 1906-1996 წწ პერიოდის მონაცემთა ბანკი.

კვლევის ძირითადი შედეგი იმაში მდგომარეობს, რომ თანამედროვე გლობალური დათბობის საერთო ფონზე აღმოსავლეთ საქართველოში მიმდინარეობს ტემპერატურის ზრდა, ხოლო დასავლეთში - უმთავრესად კლება. საშუალო

წლიური ტემპერატურის ზრდის ყველაზე მაღალი სიჩქარეები აღინიშნება ქვემო ქართლის ვაკეზე, ქართლის და კახეთის ქედებზე, ლიხის ქედის აღმოსავლეთ კალთებზე და ბორჯომის ხეობაში. ამ რაიონებში ტემპერატურის ზრდის ყოველწლიური სიჩქარე აღემატება $0,005^{\circ}\text{C}$ -ს. ტემპერატურის უმნიშვნელო კლებაა ჯავახეთის ზეგანზე.

დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე წლიური ტემპერატურების მნიშვნელოვანი ცვლილება არ შეინიშნება, ცალკეულ რაიონებში კი შეიმჩნევა აცივება. აცივება დამახასიათებელია კოლხეთის დაბლობის შიდა რაიონებისათვის, მესხეთის ქედის დასავლეთი ნაწილისა და მდინარე ენგურის ხეობის ზემო წელისათვის. დაბლობის ცალკეული კერებია შავი ზღვის სანაპიროზე, აჭარაში ჩაქვის მახლობლად, იმერეთის მაღლობზე და რაჭის ქედზე. ტემპერატურის ცვლილების მიმართ განსაკუთრებით მგრძობიარეა იანვარი.

მრავალფეროვანია აგრეთვე ნალექების ცვლილების ხასიათი (ე. ელიზბარაშვილი, ლ.პაპინაშვილი, 2001). კოლხეთის დაბლობზე და აჭარის მთებში გასული საუკუნის განმავლობაში ნალექები იზრდებოდა საშუალოდ ნმმ-ით ყოველ 10 წელიწადში, კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში კი ნალექები მცირდებოდა 9მმ სიჩქარით 10 წელიწადში.

12.3. ლოკალური კლიმატების რეაქცია გლობალური დაბლობის მიმართ

დასავლეთ საქართველოში მიმდინარე აცივების მთავარ მიზეზად გ.მეტრეველი და მ.მეტრეველი (2001) შავი ზღვის აცივებას მიიჩნევენ. მაშინ ცხადია, რომ ეს თანაბრად უნდა ეხებოდეს მთლიანად კოლხეთის დაბლობს და მიმდებარე მთიან, უპირველეს ყოვლისა, დაბალმთიან რაიონებს. მაგრამ არსებული გამოკვლევების თანახმად (კ.თავართქილაძე, ე.ელიზბარაშვილი, დ.მუშლაძე, ჯ.ვაჩნაძე, 1999) ეს ასე არ არის. კერძოდ, თუ კოლხეთის დაბლობის დიდ ნაწილზე და აფხაზეთის ტერიტორიაზე ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა კლებულობს $0,01-0,03^{\circ}$ -ით ყოველ 10 წელიწადში, შავი ზღვის მიმდებარე ტერიტორიაზე აგრეთვე კოლხეთის დაბლობის ნაწილზე და მდინარე ენგურის

ხეობაში ტემპერატურა იზრდება, ხოლო ტემპერატურის ზრდის ყველაზე დიდი სიჩქარე ეგრისის, ლეჩხუმის და რაჭის ქედებზეა დაფიქსირებულია და 0,03⁰-ს აღწევს ყოველ ათ წელიწადში. ეს იმაზე მიუთითებს, რომ შავი ზღვის გარდა აცივების პროცესს სხვა მექანიზმებიც განსაზღვრავენ. ამ თეზისს განამტკიცებს ის, გარემოებაც, რომ აცივების ცალკეული კერები აღმოსავლეთ საქართველოშიც აღინიშნება. ამრიგად შავი ზღვის ზედაპირული წყლის ტემპერატურის შემცირება გავლენას მოახდენს მხოლოდ სანაპირო ზოლის ჰაერის ტემპერატურაზე და მისი გავრცელება მთლიანად დასავლეთ საქართველოზე დაუშვებელია.

დასავლეთ საქართველოში მიმდინარე აცივებას ა.ხანთაძე, თ.გზირიშვილი და გ.ლაზრიევი (1997) აეროზოლების სიმკვრივის სიჭარბით ხსნიან, რაც მათივე აზრით განპირობებულია ადვექციურ-დინამიკური ფაქტორებით და მუსონური ცირკულაციით. აეროზოლურ ნაკადს გააჩნია უფრო დიდი ინერცია, ვიდრე სათბურის აირების ნაკადს. ამიტომ მუსონური ცირკულაციის შედეგად იქმნება აეროზოლების სიჭარბე, რაც დასავლეთ ამიერკავკასიაში აცივების ძირითადი მიზეზია.

რა თქმა უნდა ზემოდ წამოყენებული ორივე ჰიპოთეზა მისაღებია. ეს ფაქტორები - შავი ზღვა და ატმოსფეროს ცირკულაცია, თანაბრად უნდა მოქმედებდნენ მთელ დასავლეთ ამიერკავკასიაზე. მაგრამ გამოკვლევების თანახმად (კ.თავართქილაძე, ე.ელიზბარაშვილი, დ.მუმლაძე, ჯ.ვაჩნაძე, 1999) დასავლეთ საქართველოში კლიმატის ცვლილების ძალზე რთული სურათი აღინიშნება - მიუხედავად იმისა, რომ აცივება დომინირებს, ცალკეულ კერებში დათბობა მიმდინარეობს. ანალოგიური სურათია აღმოსავლეთ საქართველოში, დათბობის საერთო ფონზე ტემპერატურის ცვლილების უარყოფითი სიჩქარეები აღინიშნება მთელ რიგ პუნქტებში - აბასთუმანში, ახალქალაქში, ახალციხეში, გორში, გუდაურში, და სხვა. ამრიგად ლოკალური კლიმატების ცვლილების მთავარი მიზეზი უნდა ვეძიოთ ადგილობრივ ბუნებრივ-ლანდშაფტურ პირობებში.

კლიმატის ცვლილების წამოყენებულ მექანიზმებს უარყოფს აგრეთვე აზერბაიჯანში ჩატარებული გამოკვლევები

(С.Г.Сафаров, 2000). აცივების მძლავრი კერა აღინიშნება ლენქორანის ოლქში, სადაც არც შავი ზღვის გავლენაა და არც იმ ტიპის ცირკულაციაა, რაც კოლხეთისათვის არის დამახასიათებელი.

აღმოჩნდა, რომ გლობალური დათბობის მიმართ ყველაზე სწრაფ რეაქციას ამჟღავნებენ ვაკეების სუბჰუმიდური და სუბარიდული ლანდშაფტები (B,B,D) და აგრეთვე სუბჰუმიდურში გარდამავალი დაბალი და საშუალო მთის ტყის (H₅-H₆), და მთის ზომიერი სუბჰუმიდური (Π) ლანდშაფტები. აღნიშნულ ლანდშაფტებში საშუალო წლიური ტემპერატურის ზრდის სიჩქარე ახლოსაა საშუალო გლობალური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარესთან (ცხრილი 12.3.1).

ჰუმიდური ლანდშაფტები, როგორც ვაკე (A) ისე მთის კოლხური (H₁-H₄), სუსტად რეაგირებენ გლობალური დათბობის მიმართ. უფრო მეტიც, გლობალური დათბობის საერთო ფონზე აღნიშნულ ლანდშაფტებში საშუალო წლიური ტემპერატურა კლებულობს 0,01-0,04⁰C-ით ყოველ ათწლიურში. ეს ალბათ აიხსნება ჰუმიდური ლანდშაფტების დიდი ინერციულობით და აგრეთვე აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს მნიშვნელოვანი რაოდენობით.

მთიან და მაღალმთიან რაიონებში, სადაც მდგრადი თოვლის საფარი იცის, თოვლის დნობის დროს ჰაერის მიწისპირა ფენაში ტემპერატურა კლებულობს, რის გამოც ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე რამდენადმე ეცემა, ზოგჯერ კი უარყოფითიც ხდება. ამრიგად გლობალური დათბობის ფონზე ლოკალური კლიმატების მოზაიკური ცვლილების ძირითადი მიზეზი ბუნებრივი ლანდშაფტური პირობების თავისებურებაშია. ჰუმიდურ ლანდშაფტებში სითბოს დიდი რაოდენობა იხარჯება აორთქლებაზე, მთებში კი თოვლის დნობაზე, ამიტომაც მათი რეაქცია გლობალური დათბობის მიმართ გაცილებით სუსტია, ვიდრე არაჰუმიდური ლანდშაფტებისა (Э.Ш.Элизнараშვილი,М.Э.Элизнараშვილი,2002).

მიღებული დასკვნები საფუძვლად დაედო ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარის რუკის შედგენას ლანდშაფტურ საფუძველზე მთლიანად ამიერკავკასიისა და ნაწილობრივ ჩრდილოეთ კავკასიისათვის (ნახ.12.3.1.).

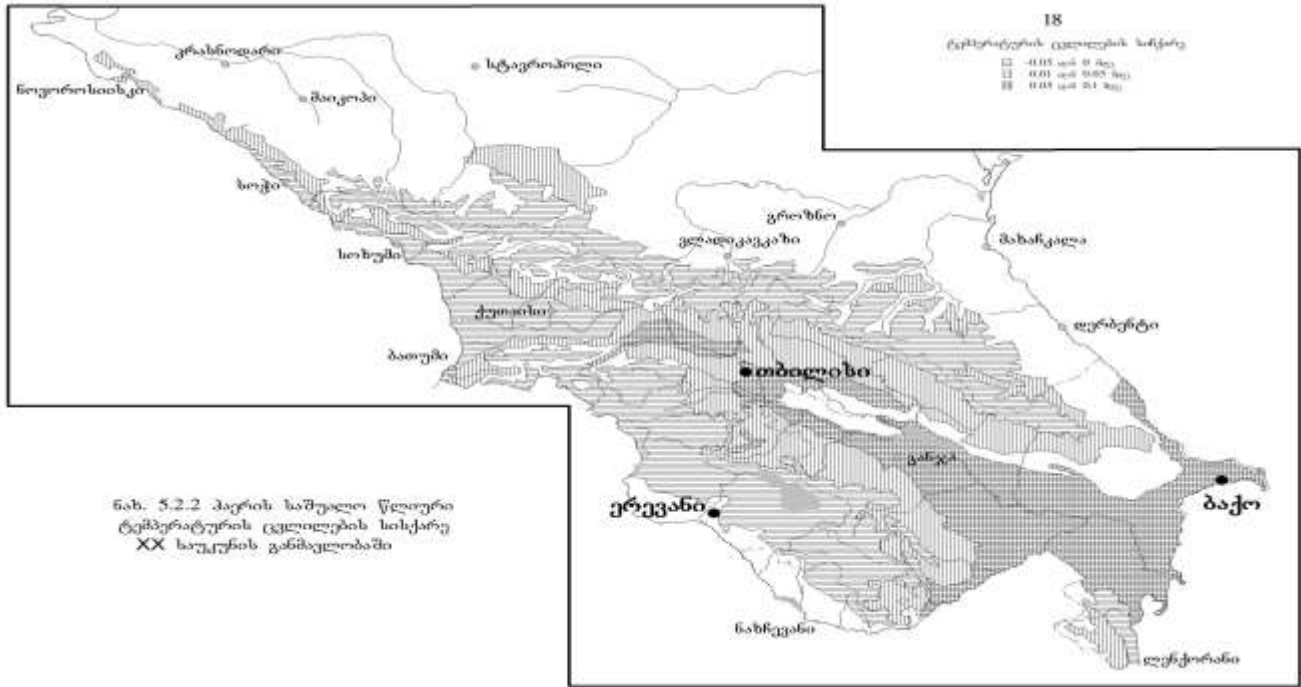
ცხრილი 12.3.1. კლიმატის თანამედროვე ცვლილების ტენდენციები
 კავკასიის სხვადასხვა ბუნებრივ-ლანდშაფტურ პირობებში
 (Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили, 2002)

№	ბუნებრივი ლანდშაფტის ტიპი (ქვეტაიპი) და დამახასიათებელი სადგური	აღნიშვნა (ნ.ბერუჩაშვილის 1995) შესაბამისად	ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე °C 10წელში		
			იანვარი	ივლისი	წელი
1	2	3	4	5	6
1	ვაკეებისა და გორაკ-ბორცვების სუბტროპიკული ჰუმიდური სოხუმი ანაკლია ქუთაისი ლენქორანი ბათუმი სამტრედია	A	0,02 0,02 -0,02 -0,04 0 0,03	-0,-1 -0,01 0 -0,07 -0,01 -0,02	-0,02 -0,01 -0,03 -0,02 -0,01 -0,02

2	ვაკეებისა და გორაკ-ბორცვების სუბხმელთაშუაზღვიური სუბჰუმიდური ანმეტა თელავი ალაზანი გორი	B	0,11 0,08 0,10 0,06	0,11 0,04 0,05 -0,03	0,07 0,03 0,04 -0,03
3	ვაკეებისა და გორაკ-ბორცვების სუბტროპიკული სუბარიდული გარდაბანი შირაქი მარნეული თბილისი განჯა	B	0,14 0,08 0,16 0,17 0,14	0,06 -0,02 0,05 0,05 0,05	0,07 0,05 0,06 0,07 0,09
4	ვაკეების სუბტროპიკული არიდული ბაქო ჯაბარხანი	Г	0,04 0,15	0 0,03	0,01 0,08
5	ვაკეების ზომიერად თბილი სუბჰუმიდური ლაგოდეხი ყვარელი ბოლნისი საგარეჯო ზაქათალა	D	0,09 0,09 0,12 0,11 0,09	0,08 0,08 0,18 0,03 0,09	0,07 0,04 0,06 0,05 0,07
6	დაბალი და საშუალო მთის ტყის ზომიერად თბილი ჰუმიდური ა) დაბალი და საშუალო მთის ტყეები				

	<p>ონი მესტია ამბროლაური ლენტეხი ხულო ქედა ბახმარო</p> <p>ბ) სუბჰუმიდურში გარდამავალი დაბალი და საშუალო ტყის</p> <p>ბორჯომი გომბორი ბარისახო დუშეთი თიანეთი</p>	H_1-H_4	-0,06 -0,01 0,03 -0,08 -0,01 -0,01 -0,04	0,11 -0,04 0,07 0,15 0,02 -0,01 -0,01	-0,02 -0,04 0,03 0,02 -0,02 -0,02 -0,04
7	<p>მთის ზომიერი ჰუმიდური კუბა</p>	O	0,18 0,15 -0,07 -0,02 0,01	0,11 0,05 0,05 -0,04 0,02	0,12 0,06 0,02 0 0,04
8	<p>მთის ზომიერი სუბჰუმიდური რადიონოვკა წალკა დმანისი ეფრემოვკა კარწახი</p>	II	0,13	0,09	0,17
9	<p>მთის ზომიერი არიდული ნახჭევანი</p>	C	0,11 0,09 0,14 0,15 0,13	0,05 0,04 0,09 0,09 0,07	0,04 0,03 0,07 0,05 0,06
			0,13	0,09	0,17

10	ქამალაი მთის მღელღები მამისონის გად. ჯვრის გად.	y	-0,03 0,06	0,03 -0,01	-0,02 0,03
----	---	---	---------------	---------------	---------------



ნახ.12.3.1. პერის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილების სიქარე XX საუკუნის განმავლობაში 10 წელიწადში

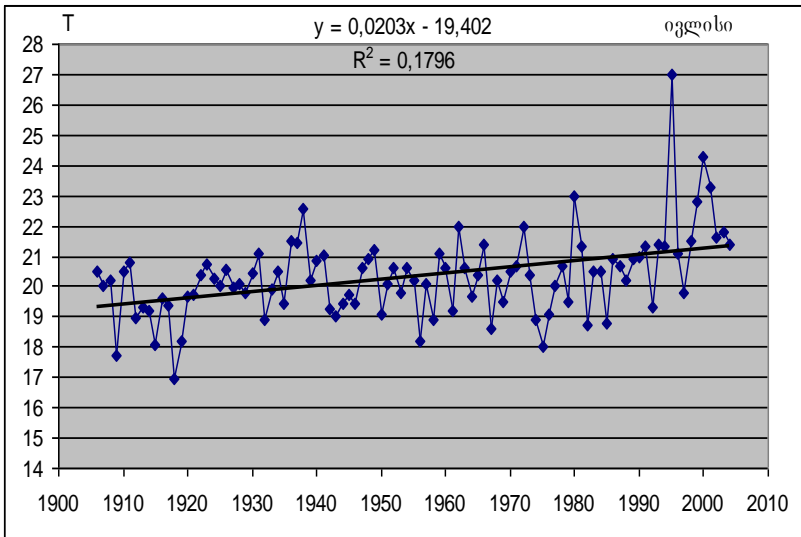
კლიმატის ცვლილების ეროვნული პროგრამის მე-2 შეტყობინების მომზადებასთან დაკავშირებით ჩატარებულმა გამოკვლევებმა (მ.ელიზბარაშვილი, 2006) უკანასკნელი წლების მონაცემების გათვალისწინებით აჩვენა, რომ ტემპერატურის ზრდის სიჩქარე XX და XXI საუკუნეების მიჯნაზე მკვეთრად გაიზარდა და ბოლო ოცწლიურში ზოგიერთ ლანდშაფტებში 1⁰C -ს მიაღწია (ცხრილი 12.3.2). ცხრილი 12.3.2. ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე სხვადასხვა დროით პერიოდში, კორელაციის კოეფიციენტი

r , სტატისტიკური ნიშნადობის მახასიათებელი $H = r / \sqrt{n-1}$,
და ნიშნადობის საიმედობის დონე (p%) (ლენტეხი).
(მ.ელიზბარაშვილი, 2006)

პერიოდი	პარამეტრი	იანვარი	ივლისი	წელი
1906-2004	სიჩქარე	-0,057	0,203	0,073
	r	-0,08	0,42	0,31
	H	0,8	4,2	3,1
	P%	-	99,9	99
1966-2004	სიჩქარე	0,097	0,718	0,298
	r	0,06	0,49	0,42
	H	0,36	2,94	2,52
	P%	-	99	99
1986-2004	სიჩქარე	0,711	1,109	0,967
	r	0,20	0,36	0,58
	H	0,80	1,44	2,32
	P%	-	-	95
1994-2004	სიჩქარე	-0,936	-0,818	0,365
	r	-0,22	-0,14	0,15
	H	0,68	0,44	0,47
	P%	-	-	-

ცხრილიდან ჩანს, რომ დაკვირვებათა მთელი პერიოდისათვის სტატისტიკურად და კლიმატოლოგიურად ნიშნადია საშუალო წლიური და ივლისის ტემპერატურების ცვლილებები. ტემპერატურის წლიური ცვლილების სიჩქარემ შეადგინა 0,07⁰-ს ათ წელიწადში, მაშინ როდესაც პირველი ეროვნული შეტყობინების თანახმად ეს სიჩქარე მხოლოდ 0,02⁰ იყო (კ.თავართქილაძე, ე.ელიზბარაშვილი, დ.მუმლაძე, ჯ.ვაჩნაძე, 1999). სიჩქარე გაიზარდა 1966-2004 წწ პერიოდში და მიაღწია 0,3⁰-ს, ხოლო მისი განსაკუთრებული

ზრდა 1986-2004 წლებში აღინიშნა, რაც დაკავშირებულია ანტროპოგენური ფაქტორის ინტენსიურ ზრდასთან. ამ პერიოდის განმავლობაში საშუალო წლიური ტემპერატურის ზრდის სიჩქარემ თითქმის 1° -ს მიაღწია. უკანასკნელ ათწელიწადში (1994-2004) ტემპერატურის არსებითი ზრდა არ აღინიშნება. ტემპერატურის ზრდის სიჩქარე განსაკუთრებით ინტენსიური ივლისში იყო და შეადგინა მთელი პერიოდისათვის $0,2^{\circ}$, 1966-2004 წწ პერიოდისათვის $-0,7^{\circ}$, ხოლო 1986-2004 წლებში 1° -ს ალემატებოდა(ნახ.12.3.2).



ნახ. 12.3.2. ივლისის საშუალო თვიური ტემპერატურის მრავალწლიური სვლა ლენტეხში

ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამები მთელი პერიოდის განმავლობაში ლენტეხში იზრდებოდა საშუალო სიჩქარით 6-7მმ წელიწადში, ნალექების ზრდის სიჩქარე გაიზარდა 1966-2004 წწ განმავლობაში და მიაღწია 10მმ წელიწადში, ხოლო მომდევნო პერიოდებში (1986-2004 და 1994-2004) ნალექების ცვლილება სტატისტიკურად არ მტკიცდება, რაც შეიძლება აიხსნას იმით, რომ 20 წელზე ნაკლები პერიოდი კლიმატური ნორმების გაანგარიშებისათვის ნაკლებად საიმედოა.

აღსანიშნავია, რომ ამავე შეტყობინების მზადებისათვის ჩატარებული გამოკვლევების თანახმად წლიური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე ვაკეების სუბტროპიკულ ჰუმიდურ ლანდშაფტებში (ფოთი) დადებითი გახდა და შეადგინა დაკვირვებათა მთელი პერიოდისათვის $0,03^{\circ}$, ხოლო 1995-2005წწ პერიოდისათვის $-0,8^{\circ}$ 10 წელიწადში. მკვეთრად გაიზარდა ტემპერატურის ზრდის სიჩქარე ვაკეების სუბტროპიკულ სუბარიდულ ლანდშაფტებში და ბოლო 20 წელიწადში $0,5^{\circ}$ -ს მიაღწია.

12.4. ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის კლიმატური კრიტერიუმები

ბუნებრივი ლანდშაფტების შესაძლო ტრანსფორმაციის კლიმატური პირობები შეიძლება შეფასდეს კავკასიის ლანდშაფტური ზონალურობის ცხრილიდან(12.4.1).

ამ ცხრილიდან გამომდინარე ვაკე სუბტროპიკული და სუბხმელთაშუაზღვიური ლანდშაფტების (A,B,D,B,Γ) ფორმირების მთავარი ფაქტორი ატმოსფერული ნალექებია. ამიტომ თითოეული მათგანის სხვა ტიპად გარდაქმნისათვის საკმარისია ატმოსფერული ნალექების მრავალწლიური ჯამის ცვლილება. მაგალითად, ვაკე ჰუმიდური (A) ლანდშაფტები შესაძლებელია გარდაიქმნას სუბჰუმიდურ (B,D) ლანდშაფტებად იმ შემთხვევაში თუ ატმოსფერული ნალექების მრავალწლიური ჯამი შემცირდება დაახლოვებით 500-1000 მმ-ით და უფრო მეტით. ეს უკანასკნელი კი გარდაიქმნიებიან სუბარიდულ (B) ლანდშაფტებად, თუ ნალექები კვლავ შემცირდება დაახლოვებით 200მმ-ით, ხოლო სუბარიდული ლანდშაფტები გარდაიქმნიებიან არიდულ (Γ) ლანდშაფტებად თუკი ნალექების წლიური ჯამი კვლავ შემცირდება 200მმ-ით. იგულისხმება, რომ ტემპერატურული რეჟიმი უცვლელი რჩება.

ატმოსფერული ნალექები განსაზღვრავს აგრეთვე ვაკე ზომიერად თბილი და ზომიერი ლანდშაფტების ფორმირებას და ტრანსფორმაციას. სუბარიდული (E) და სუბჰუმიდური (Ж) ლანდშაფტები შესაძლოა გარდაიქმნან არიდულად (3), თუკი ნალექების წლიური ჯამი შემცირდება 200 მმ-ით და ა.შ.

მთებში ბუნებრივი ლანდშაფტების ფორმირების მთავარი ფაქტორი სითბოა, ანუ მთის ლანდშაფტების ტრანსფორმაცია დაკავშირებულია არა ნალექების, არამედ ტემპერატურული პირობების ცვლილებასთან. ეს აიხსნება მთებში დაბალი აორთქლებადობით, რომლის დროსაც საკმარისია ნალექების სულ მცირე რაოდენობაც კი. ასე მაგალითად, სუბალპური ტყის და ბუჩქნარის ლანდშაფტები (Y_1) შემოისაზღვრებიან იზოთერმებით -1 და $+3$. ისინი შესაძლოა ტრანსფორმირდნენ ალპური ბუჩქნარების და მდელოების (Y_2) ლანდშაფტებად იმ შემთხვევაში, თუ ჰაერის მრავალწლიური საშუალო ტემპერატურა შემცირდება $2-4^{\circ}\text{C}$ -ით, რაც პრაქტიკულად დაუშვებელია, რადგანაც ჩვენს მიერ შემუშავებული სცენარებით სარ საუკუნეში ჰაერის ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარეები ყველა ლანდშაფტებში დადებითი იქნება. ერთ-ერთი სცენარის თანახმად 20-25 წლის შემდეგ ტემპერატურა შესაძლოა 4-

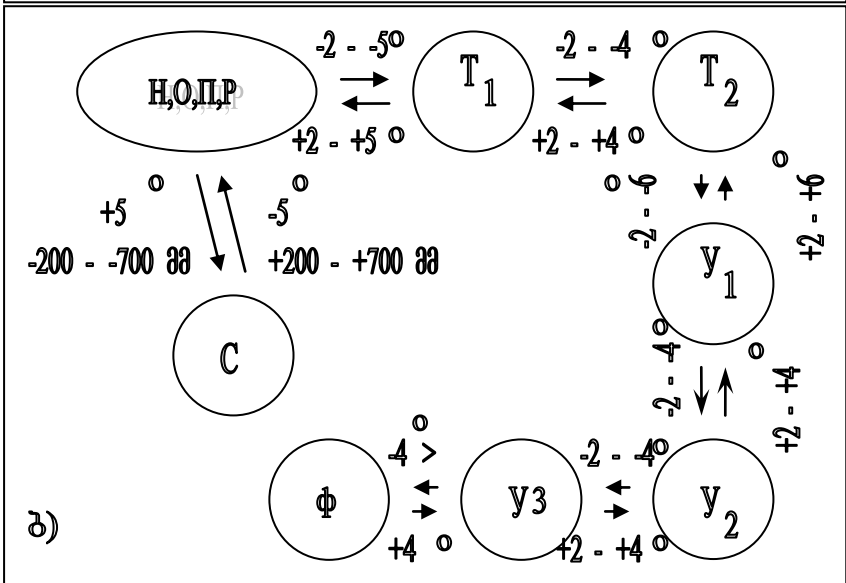
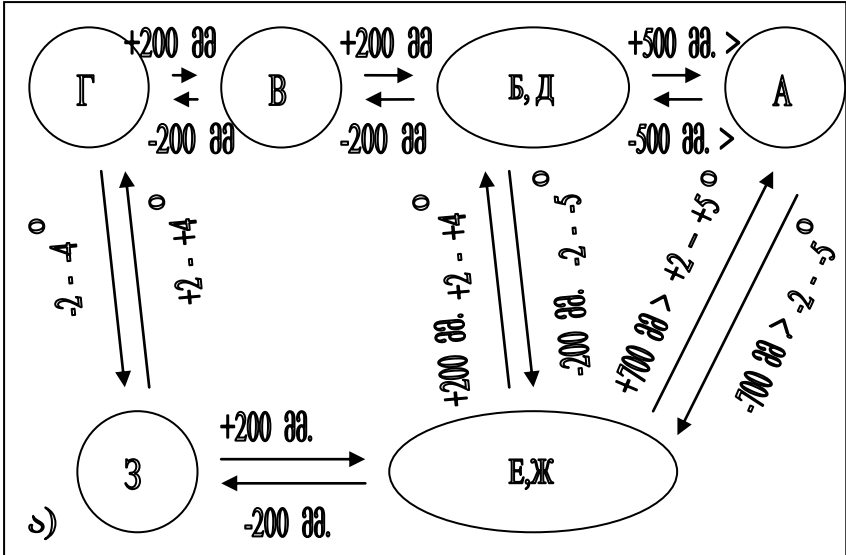
ცხრილი 12.4.1.კავკასიის ლანდშაფტური ზონალურობის ცხრილი

(M.Э.Элизбарашვილი, 2003)

ნალექების წლიური ჯამები მმ	სიმშრალის რადიაციული ინდექსი	ჰერის საშუალო მრავალწლიური ტემპერატურა და რადიაციული ბალანსი °C (კკალ/სმ ² წ)								
		<-9 (<20)	-9- -5 (20- 25)	-5- -1 (20- 30)	-1-3 (30- 45)	3-5 (40- 42)	5-7 (43- 46)	7-11 (46- 53)	>11 (52- 60)	
≤350	>3,0	-	-	-	-	-	-	З		Г,С
350-500	1,8-3,0	-	-	-	-	-	-	Е Ж	Р	В
500-1000	0,5-1,8	Ф	У₃	У₂	У₁	Т₂	Т₁	НОП РЕ		Б Д
>1000	<0,5							Н		А

6°C-ით გაიზარდოს. ამ შემთხვევაში მოხდება ლანდშაფტური ზონების ქვემოდან ზემოთ გადმონაწილება. ანუ გლაციალურ-ნივალური ლანდშაფტები ტრანსფორმირდებიან მაღალი მთის მდელოებში, მაღალი მთის მდელოები - ზომიერად ცივ მთის ლანდშაფტებში, უკანასკნელნი - ზომიერად თბილ მთის ლანდშაფტებში და ა.შ. ყოველივე აღნიშნული კარგად ჩანს ბუნებრივი ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის სქემაზე (ნახ. 12.4.1), სადაც წარმოდგენილია თითოეული ლანდშაფტის ტრანსფორმაციისათვის აუცილებელი კლიმატური კრიტერიუმები, გამოსახული ტემპერატურის და ნალექების გრადაციებში. ნახ.12.4.1-ის თანახმად ვაკე სუბტროპიკული ლანდშაფტების ტრანსფორმირება ზომიერ ლანდშაფტებად და პირიქით შესაძლებელია მხოლოდ ჰაერის მრავალწლიური საშუალო ტემპერატურის 2-4°C-ით ცვლილების შემთხვევაში.

ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის სქემიდან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ გაუდაბნობა პოტენციურად დასაშვებია B,E და Ж ტიპის ლანდშაფტებისათვის, თუ კი ატმოსფერული ნალექების საშუალო მრავალწლიური ჯამი შემცირდება დაახლოებით 200 მმ-ით და გახდება 350 მმ-ზე ნაკლები. აქედან გამომდინარეობს, რომ კავკასიის ბუნებრივი ლანდშაფტების გაუდაბნობის მთავარი მიზეზი არა ტემპერატურის გაზრდაა გლობალური დათბობის შედეგად, არამედ გვალვების გახშირებაა, რაც აგრეთვე გლობალური დათბობის შედეგად გამოწვეული ცირკულაციური მექანიზმების გარდაქმნას უკავშირდება.



ნახ. 12.4.1. ბუნებრივი ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის სქემა:

- ა) –ვაკეებისა და გორაკ-ბორცვების ლანდშაფტები; ბ)– მთის ლანდშაფტები (Э.Ш.Элизбарашვილი, М.Э.Элизбарашვილი, 2005)

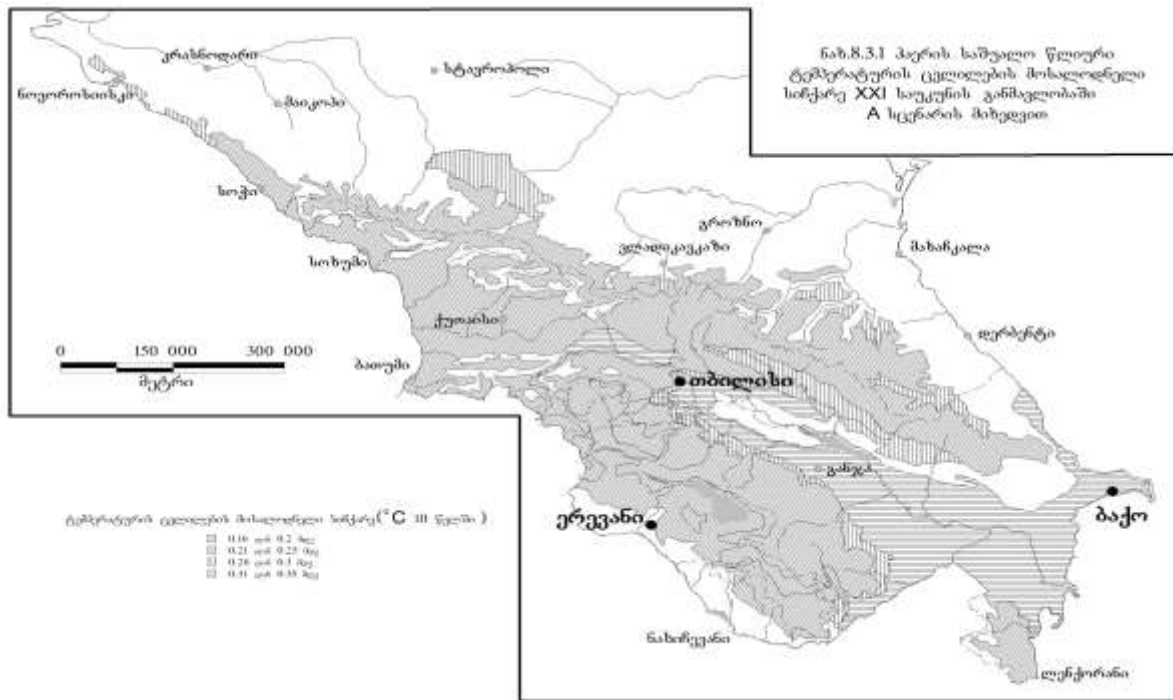
12.5. კლიმატის ცვლილების სცენარები

დღეისათვის ცნობილია დედამიწის მომავალი კლიმატის მრავალრიცხოვანი სცენარები. მეცნიერთა ჯგუფმა მსოფლიოს მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის ეგიდით დაამუშავა გლობალური კლიმატის 4 სცენარი (Climate change, 1996) – **A, B, C** და **D**. **A** სცენარის თანახმად მიმდინარე საუკუნეში გლობალური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე ყოველ 10 წელიწადში იქნება $0,3^{\circ}\text{C}$, **B** სცენარის თანახმად - დაახლოებით $0,2^{\circ}\text{C}$, ხოლო **C** და **D** სცენარების თანახმად - შესაბამისად $0,1^{\circ}\text{C}$ -ზე რამდენადმე მეტი და დაახლოებით $0,1^{\circ}\text{C}$. ეს იმას ნიშნავს, რომ გლობალური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე სარ საუკუნეში სს საუკუნესთან შედარებით გაიზრდება **A** სცენარის განხორციელების შემთხვევაში $0,25^{\circ}\text{C}$ -ით, **B** სცენარის განხორციელების შემთხვევაში $0,15^{\circ}\text{C}$ -ით ხოლო **C** და **D** სცენარების განხორციელების შემთხვევაში - დაახლოებით $0,05^{\circ}\text{C}$ -ით. თუ დათბობის პროცესი საწყის ეტაპზე წრფივად წარიმართება, რაც სავსებით დასაშვებია, უნდა ვივარაუდოთ, რომ ცალკეულ ლანდშაფტებში ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე გაიზრდება ანალოგიური სიდიდეებით. მაშინ მოსალოდნელია, რომ ჰუმიდურმა ლანდშაფტებმა თანდათანობით გათბობა დაიწყოს, რასაც უკვე ადასტურებს წინა პარაგრაფში წარმოდგენილი მეორე ეროვნული შეტყობინების მზადებისათვის მიღებული მონაცემები კლიმატის ცვლილების შესახებ ბოლო 20 წლის განმავლობაში. არაჰუმიდური ლანდშაფტები უფრო სწრაფად გათბებიან. მიღებული დაშვებების გათვალისწინებით გამოთვლილი ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარეები სხვადასხვა ლანდშაფტების პირობებში წარმოდგენილია ცხრილში 12.5.1 და ნახ-ზე 12.5.1.

ცხრილი 12.5.1. ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე $^{\circ}\text{C}$ 10 წელში (Э.Ш.Элизбарашვილი, М.Э.Элизбарашვილი, 2002; М. Elizbarashvili, 1999)

№	ლანდშაფტის ტიპი	სს საუკუნეში	სცენარი სსI საუკუნისათვის		
			A	B	C და D
1	A	-0,025	0,225	0,125	0,025
2	B	0,05	0,30	0,20	0,10
3	B	0,06	0,31	0,20	0,11
4	D	0,05	0,30	0,20	0,10
5	D	-0,01	0,24	0,14	0,04
6	H ₁ -H ₄	0,04	0,29	0,19	0,09
7	H ₆ -H ₇	0,04	0,29	0,19	0,09
8	Π	-0,05	0,20	0,10	0
9	P	-0,02	0,23	0,13	0,03
10	Y ₁	0,03	0,28	0,18	0,08
	Y ₂				

თუ განხორციელდება A სცენარი კავკასიის ზოგიერთ ბუნებრივ ლანდშაფტებში გარკვეული ცვლილებები შესაძლებელია მხოლოდ სსრ საუკუნის დასასრულს. ვაკე რაიონებში ამ შემთხვევაში მოსალოდნელია ზომიერი ლანდშაფტების (E,Ж,З) ტრანსფორმაცია სუბტროპიკულში (Г,В). ეს გამომდინარეობს ბუნებრივი ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის სქემიდან. იგივე სქემის თანახმად განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი ცვლილებები რამდენადმე მოგვიანებით (1,5-2 საუკუნე) შეიძლება მოხდეს მთის ლანდშაფტებში. კერძოდ მოხდეს მათი გადმონაცვლება თითო საფეხურით ქვემოლ შემდეგი სქემის თანმიმდევრობით: $\Phi \rightarrow Y_3 \rightarrow Y_2 \rightarrow Y_1 \rightarrow T_2 \rightarrow T_1$ და ა.შ.



ნახ.12.5.1. პერის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილების მოსალოდნელი სიჩქარე XXI საუკუნის განმავლობაში A სცენარის მიხედვით

B სცენარის განხორციელების შემთხვევაში ანალოგიურ ცვლილებებს დასჭირდება ვაკეში 2,0-2,5, ხოლო მთებში - დაახლოებით 3,0-3,5 საუკუნე. **C** და **D** სცენარების განხორციელების პირობებში კი ლანდშაფტთა ტიპების იგივე თანმიმდევრობით გადანაწილება მოსალოდნელია ვაკეში 4-5, ხოლო მთებში 7-10 საუკუნის შემდეგ. რა თქმა უნდა ეს მხოლოდ თეორიული გათვლებაა და მათი პროგნოზული მნიშვნელობა არ არის დიდი.

საქართველოში გასული საუკუნის განმავლობაში და მიმდინარე საუკუნის დასაწყისში მიმდინარე კლიმატური ცვლილებების გათვალისწინებით მ.ელიზბარაშვილმა(2006) შეიმუშავა კლიმატის ცვლილების 3 სცენარი:

I სცენარი გულისხმობს, რომ კლიმატის ცვლილება მომავალში წარიმართება იმ საშუალო ტენდენციებს შესაბამისად, რაც დაიკვირვებოდა მთელი გასული საუკუნის განმავლობაში და მიმდინარე საუკუნის დასაწყისში. ასეთი დაშვებით შავი ზღვის სანაპირო ზოლისათვის ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე შეადგენს $0,03^{\circ}$ –ს ყოველ 10 წელიწადში, ხოლო ნალექები იზრდება დაახლოებით ნმმ-ით ყოველწლიურად. ამ სცენარის მიხედვით ქვემო სვანეთში ტემპერატურა გაიზრდება სიჩქარით $0,07^{\circ}$ –ით ყოველ 10 წელიწადში, ნალექები კი ყოველწლიურად გაიზრდება 7მმ-ით. ამავე სიჩქარით გაიზრდება ტემპერატურა დედოფლისწყაროს რაიონში, ხოლო ნალექები უცვლელი დარჩება ან დაიკლებს. ეს პირობები შეესაბამება გლობალური კლიმატის ცვლილების **D** სცენარს.

II სცენარი კლიმატის ზომიერ ცვლილებებს გულისხმობს და ძირითადად შეესაბამება ბოლო 40 წლის პერიოდს (1966-2006), როდესაც მეტეოროლოგიური დაკვირვებები 8-ვადიან დაკვირვებათა სისტემაზე გადავიდა. ამ შემთხვევაში შავი ზღვის სანაპირო ზოლისათვის ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე $0,15^{\circ}$ -ს შეადგენს 10 წელიწადში (**C** სცენარი), ხოლო ნალექები უცვლელია. ქვემო სვანეთისათვის შესაბამისად გვაქვს $0,3^{\circ}$ 10 წელიწადში, ანუ გლობალური კლიმატის ცვლილების **A**

სცენარი და ნალექების 10მმ-ით ყოველწლიური ზრდა. დედოფლისწყაროს რაიონში ამ სცენარის თანახმად ტემპერატურა გაიზრდება $0,1^{\circ}$ -ით (C სცენარი) 10 წელიწადში, ნალექების უცვლელობის ან კლების პირობებში.

III სცენარი გულისხმობს კლიმატის მნიშვნელოვან ცვლილებას და ითვალისწინებს ბოლო 20 წელიწადისათვის (1985-2005) დამახასიათებელ ტენდენციებს, როდესაც განსაკუთრებით გამოიკვეთა ანთროპოგენური ფაქტორის გავლენა. ამ შემთხვევაში შავიზღვისპირეთისათვის ტემპერატურის ზრდის სიჩქარე $0,8^{\circ}$ -ს შეადგენს და ნალექები ყოველწლიურად 23მმ-ით იზრდება. ქვემო სვანეთში და დედოფლისწყაროს რაიონში ტემპერატურა გაიზრდება შესაბამისად 1° -და $0,5^{\circ}$ ის სიჩქარით ყოველ 10 წელიწადში, ხოლო ნალექები უცვლელი დარჩება ან დაიკლებს.

I სცენარის განხორციელების შემთხვევაში მნიშვნელოვანი კლიმატური ცვლილებები მოსალოდნელი არ არის. მიმდინარე საუკუნის პირველი ნახევრის დასასრულისათვის საშუალო წლიური ტემპერატურა მოიმატებს სულ $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$ –ით, ხოლო ნალექები დასავლეთ საქართველოში გაიზრდება 30-35 მმ-ით, აღმოსავლეთ საქართველოში კი უცვლელი დარჩება ან ოდნავ შემცირდება. ასეთი ცვლილებები ტემპერატურის და ნალექების მრავალწლიური რყევადობის ფარგლებშია და მათ არსებითი გავლენის მოხდენა ლანდშაფტურ სტრუქტურაზე არ შეუძლიათ.

ამ სცენარის განხორციელების შემთხვევაში ბუნებრივი ლანდშაფტების მნიშვნელოვანი ცვლილებები შეიძლება გამოიწვიოს მხოლოდ ანთროპოგენურმა დატვირთვამ. კერძოდ, ადამიანის მოღვაწეობის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი შედეგი შეიძლება იყოს ლანდშაფტის გაუტყეურება (დეფორესტიზაცია). ეს შეიძლება განხორციელდეს, როგორც ბუნების დაუგეგმავი, მტაცებლური გამოყენების, ისე ტყეების ექსპლუატაციის მიზნით მათი გეგმიური ჭრის შედეგად. გაუტყეურებამ შესაძლოა გამოიწვიოს ჰაერის ტემპერატურის რამდენადმე დაკლება და შესაბამისად თოვლის საფარის არსებობის ხანგრძლივობის გაზრდა. ეს კი თავის მხრივ გამოიწვევს ალბედოს შემცირებას, რაც იმოქმედებს რადიაციულ ბალანსზე და თერმულ რეჟიმზე. შედეგად

შესაძლოა მივიღოთ კლიმატის არსებითი ცვლილებები, რაც თავის მხრივ გავლენას მოახდენს ლანდშაფტურ სტრუქტურაზე.

II სცენარის პირობებში რიონის დელტაში და დედოფლისწყაროს რაიონში მიმდინარე საუკუნის პირველი ნახევრის დასასრულს საშუალო წლიური ტემპერატურა გაიზრდება 0,5-0,8⁰-ით, ხოლო ქვემო სვანეთში გაიზრდება 1,5⁰-ით. ცხადია, რომ არც ეს ცვლილებები მოახდენენ გავლენას ლანდშაფტურ გარსზე და ამ შემთხვევაშიც მნიშვნელოვანი გავლენა მათზე აგრეთვე ანთროპოგენურმა ფაქტორებმა უნდა მოახდინონ. ამ სცენარის თანახმად ტრანსფორმაციის ყველაზე დიდი ალბათობა გააჩნია დედოფლისწყაროს რაიონის ბუნებრივ ლანდშაფტებს – სუბტროპიკულ სუბარიდულ ლანდშაფტებს (B ტიპი). სცენარის თანახმად აღნიშნულ ლანდშაფტებში ნალექები შემცირდება. კავკასიის ბუნებრივი ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის სქემის თანახმად (მ.ელიზბარაშვილი, 2003), თუ ნალექების წლიური ჯამი დაიკლებს 200მმ-ით, მაშინ სიმშრალის რადიაციული ინდექსი გადააჭარბებს 3-ს და აღნიშნული ლანდშაფტები ტრანსფორმირდებიან სუბტროპიკულ არიდულ ლანდშაფტებად (Γ ტიპი); შესაბამისად დამახასიათებელი მცენარეული საფარი იცვლის სახეს და შიბლიაკის, ვაციწვერას და წვერა სტეპებს ჩაანაცვლებს სურნელოვანი აბზინდითა და ჩარანით (ყარლანი) გამრავლებული უდაბნოები და ნახევრად უდაბნოები.

III სცენარის განხორციელების შემთხვევაში სსრ საუკუნის პირველი ნახევრის დასასრულისათვის მდინარე რიონის დელტაში საშუალო წლიური ტემპერატურა გადააჭარბებს 13-14⁰, ნალექების წლიური ჯამი გაიზრდება დაახლოებით 100 მმ-ით. ამ შემთხვევაშიც ლანდშაფტური სტრუქტურა, კავკასიის ლანდშაფტური ზონალურობის ცხრილის თანახმად, უცვლელი დარჩება ან ოდნავ მიუახლოვდება ტროპიკულ ჰუმიდურ ლანდშაფტებს. მისი არსებითი შეცვლა კი მხოლოდ ინტენსიურ ანთროპოგენურ ზემოქმედებას შეუძლია მოახდინოს. ამრიგად ნოტიო სუბტროპიკული ჰუმიდური ლანდშაფტები კლიმატის ცვლილების მიმართ დიდი მდგრადობით გამოირჩევიან. ამ

რაიონში (რიონის დელტა) ლანდშაფტური სტრუქტურის ცვლილება მოსალოდნელია მხოლოდ იმ შემთხვევაში თუ ნალექების წლიური ჯამი შემცირდება 500 მმ-ით. მაშინ კავკასიის ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის სქემის თანახმად სუბტროპიკული ჰუმიდური ლანდშაფტები (A ტიპი) ტრანსფორმირდებიან სუბჰუმიდურ ლანდშაფტებად (B, D), რაც გავლენას მოახდენს მის ბიომრავალფეროვნებაზე. ნოტიოსუბტროპიკული ჰუმიდური ტყეები შეიცვლება მეჩხერტყიანი მცენარეულობით, სადაც გაბატონებული იქნება მუხა, ფიჭვი, შიბლიაკის ბუჩქნარი და ლიანები.

ქვემო სვანეთში და დედოფლისწყაროს რაიონში მიმდინარე საუკუნის პირველი ნახევრის დასასრულისათვის საშუალო წლიური ტემპერატურა გაიზრდება დაახლოებით 3-5⁰-ით და გადააჭარბებს შესაბამისად 11-12 და 14⁰-ს. ასეთ პირობებში მოსალოდნელია ლანდშაფტური სტრუქტურის არსებითი ცვლილება. ამ ცვლილების შესახებ შეგვიძლია აგრეთვე ვიმსჯელოთ კავკასიის ბუნებრივი ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის სქემის მიხედვით. სქემიდან ჩანს, რომ H ტიპის ლანდშაფტი, რომელიც დამახასიათებელია ქვემო სვანეთისათვის ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურის 5⁰ –ით გაზრდის შემთხვევაში ტრანსფორმირდება C ტიპის ლანდშაფტად, ანუ მთის ზომიერ არიდულ ლანდშაფტად თუ ამავე დროს ნალექების წლიური ჯამი შემცირდება 200მმ-ით მაინც, რაც სავსებით დასაშვებია.

ამ სცენარის განხორციელების შემთხვევაში ლანდშაფტებისათვის დამახასიათებელი წიფლნარი ტყეები, წაბლი, მძლავრი მარადმწვანე ბუჩქნარი თანდათანობით შეიცვლება უდაბნოს და ნახევარუდაბნოსათვის დამახასიათებელი სურნელოვანი აბზინდით და ჩარანით.

დედოფლისწყაროს რაიონში ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა გაიზრდება 3⁰ –ით და გადააჭარბებს 14⁰-ს. თუ ამ დროს ნალექები შემცირდა 200მმ-ით, რაც სავსებით მოსალოდნელია სცენარის მიხედვით, მაშინ რაიონისათვის დამახასიათებელი ბუნებრივი ლანდშაფტები – სუბტროპიკული სუბარიდული (B ტიპი), ტრანსფორმირდებიან სუბტროპიკულ არიდულ (F ტიპი)

ლანდშაფტად. შესაბამისად B ტიპის ლანდშაფტისათვის დამახასიათებელი ბიომრავალფეროვნება შემცირდება. კერძოდ შიბლიაკი, ვაციწვერა და წვერა სტეპები ადგილს მთლიანად დაუთმობენ სურნელოვანი აბზინდით და ჩარანით (ყარლანი) გამრავლებულ უდაბნოებს და ნახევრადუდაბნოებს.

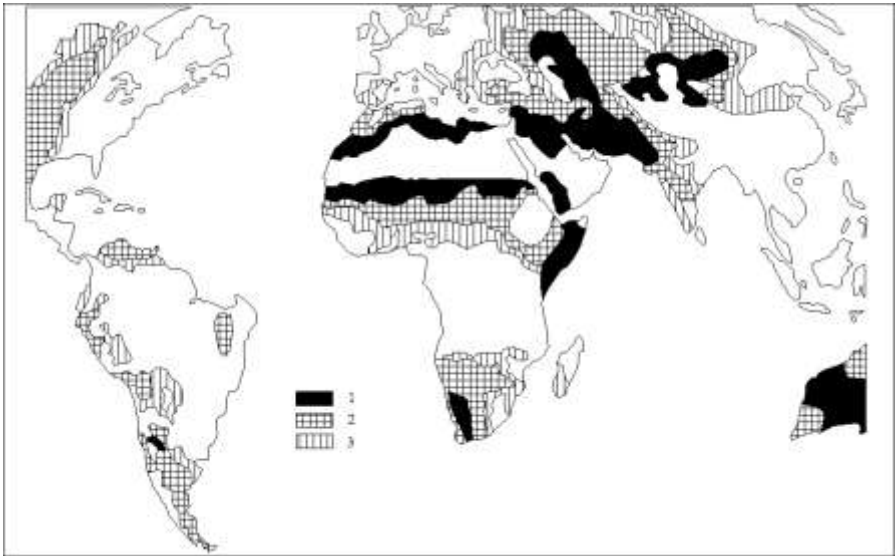
12.6. გაუდაბნობა

უკვე დიდი ხანია, რაც მსოფლიოს მთელი რიგი ქვეყნების ძირითად ეკონომიკურ, სოციალურ და გარემოსდაცვით პრობლემად იქცა გაუდაბნობა. ამიტომაც ჯერ კიდევ 1977 წელს გაეროს სპეციალურმა კონფერენციამ მიიღო გაუდაბნობასთან ბრძოლის სამოქმედო გეგმა. მიუხედავად ამისა 1991 წელს გაეროს გარემოსდაცვითი პროგრამის დასკვნის შესაბამისად მიწების დეგრადაციის პრობლემა უფრო გამწვავდა. ამასთან დაკავშირებით 1992 წელს რიო-დე-ჟანეიროში გამართულ კონფერენციამ თხოვნით მიმართა გაეროს გენერალურ ასამბლეას, რათა მომზადებულიყო გაუდაბნობასთან ბრძოლის კონვენცია. 1994 წლის 17 ივნისს პარიზში მიღებულ იქნა აღნიშნული კონვენცია. ამჟამად მას ხელი მოაწერა 160-ზე მეტმა სახელმწიფომ.

საქართველომ აღნიშნულ კონვენციას ხელი მოაწერა 1994 წელს, ხოლო რატიფიკაცია მოახდინა 1999 წლის 23 ივლისს, რითაც ვალდებულება აიღო შეიმუშავოს გაუდაბნობასთან ბრძოლისა და გვალვის შედეგების შემცირებისაკენ მიმართული სათანადო ღონისძიებები.

ნახ.12.6.1-ზე წარმოდგენილია გაეროს მიერ გავრცელებული გაუდაბნობების საშიშროების ქვეშ არსებული მსოფლიოს გვალვიანი რაიონების რუკა. რუკაზე ნაჩვენებია საკუთრივ გვალვიანი, ნახევრადგვალვიანი და მშრალი რაიონები. რუკიდან ჩანს, რომ გაუდაბნობების საშიშროება

მოელის ხმელეთის ზედაპირის საკმაოდ მნიშვნელოვან ნაწილს.



მნახ.12.6.1. მსოფლიოს გაუდაბნოების რაიონები:

- 1-საკუთრივ გვალვიანი;
- 2-ნახევრადგვალვიანი; 3-მშრალი

სადღეისოდ პლანეტარული მასშტაბით გაუდაბნობას განიცდის სარწყავი მიწების 80%-ზე მეტი, ურწყავი მიწების 170 მილიონი ჰექტარი. გაუდაბნობა ყოველწლიურად უკარგავს და გამოუსადეგარს ხდის 6 მილიონ ჰექტარ ფართობს. გაუდაბნობით აქტიურად ხელყოფილ მიწებზე მოსახლეობს მსოფლიოს 110 ქვეყნის 860 მილიონი კაცი, ანუ მთელი მსოფლიოს მოსახლეობის დაახლოებით 25მ%.

წარმოდგენილი რუკიდან ჩანს აგრეთვე, რომ აზიაში გაუდაბნობის ყველაზე აქტიური კერები კონტინენტის ცენტრალურ ნაწილშია და უკავია ყაზახეთის, უზბეკეთის, ყირგიზეთის, თურქმენეთის და ტაჯიკეთის ტერიტორიები. ამ ქვეყნებისათვის დამახასიათებელია თბილი ჰავა და ატმოსფერული ნალექების მცირე რაოდენობა, რის გამოც ხშირია ხანგრძლივი გვალვიანი პერიოდები. ასეთ გვალვიან

ეკოსისტემებს გააჩნია გაუდაბნოების მაღალი რისკი, რასაც უნალექობასთან ერთად ხელს უწყობს გაიშვიათებული მცენარეული საფარი, აგრეთვე ქვიშიანი და დამლაშებული ნიადაგები.

გაუდაბნობა დიდ ზარალს აყენებს ჩინეთს. ქვეყნის პირდაპირი ფინანსური დანაკარგები გაუდაბნოების გამო წელიწადში 2-3 მილიარდ დოლარს შეადგენს, ხოლო 170 მილიონზე მეტი ადამიანი რჩება ყოველგვარი საარსებო საშუალებების გარეშე. ქვეყნის ჩრდილოეთ ნაწილში ყოველწლიურად გაუდაბნობა ვრცელდება დაახლოებით 210 ათას ჰა ფართობზე. ამჟამად გაუდაბნობულია 20 მილიონამდე ჰა ტერიტორია და ანალოგიური პროცესი ვითარდება კიდევ 14 მილნ ჰა ფართობზე.

ყველაზე გვალვიან კონტინენტად ავსტრალიაა მიჩნეული, რადგანაც იქ გვალვას და გაუდაბნობას განიცდის კონტინენტის ტერიტორიის დაახლოებით ორი მესამედი. ცალკეულ რაიონებში ფინანსური დანაკარგები ყოველწლიურად შეადგენს 30-40%-ს. დიდი ზარალი აქვს მიყენებული კონტინენტისათვის დამახასიათებელ მდიდარ ბიომრავალფეროვნებას.

გაუდაბნოების მსოფლიო რუკაზე საქართველოს აღმოსავლეთი ნაწილი, და საერთოდ აღმოსავლეთ ამიერკავკასია მთლიანად, მესამე რაიონშია მოქცეული, რაც იმაზე მიუთითებს, რომ აქ გლობალური დათბობის პირობებში მოსალოდნელია გაუდაბნოების პროცესების გააქტიურება.

დიდი ქართველი მამულიშვილი, გამოჩენილი გეოგრაფი, ისტორიკოსი და მოგზაური ვახუშტი ბატონიშვილი სძირბ საუკუნეში წერდა, რომ ივრის ზეგანზე იცის “... ზაფხული ცხელი, ხაშმიანი, გაუძლისი”. ხაშმი ნიშნავს ადგილს ცუდი და მავნებელი ჰაერით, არაჯანსაღი ჰავით. ვახუშტის ასეთი დახასიათება მიუთითებს იმაზე, რომ ივრის ზეგანი და მისი მიმდებარე ტერიტორიები გაუსაძლისი, გვალვიანი ზაფხულით ხასიათდებოდა.

გვალვის ჩამოყალიბებას ძირითადად სამი ფაქტორი განაპირობებს – უნალექობა (ან მცირე ნალექები), მაღალი ტემპერატურული ფონი და ნიადაგში პროდუქტიული ტენის მარაგის დეფიციტი. სამივე ფაქტორის ანალიზი გვიჩვენებს,

რომ როგორც ნალექების სიმცირის, ისე მაღალი ტემპერატურების და ნიადაგში ტენის დეფიციტის მხრივ სწორედ ივრის ზეგანი და ქვემო ქართლი გამოირჩევა.

კავკასიის ლანდშაფტების ზონალურობის ცხრილიდან გამომდინარე აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპები და ნახევრადუდაბნობები(B ტიპის ლანდშაფტები) შეიძლება გარდაიქმნენ უდაბნოდ(Γ ტიპის ლანდშაფტებად) იმ შემთხვევაში, თუ სიმშრალის რადიაციული ინდექსის საშუალო მრავალწლიური მნიშვნელობა 3-ზე მეტი გახდება. აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპებში და ნახევრადუდაბნობებში სიმშრალის რადიაციული ინდექსი იცვლება 1,2 დან 2,5 მდე. მისი მნიშვნელობები კარგად გამოხატავენ ადგილობრივ ლანდშაფტურ პირობებს და შეესაბამებიან გეოგრაფიული ზონალურობის პერიოდულ კანონს (იხ.ცხრილი 12.6.1)

ცხრილი 12.6.1. სიმშრალის რადიაციული ინდექსის
სტატისტიკური მახასიათებლები
(Э.Ш.Элизбарашვილი, М.Э.Элизбарашვილი, 2002)

პუნქტი	ლანდშაფტის ტიპი		K	σ
	(სანებლიძე მ., უკლება დ., ჯაყელი ქ., 1970) თანახმად	გეოგრაფიული ზონალურობის კანონის თანახმად (ა.გრიგორიევი, მ.ბუდიკო, 1956)		
გარდაბანი	ნახევრადუდაბნო	ნახევრადუდაბნო	2,5	0,8
უდაბნო	ნახევრადუდაბნო	ნახევრადუდაბნო	2,5	0,9
ბოლნისი	ნახევრადუდაბნო	ნახევრადუდაბნო	2,3	0,8
თბილისი	სუბტროპიკული ტყე და ბუჩქნარი	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩქნარი ან სტეპი	2,0	0,6
წნორი	სუბტროპიკული ტყე და ბუჩქნარი	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩქნარი ან სტეპი	1,8	0,6
გორი	სტეპი	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩქნარი ან სტეპი	1,8	0,4
ჰდელიფლ ის წყარო	სტეპი	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩქნარი ან სტეპი	1,8	0,6
შირაქი	სუბტროპიკული ტყე	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩქნარი ან სტეპი	1,5	0,3
თელავი	სუბტროპიკული ტყე	სუბტროპიკული ტყე, ბუჩქნარი ან სტეპი	1,2	0,2

ცხრილში K – სიმშრალის რადიაციული ინდექსის
საშუალო მრავალწლიური მნიშვნელობაა, ხოლო σ -მისი
საშუალო კვადრატული გადახრა.

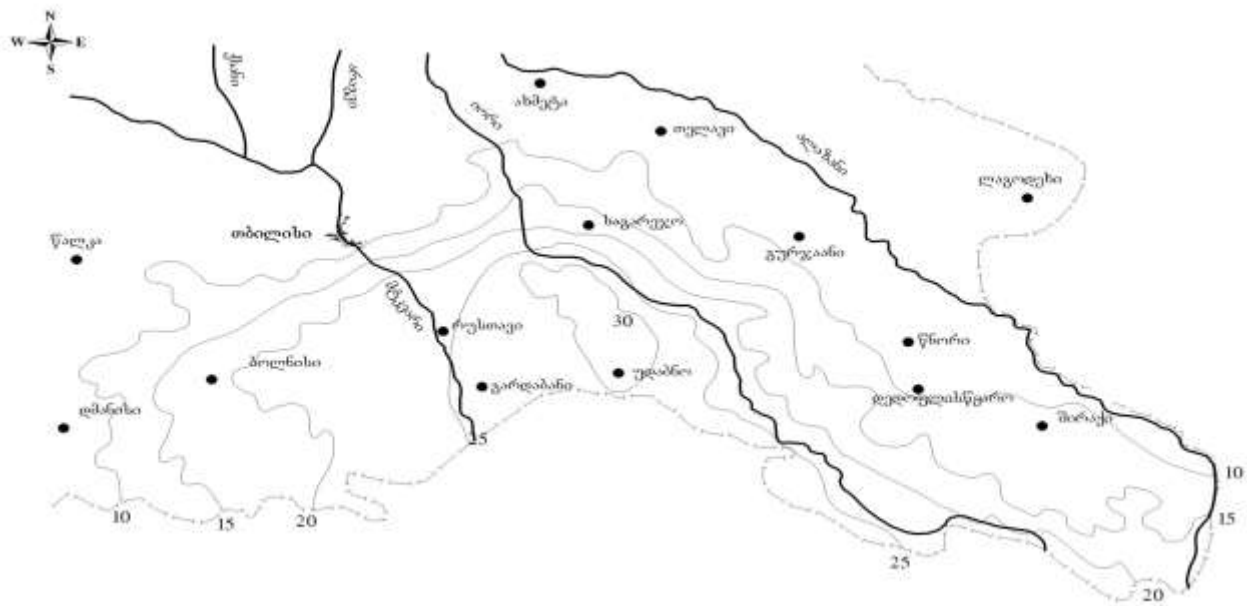
ნახ.12.6.2-ზე წარმოდგენილია აღმოსავლეთ
საქართველოს გაუდაბნოების ალბათობის რუკა. რუკის

თანხმად გაუდაბნოების ალბათობა აღმოსავლეთ საქართველოს არიდულ რაიონებში 30%-ს აღემატება, რაც საკმაოდ მაღალია. ამავე დროს აღსანიშნავია, რომ უახლოეს ათწლეულებში ამ ლანდშაფტების გაუდაბნოების კლიმატური ალბათობა მნიშვნელოვნად იქნება დამოკიდებული ანთროპოგენულ ფაქტორებზე.

12.7. ჰაერის ტემპერატურის საშიში ანომალიები და მისი მოსალოდნელი შედეგები

აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპებისა და ნახევრადუდაბნოებისაგან განსხვავებით, სადაც კლიმატის ცვლილების დადებითი ტენდენციები აღინიშნება, დასავლეთში განლაგებული ლანდშაფტთა უმრავლესობისათვის ტემპერატურის დაცემა აღინიშნება. ცხადია, ამ ჰუმიდური ლანდშაფტების არიდზაცია და შემდგომი გაუდაბნოება ძალზე დაუჯერებელია, მითუმეტეს რომ აქ კლიმატის ცვლილების სხვადასხვა ტენდენციები შეინიშნება, მაგრამ ამ ცვლილებებსაც შეუძლია მნიშვნელოვან უარყოფით შედეგებამდე მიყვანა.

არსებული საარქივო მასალის ანალიზი გვიჩვენებს, რომ დასავლეთ საქართველოს ჰუმიდურ ლანდშაფტებში აცივება ძირითადად შემოდგომის თვეების ხარჯზე მიმდინარეობს, კერძოდ ცივი თვეების განმეორადობა 1921-1960 წლების პერიოდთან შედარებით 1961-2000 წლების პერიოდის განმავლობაში შემოდგომით გაიზარდა 11%-ით, ზაფხულში – მხოლოდ 4%-ით, პრაქტიკულად ცვლილებები არ აღინიშნება ზამთრის თვეებში, ხოლო გაზაფხულზე კი



ნახ. 12.6.2. აღმოსავლეთ საქართველოს გაუდაბნოების ალბათობა (%)
 (Э.Ш.Элизбарашვილი, М.Э.Элизбарашვილი, 2002)

პირიქით – მეორე პერიოდში პირველ პერიოდთან შედარებით თბილი თვეების განმეორადობა გაიზარდა 6%-ით.

კლიმატის ცვლილების ასეთი ხასიათი იწვევს კატასტროფული მოვლენების განვითარებას და საგანგებო სიტუაციების შექმნას. ასე მაგალითად, ტემპერატურის მნიშვნელოვანი გაზრდა გაზაფხულზე იწვევს მყინვარების დნობას, თოვლის ზედაპირების ჩამოსვლას, წყალდიდობას. ტემპერატურის მნიშვნელოვანი დაკლება კი შემოდგომაზე განაპირობებს წყინვების წარმოქმნას, რაც თავის მხრივ ამცირებს, ან ღუპავს სასოფლო სამეურნეო, განსაკუთრებით ციტრუსოვანი კულტურების, მოსავლიანობას. ამასთან დაკავშირებით ძალზე მნიშვნელოვანია წინასწარ ვიცოდეთ ჰაერის ტემპერატურის ასეთი საშიში ანომალიების გამოვლინების ალბათობები.

ტემპერატურის საშიში ანომალიების ალბათობა დასავლეთ საქართველოს ჰუმიდური ლანდშაფტებისათვის წარმოდგენილია ცხრილში 12.7.1.

ცხრილი 12.7.1. ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურის საშიში ანომალიების ალბათობა დასავლეთ საქართველოს ჰუმიდურ ლანდშაფტებში %

პერიოდი წწ	ტემპერატურის ანომალია °C			
	გაზაფხული		შემოდგომა	
	ჟ3	ჟ4	ქ3	ქ4
1921-1960	2	-	3	1
1961-2000	5	2	4	2

ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ თუ გაზაფხულზე ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურის 3⁰-ით გაზრდის ალბათობა დაკვირვების პირველ პერიოდში (1921-1960წწ) შეადგენდა 2%-ს, დაკვირვებათა მეორე პერიოდში (1961-2000წწ) 5%-ს აღწევს. ამავე დროს წარმოიქმნება ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურის 4 და 5⁰-ით გაზრდის ალბათობა. თითქმის ანალოგიური სურათია შემოდგომით ტემპერატურის უარყოფითი ანომალიების შემთხვევაში.

ჰაერის ტემპერატურის საშიში ანომალიების აღბათობები შემდგომში მოსალოდნელია გაიზარდოს. თუ შენარჩუნებული იქნება ტემპერატურის ცვლილების თუნდაც თანამედროვე ტენდენციები, მაშინ მიმდინარე საუკუნის პირველ მეოთხედში საშუალო თვიური ტემპერატურა გაზაფხულზე შეიძლება გაიზარდოს $0,5^0$ -ით, ხოლო შემოდგომით – შემცირდეს $0,7^0$ -ით. ასეთ პირობებში ცხადია გაიზრდება კლიმატური ექსტრემუმები, რაც ბუნებრივია უარყოფით გავლენას მოახდენს ადამიანთა და ბიოტის ცხოვრების პირობებზე.

მონაცემების ანალიზმა აჩვენა, რომ ტემპერატურის დადებითი ანომალიების დროს, ანომალიის სიდიდის გაზრდით ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამი კლებულობს. ტემპერატურის უარყოფითი ანომალიების დროს, ანომალიის სიდიდე არ ახდენს გავლენას ნალექების რაოდენობაზე. ტემპერატურის დადებითი ანომალიების გაზრდისას ნალექების შემცირება განსაკუთრებით მკვეთრად წლის ცივ პერიოდში გამოიხატება. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში კი ტემპერატურის მნიშვნელოვანი ანომალიის დროს (3^0 და მეტი) ნალექები იზრდება, რაც შეიძლება აიხსნას კონვექციური პროცესების გააქტიურებით და თავსხმა ნალექების მოსვლით და კარგად შეესაბამება ო.დროზდოვის წარმოდგენებს(ცხრილი 12.7.2).

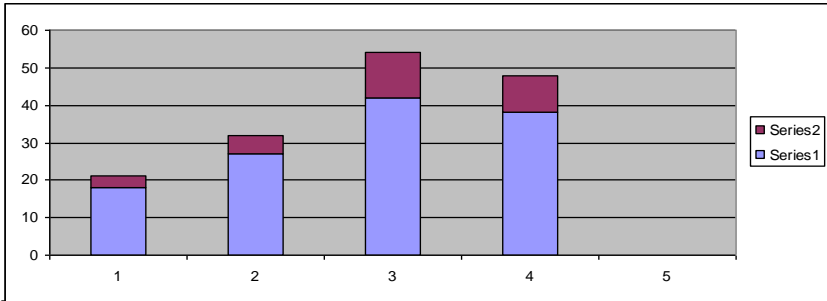
ცხრილი 12.7.2. ჰაერის ტემპერატურის სხვადასხვა ანომალიების დროს მოსული ნალექები(მმ)
(Э.Ш.Элизбарашвили, Р.Ш.Месхия, Э.Ш.Элизбарашвили,2005)

ტემპერატურის ანომალია °C	მნალექები(მმ)				წელი
	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა	
0-0,9	60-279	61-197	50-282	59-315	230-1073
1-1,9	49-256	51-146	51-265	44-280	195-947
2-2,9	59-191	43-129	51-186	41-200	194-656
≥3	62-196	45-136	74-219	25-125	206-676
0- -0,9	66-278	55-185	51-280	80-400	252-1143
-1- -1,9	57-284	62-184	61-271	78-307	258-1046
-2- -2,9	51-259	68-195	74-284	78-399	271-1137
≤3	70-359	80-230	-	81-533	231-1122

ცხრილიდან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ ჰაერის ტემპერატურის ექსტრემალურად მაღალი ანომალიების დროს ექსტრემალურად დაბალ ანომალიებთან შედარებით გაცილებით ნაკლები ნალექი მოდის. ამრიგად სახეზეა უკუკავშირი ნალექების ჯამსა და ჰაერის ტემპერატურის ექსტრემალურ ანომალიეს შორის.

ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურების ანომალიების ანალიზის საფუძველზე დადგინდა, რომ გასული საუკუნის განმავლობაში თბილი თვეების განმეორადობამ შეადგინა დასავლეთ საქართველოში 51%, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში 54%. ექსტრემალურად თბილი თვეების განმეორადობა კი, როდესაც ტემპერატურის ანომალია აღემატებოდა 2⁰C შესაბამისად 13 და 14% იყო. აქედან გამომდინარე დამუშავდა ანომალურად თბილი და ანომალურად ცივი თვეების განმეორადობის ალბათური კლიმატოლოგიური პროგნოზი, რომლის თანახმადაც მიმდინარე საუკუნის პირველ ათწლეულში თბილი თვეების 60% და მეტი განმეორადობის ალბათობა შეადგენს

დასავლეთ საქართველოში 18, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში 27%-ს. ასეთივე თვეების 70% და მეტი განმეორადობის ალბათობა შესაბამისად 3 და 5 %-ია. ამრიგად უახლოეს წლებში მოსალოდნელია ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურების დადებითი ანომალიების განმეორადობის გაზრდა შედარებით მეტად აღმოსავლეთ საქართველოში, ხოლო ნაკლებად დასავლეთში(ნახ.12.7.1).



70%-ზე მეტი(სერია2) განმეორადობის ალბათობა XXI საუკუნის პირველი ათწლეულისათვის: 1-დასავლეთ საქართველო; 2-აღმოსავლეთ საქართველო; 3-აზერბაიჯანი; 4-სომხეთი

ნალექების ჯამსა და ჰაერის ტემპერატურას შორის გამოვლენილი უკუკავშირის არსებობის გამო, გლობალური დათბობის პირობებში, ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურების დადებითი ანომალიების განმეორადობის, და შესაბამისად თბილი თვეების განმეორადობის, გაზრდასთან ერთად მოსალოდნელია ატმოსფერული ნალექების მკვეთრი შემცირება, განსაკუთრებით დასავლეთ საქართველოში.

ეს დასკვნა, რა თქმა უნდა, არის მხოლოდ წინასწარი და დროდადრო მოითხოვს კორექტირებას.

ძირითადი ლიტერატურა

1. ბლანუცა ს., ელიზბარაშვილი ე., ქარცივაძე ნ. კურორტი ურეკი. თბ.,1982.
2. ელიზბარაშვილი ე., ელიზბარაშვილი შ. ატმოსფერული ნალექების ველების აღწერა არაწრფივი რეგრესიული მოდელების გამოყენებით. საქ.მეცნ.აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ.102, 2001.
3. ელიზბარაშვილი ე., სულხანიშვილი ნ. საქართველოს ნიადაგების კლიმატური დარაიონება. საქ.მეცნ.აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები,ტ.105, 2002.

4. ელიზბარაშვილი ე., ხელაძე თ., ჭავჭავანიძე ზ., სულხანიშვილი ნ. ნიადაგ-ატმოსფეროს სისტემის სითბური რეჟიმის საკითხისათვის. საქმეცნ.აკად. მოამბე, ტ.145, №1,1992.
5. ელიზბარაშვილი ე., ჭავჭავანიძე ზ. გვაღვები, უნაღექო და ნალექიანი ჰერიადეები საქართველოში. თბ.,1992.
6. ელიზბარაშვილი ე., ჭავჭავანიძე ზ. სულხანიშვილი ნ. საქართველოს ნიადაგებში ტენის მარაგის დინამიკის საკითხისათვის. საქმეცნ.აკად. მოამბე, ტ.145, №1,1992.
7. ელიზბარაშვილი ე., ჭინჭარაშვილი ი. ქალაქ თელავის მიკროკლიმატური თავისებურებანი. საქ. მეცნ. აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ.102, 2001.
8. ელიზბარაშვილი მ. საქართველოს ტერიტორიის ტემპერატურის ველი. თბ. 1999.
9. თბილისის კლიმატის მრავალწლიური ცვლილება და ციკლური რყევადობა.(ნბეგალიშვილის და ე.ელიზბარაშვილის რედაქციით). საქმეცნ.აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები,ტ.103, 2001.
10. თავართქილაძე კ., ელიზბარაშვილი ე., მუჟლაძე დ., ვანნაძე ჯ. საქართველოს მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი. თბ.,1999.
11. კორძაია მ. საქართველოს ჰავა. თბ., 1961.
12. მუჟლაძე დ. საქართველოს კლიმატის თანამედროვე ცვლილება. თბ.,1991.
13. რ.სამუკაშვილი. ჰელიოენერგეტიკული რესურსების განაწილების თავისებურებები კავკასიის ტერიტორიაზე. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ. 101, 2001.
14. საქართველოს კურორტები და საკურორტო რესურსები. ატლასი. მოსკოვი, 1989.
15. საქართველოს ჰავა. ტ.1-აჭარა. (ე.ელიზბარაშვილის, რ.სამუკაშვილის და ჯ.ვანნაძის რედაქციით). საქმეცნ.აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ.110, 2003.
16. საქართველოს ჰავა. ტ.2-აფხაზეთი. (ე.ელიზბარაშვილის, რ.სამუკაშვილის და ჯ.ვანნაძის რედაქციით). საქმეცნ.აკად. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ტ.112, 2006.
17. ხანთაძე ა., გზირიშვილი თ., ლაზრიევი გ. კლიმატის გლობალური დათბობის არაწრფივი თეორიის შესახებ. კლიმატის კვლევის ეროვნული ცენტრის საინფორმაციო ბიულეტენი, №6,1997.
18. ხვედელიძე ზ., ელიზბარაშვილი ე. რელიევის გავლენა ატმოსფერულ პროცესებზე. თბ., 1982.
19. ხელაძე თ., ელიზბარაშვილი მ. ატმოსფერული ნალექების ვერტიკალური განაწილების მათემატიკური მოდელირებისათვის. საქ. მეცნ. აკადემიის მოამბე, 144, №2, 1991.
20. ჯავახიშვილი შ. საქართველოს სსრ კლიმატოგრაფია. თბ., 1977.
21. ჯავახიშვილი შ. ატმოსფერული ნალექები საქართველოს ტერიტორიაზე. თბ., 1981.
22. Адаменко В.Н. Мелиоративная микроклиматология. Л., 1979.

23. Алибегова Ж.Д., Элизбарашвили Э.Ш. Статистическая структура атмосферных осадков в горных районах. Л., 1980.
24. Алибегова Ж.Д., Элизбарашвили Э.Ш. О статистической структуре поля облачности над Закавказьем. Метеорология и гидрология, №4, 1977.
25. Алибегова Ж.Д., Элизбарашвили Э.Ш. Статистическая структура приземного ветра в Закавказье. Тр.ГГО, вып.396, 1977.
26. Арвеладзе Г.А. Математическое моделирование агрометеорологических процессов формирования урожая многолетних культур и оптимизация технологии их возделывания. Тб., 2006.
27. Асатиани Х.М., Элизбарашвили Э.Ш. Высотно-временное распределение атмосферных осадков в ущельях рек Грузии. Тр. ТГУ, т.175, 1977.
28. Гвасалия Н.С. Тепловой баланс Грузии. Тб., 1986.
29. Гвасалия Н.С. Об особенностях радиационного режима курортов Грузии. Тр.ГГО, вып. 233, 1968.
30. Гигинейшвили В.М. Градобития в Восточной Грузии. Л., 1960.
31. Гогишвили К.С. Исследование циркуляционных факторов генезиса климата Грузии. Тб., 1974.
32. Григолия А.А., Джанашия Б.П. Эффективная и радиационно-эффективная температура в Сухуми. Сб.Тр.Абх.Филиала НИИКиФ, т.6, 1967.
33. Занина А.А. Климат СССР. Вып.2, Кавказ. Л., 1961.
34. Кавкасидзе Р.П., Гонгладзе Н.Ш. Микроклиматическая характеристика пляжа курорта Гагра. Сб.Тр. НИИКиФ, т.26, 1963.
35. Кварацхелия И.Ф. Аэрологические исследования в Закавказье. Л., 1971.
36. Климат и климатические ресурсы Грузии. Тр. ЗакНИГМИ, вып. 44(50), Л., 1971.
37. Климат Тбилиси (под ред. Г.Г.Сванидзе, Л.К.Папинашвили). Л., 1992.
38. Корошинадзе Л.Ф., Элизбарашвили Э.Ш. О статистической структуре поля температуры. Сообщения АН ГССР, т.84, №3, 1976.
39. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах СССР. Л., 1982.
40. Меладзе Г.Г. Экологические факторы и производство сельскохозяйственных культур. Л., 1991.
41. Метревели Г.С., Метревели М.Г. Фоновые факторы глобального потепления климата в прибрежной зоне Чёрного моря. Водные ресурсы, т.28, №5, 2001.

42. Напетваридзе Е.А. Циркуляционные процессы над территорией Грузии как фактор климата. Тр.ИГ им.Вахушги, 1949.
43. Папинашвили К.И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. Л., 1963.
44. Самукашвили Р.Д. О корреляционных связях между радиационным балансом и его составляющими для территории Кавказа. Труды ВГИ, вып. 66, 1987.
45. Самукашвили Р.Д. Динамика изменения величин полезного тепла от плоской гелиоустановки с ростом абсолютной высоты на центральном Кавказе. Тр. ВГИ, Гидрометеоиздат, Л., вып. 82, 1990.
46. Сапицкий К.А., Элизбарашвили Э.Ш. О выравнивании числа дней с осадками 20мм по Пуассону для некоторых пунктов Грузии. Сообщения АН ГССР, т.68, №2, 1972.
47. Сапицкий К.А., Элизбарашвили Э.Ш. Применение закона распределения Пуассона к числу дней с осадками 30мм в Тбилиси. Тр. ТГУ, т. А 6-7(149-150), 1973.
48. Сапицкий К.А., Элизбарашвили Э.Ш. Результаты применения различных функций распределения случайных величин к годовым количествам осадков в Тбилиси. Тр. ТГУ, т. А 8(158), 1975.
49. Сафаров С. Современная тенденция изменения температуры воздуха и атмосферных осадков в Азербайджане.. Баку 2000.
50. Сванидзе Г.Г., Гагуа В.П., Сухишвили Э.В. Возобновляемые энергоресурсы Грузии. Л.,1987.
51. Сулаквелидзе Я.Г. Ливневые осадки в горных странах на примере Закавказья. Тб., ТГУ, 1988.
52. Сухишвили Э.В. Климатическое обоснование природно-курортных ресурсов Черноморского побережья Грузии. Тр. ЗакНИГМИ, вып. 54(10), Л., 1977.
53. Сухишвили Э.В., Элизбарашвили Э.Ш., Алборова Б.Г., Гонгладзе Н.Ш. Характеристика климата в погодах и закономерности формирования двумерных комплексов основных метеорологических элементов на территории Грузии. В кн.Комплексные биоклиматические исследования. М, 1988.
54. Турманидзе Т.И. Климат и урожай винограда.Л.,1981.
55. Ушверидзе Г.А. Методические рекомендации по климатотерапии. Тб., 1977.
56. Хеладзе Т.В.,Лорткипанидзе Г.П., Элизбарашвили М. Э. Математическое моделирование приземного поля температуры для территории Грузии. Сообщения АН ГССР, т.138, №3, 1990.

57. Цуцкиридзе Я.А. Радиационный и термический режимы территории Грузии. Тр. ЗаКНИГМИ, вып. 23(29), Л., 1967.
58. Швер Ц.А. Атмосферные осадки на территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1976.
59. Элизбарашвили М. Э. К пространственному обобщению преобладающего направления приземного ветра. Тр. Греко-Груз. Университета им. Аристотеля, т.3, 1995.
60. Элизбарашвили М.Э. Климатические условия формирования природных ландшафтов Кавказа. Известия РАН, серия географ. № 5, 2003.
61. Элизбарашвили М. Э. Климатический режим высокогорных субнивальных и гляциально-нивальных ландшафтов Грузии. Известия РАН, серия географ., №3, 2004.
62. Элизбарашвили Ш. Э. Геоинформационное картографирование и моделирование атмосферных осадков в условиях горного рельефа. Кавказский географический журнал, №5, 2005.
63. Элизбарашвили Ш. Э. Геоинформационное картографирование годовых сумм осадков в горных районах Грузии. Метеорология и гидрология, №2, 2006.
64. Элизбарашвили Э.Ш. Вертикальная зональность климатов Закавказья. Известия АН СССР, серия географ., №4, 1978.
65. Элизбарашвили Э.Ш. О влиянии массивности Большого Кавказа на поле температуры. Сообщения АН ГССР, т.135, №2, 1989.
66. Элизбарашвили Э.Ш. Влияние горного рельефа на распределение тепла и увлажнения. Известия АН СССР, серия географ., №2, 1984.
67. Элизбарашвили Э.Ш. Расчет максимального суточного количества осадков различной обеспеченности на территории Грузии. Тр. мол. научн. сотр. ТГУ, т. 2, 1974.
68. Элизбарашвили Э.Ш., Гонгладзе Н.Ш. Климатография курортов Грузии. Тб., 1980.
69. Элизбарашвили Э.Ш., Гонгладзе Н.Ш., Власова С.Р., Алборова Б.Г., Попов А.А. О грозовой деятельности в Восточной Грузии. Известия АН СССР, серия географ., №1, 1983.
70. Элизбарашвили Э.Ш., Кереселидзе Д.Н., Элизбарашвили Ш.Э. К осреднению полей атмосферных осадков в горных условиях. Метеорология и гидрология, №8, 2006, с.54-58.
71. Элизбарашвили Э.Ш., Попов А.А. Облачность над Закавказьем. Известия АН СССР, серия географ., №2, 1981.
72. Элизбарашвили Э.Ш., Р.Ш. Мехия, Элизбарашвили М. Э. Изменения климата Западного Закавказья. Известия РАН, с. Географическая, №4, 2005.

73. Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В. О влиянии Ингурского водохранилища на местный климат. Сообщения АН ГССР, т.136, №2, 1989,а.
74. Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В. О статистической модели климата горной страны. Метеорология и гидрология, №3,1989,б.
75. Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В., Гецадзе З.Д. Моделирование климата горной страны. Известия АН СССР.,серия географ.,№5, 1988.
76. Элизбарашвили Э.Ш., Чавчанидзе З.Б., Элизбарашвили М. Э., Маглакелидзе Р.В., Сулханишвили Н.Г., Элизбарашвили Ш. Э. Почвенно-климатическое районирование территории Грузии. Почвоведение, т.39, № 10, 2006.
77. Элизбарашвили Э.Ш., Чавчанидзе З.Б., Янакидис М.С. Режим увлажнения территории Грузии. М., 1994.
78. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М. Э. К оценке вероятности опустынивания степных и полупустынных ландшафтов на основе концепции периодического закона географической зональности. Метеорология и гидрология, №11, 2002.
79. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М. Э. О нестационарной статистической модели климатического поля температуры горной страны. Метеорология и гидрология, №11, 2004.
80. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э., Реакция различных типов ландшафтов Закавказья на глобальное потепление. Известия РАН, с.Географическая, №5, 2002.
81. Элизбарашвили Э.Ш.,Элизбарашвили М.Э. О возможной трансформации природных ландшафтов Кавказа в связи с глобальным потеплением. Метеорология и гидрология,№10, 2005.
82. Элизбарашвили Э.Ш.,Элизбарашвили М.Э. Основные проблемы климатологии ландшафтов. Тбилиси, изд.Зеон, 2006.
83. Climate Change 1995. IPCC. Cambridge, UK, 1996.
84. Climate Change: 2001, Cambridge, UK, 2001.
85. Elizbarashvili M. Response of the Temperature Field in Georgia to the Current Global Warming.// Bulletin of the Georgian Academy of Sciences, 159, №2, 1999.
86. Elizbarashvili E.Sh., Chavchanidze Z.B., Elizbarashvili M.E., Maglakelidze R.V., Sul Khanishvili N.G.,Elizbarashvili Sh.E. Soil-Climatic Zoning of Georgia. Eurasian Soil Science, vol. 39,№10, 2006.

წინასიტყვაობა -----	5
შესავალი -----	7
თავი 1. ჰაერის წარმომქნელი ძირითადი ფაქტორები -----	12
1.1. საქართველოს ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები -----	12
1.2. ჰაერის რადიაციული ფაქტორები -----	16
1.3. ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები -----	28
1.4. შავი ზღვა -----	33
თავი 2. მიწისპირა ქარის რეჟიმი და რესურსები -----	38
2.1. ქარის გაბატონებული მიმართულება -----	38
2.2. ქარის საშუალო და საშუალო სიჩქარეები -----	42
2.3. ადგილობრივი ქარები -----	53
თავი 3. ჰაერის ტემპერატურა და სითბური რესურსები-----	61
3.1. რელიეფის გავლენა ტემპერატურის ველზე -----	61
3.2. ტემპერატურის ტერიტორიული განაწილება -----	67
3.3. აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები -----	75
3.4. ეფექტური ტემპერატურები და კლიმატოთერაპიის მეტეოროლოგიური პირობები -----	79
3.5. ჰაერის სითბომემცველობა -----	85
3.6. მაღალი და დაბალი დისკომფორტული ტემპერატურები -----	89
თავი 4. ატმოსფერული ტენის რეჟიმი და რესურსები -----	95
4.1. სინოტივის რეჟიმის ზოგადი დახასიათება -----	95
4.2. მხუთვარება, ფიზიოლოგიური სინოტივე და ჰაერის ტენემცველობა -----	100
4.3. ღრუბლები და მათი რესურსები -----	106
თავი 5. ატმოსფერული ნალექები და წყლის რესურსები -----	113
5.1. რელიეფის გავლენა ნალექების ველზე-----	113
5.2. ნალექების განაწილება საქართველოს მდინარეთა აუზებში -----	118
5.3. ნალექების ტერიტორიული განაწილება და რეჟიმი	124
5.4. ნალექთა ტიპები -----	128
5.5. სეტყვა -----	133
5.6. ნალექიანი პერიოდები -----	135
5.7. უნალექო პერიოდები და გვალვა -----	139

თავი 6. ნიადაგების კლიმატი	
და კლიმატური რესურსები -----	144
6.1 ნიადაგების თერმული რეჟიმი და სითბური რესურსები -----	144
6.2. ნიადაგების დატენიანების რეჟიმი და ტენის რესურსები -----	153
6.3. ნიადაგების კლიმატური დარაიონება -----	157
თავი 7. კლიმატური მახასიათებლების სტატისტიკური სტრუქტურა -----	162
7.1. კლიმატური რიგების განაწილებათა სტატისტიკური მომენტები -----	162
7.2. კლიმატური რიგების ემპირიულ განაწილებათა თეორიული ფუნქციები -----	167
7.3. კლიმატური ელემენტების ორგანოზომილებიანი განაწილება -----	173
7.4. კლიმატური ველების სივრცითი სტრუქტურა -----	178
თავი 8. მიკროკლიმატური გამოკვლევები -----	182
8.1. შავი ზღვის სანაპირო ზოლის მიკროკლიმატური გამოკვლევები -----	182
8.2. ქალაქ თბილისის მიკროკლიმატური თავისებურებანი----	190
8.3. ქალაქ თელავის მიკროკლიმატური გამოკვლევა -----	197
8.4. წყალსაცავების მიკროკლიმატური თავისებურებანი ----	198
თავი 9. კლიმატური ველების მათემატიკური მოდელირება და გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება -----	206
9.1. კლიმატური ელემენტების ვერტიკალური განაწილების მოდელირება -----	206
9.2. კლიმატური ველების მოდელირება გეოგრაფიული კოორდინატების და მორფომეტრიული ფაქტორების გათვალისწინებით----	211
9.3. კლიმატური ველების გეოინფორმაციული კარტოგრაფირება -----	220
თავი 10. კლიმატური რაიონები და ამინდის კლასები -----	224
10.1. საქართველოს კლიმატური დარაიონება მ.კორძაიას მიხედვით -----	224
10.2. საქართველოს კლიმატური დარაიონება გ.ჭირაქაძის მიხედვით -----	227
10.3. ამინდის ძირითადი კლასები -----	232
თავი 11. კლიმატური რესურსების გამოყენების პერსპექტივები -----	241

11.1. საკურორტო კლიმატური რესურსების გამოყენების პერსპექტივები -----	241
11.2. აგროკლიმატური რესურსების გამოყენების პერსპექტივები -----	263
11.3. კლიმატური ენერგორესურსების გამოყენების პერსპექტივები -----	268
თავი 12. კლიმატის ცვლილება -----	279
12.1. გლობალური კლიმატის ცვლილება -----	279
12.2. კლიმატის ცვლილების ძირითადი ტენდენციები საქართველოში -----	282
12.3. ლოკალური კლიმატების რეაქცია გლობალური დათბობის მიმართ -----	286
12.4. ლანდშაფტების ტრანსფორმაციის კლიმატური კრიტერიუმები -----	296
12.5. კლიმატის ცვლილების სცენარები -----	301
12.6. გაუდაბნობა-----	309
12.7. ჰაერის ტემპერატურის საშიში ანომალიები და მისი მოსალოდნელი შედეგები-----	314
ძირითადი ლიტერატურა -----	320



ელიზბარ ელიზბარაშვილი - გეოგრაფიის მეცნიერებათა დოქტორი, პროფესორი, საქართველოს ეკოლოგიურ და აგროტექნოლოგიურ მეცნიერებათა აკადემიების ნამდვილი წევრი, საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის კლიმატოლოგიის და აგრომეტეოროლოგიის განყოფილების გამგე, თელავის იაკობ გოგებაშვილის სახელობის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გეოგრაფიის კათედრის გამგე.

ავტორია 130-ზე მეტი სამეცნიერო ნაშრომისა, რომელთა უმრავლესობა გამოქვეყნებულია საზღვარგარეთ. გამოქვეყნებული აქვს 10-ზე მეტი მონოგრაფია და ერთი სახელმძღვანელო უნივერსიტეტების სტუდენტებისათვის. სამეცნიერო სამეცნიერო-საცნობარო ატლასის "საქართველოს კურორტები და საკურორტო რესურსები"-ს(საქართველოს სახელმწიფო პრემია, 1990) კლიმატური ნაწილის ხელმძღვანელი და ერთ-ერთი თანაავტორია. 2003 წელს დაჯილდოვდა ღირსების ორდენით.

ძირითადი მონოგრაფიები:

1. Статистическая структура атмосферных осадков в горных районах. Ленинград, Гидрометеиздат, 1980, 136с. (соавтор Ж.Д.Алибегова).
2. Климатография курортов Грузии. Тбилиси, 1980, 247с. (соавтор Н.Ш.Гонгладзе).
3. გვაღვები, უნალექო და ნალექიანი პერიოდები საქართველოში. თბილისი, მეცნიერება, 1992, 112გვ. (თანაავტორი ზ.ჭავჭავანიძე).
4. Режим увлажнения территории Грузии. Москва, Эллада, 1994, 155с. (соавторы З.Б.Чавчанидзе, М.С.Янакидис).
5. საქართველოს მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი. თბილისი, მეცნიერება, 1999, 126 გვ. (თანაავტორები კ.თავართქილაძე, დ.მუშლაძე, ჯ.ვაჩნაძე).
6. სამეგრელო (ბუნება, მოსახლეობა, მეურნეობა). თბილისი, პოლიგრაფ-ინვესტი, 1999, 358გვ. (ავტორთა კოლექტივი).
7. თბილისის კლიმატის მრავალწლიური ცვლილება და ციკლური რევეალობა. თბილისი, ჰში, 2001, 165გვ. (ავტორთა კოლექტივი).
8. საქართველოს ჰავა. ტ.1-აჭარა.. თბილისი, ჰში, 2003, 135გვ. (ავტორთა კოლექტივი).
9. საქართველოს ჰავა. ტ.2-აფხაზეთი. თბილისი, ჰში, 2006, 153გვ. (ავტორთა კოლექტივი).
10. Основные проблемы климатологии ландшафтов. Тбилиси, Зеон, 2006, 118с. (соавтор М.Э.Элизбарашвили).