

სოხუმის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

ელიზბარ ელიზბარაშვილი

კლიმატოლოგია



თბილისი
2020

უაკ 551.5

სახელმძღვანელო შედგება სამი ნაწილისაგან. პირველი ნაწილი წარმოადგენს კლიმატოლოგიის საფუძვლებს და განკუთვნილია ბაკალავრიატის სტუდენტებისათვის. მასში განხილულია ძირითადი კლიმატწარმომქნელი ფაქტორები, რელიეფის გავლენა კლიმატზე, მიკროკლიმატი, კლიმატთა კლასიფიკაცია და კლიმატის ცვლილება.

სახელმძღვანელოს მეორე ნაწილი წარმოადგენს კლიმატოგრაფიას. ის შეიცავს ქვეყნის ნაწილების, მსოფლიოს ქვეყნების და მსოფლიოს მნიშვნელოვანი მთათა სისტემების რეგიონალურ კლიმატოგრაფიას, საქართველოს კლიმატის და კლიმატური რესურსების მოკლე დახასიათებას.

მესამე ნაწილში განხილულია მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა წარმოებისა და მათი კლიმატოლოგიური დამუშავების მეთოდები. კერძოდ, განხილულია ძირითადი მეტეოროლოგიური ხელსაწყოები და მეტეოროლოგიური ელემენტების გაზომვის პრინციპები, ძირითადი კლიმატოლოგიური მახასიათებლების გაანგარიშების მეთოდები, მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა რიგის ემპირიული და მათემატიკური მოდელირების პრინციპები, კორელაციური და რეგრესიული ანალიზი, სტოქასტიკური პროცესები. სახელმძღვანელოს მეორე და მესამე ნაწილები განკუთვნილია მაგისტრატურის და დოქტორანტურის სტუდენტებისათვის.

სახელმძღვანელო მთლიანობაში გამოადგება გეოგრაფიის მასწავლებლებსა და კლიმატოლოგიის დარგში მომუშავე მეცნიერ-მუშაკებს.

რედაქტორი: პროფესორი მ. ალფენიძე (სოხუმის სახელმწიფო უნივერსიტეტი)

რეცენზენტები:

- ასოც. პროფესორი მ. ელიზბარაშვილი (თბილისის ივ. ჯავახიშვილის სახელობის სახელმწიფო უნივერსიტეტი);
- ასოც. პროფესორი ნ. ფაღავა (ბათუმის შ.რუსთაველის სახელობის სახელმწიფო უნივერსიტეტი);
- ასოც. პროფესორი ნ. ბერძენიშვილი (ი. გოგებაშვილის სახელობის თელავის სახელმწიფო უნივერსიტეტი)

<https://elibrary.sou.edu.ge/ge/books/klimatologia/828>

<file:///C:/Users/User/AppData/Local/Temp/%E1%83%99%E1%83%9A%E1%83%98%E1%83%9B%E1%83%90%E1%83%A2%E1%83%9D%E1%83%9A%E1%83%9D%E1%83%92%E1%83%98%E1%83%90.pdf>

ავტორისაგან

წინამდებარე სახელმძღვანელო შეიქმნა ავტორის მიერ კლიმატოლოგიასა და მის მომიჯნავე საგნებში მრავალი წლის განმავლობაში სალექციო კურსების კითხვის შედეგად სხვადასხვა სახელმწიფო უმაღლეს სასწავლებლებში, მათ შორის თბილისის ივ. ჯავახიშვილის სახელობის სახელმწიფო უნივერსიტეტში, ი. გოგებაშვილის სახელობის თელავის სახელმწიფო უნივერსიტეტში და სოხუმის სახელმწიფო უნივერსიტეტში.

დღეს არსებულ საქართველოს უმაღლესი განათლების სისტემაში სახელმწიფო უნივერსიტეტებში სწავლების პირველ საფეხურზე ისწავლება კლიმატოლოგიის საფუძვლები, ხოლო სწავლების მეორე და მესამე საფეხურებზე ისწავლება კლიმატოლოგიის სხვა დისციპლინები - კლიმატური რესურსები, კლიმატოგრაფია, დედამიწის კლიმატი, მიკროკლიმატოლოგია, მთის კლიმატოლოგია, კლიმატის ცვლილება, მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა კლიმატოლოგიური დამუშავების მეთოდები და სხვ. ამიტომ, ჩვენ შევეცადეთ შეგვექმნა ისეთი სახელმძღვანელო, რომელშიც წარმოდგენილი იქნებოდა კლიმატოლოგიის დისციპლინების ფართო სპექტრი, რაც გამოადგებოდა როგორც უმაღლესი განათლების სამივე საფეხურის სტუდენტებს, ისე გეოგრაფიის მასწავლებლებსა და კლიმატოლოგიის დარგში მომუშავე მეცნიერ-მუშაკებს.

სახელმძღვანელო შედგება სამი ნაწილისაგან. პირველი ნაწილი წარმოადგენს კლიმატოლოგიის საფუძვლებს და განკუთვნილია ბაკალავრიატის სტუდენტებისათვის. მასში განხილულია ძირითადი კლიმატწარმომქნელი ფაქტორები, რელიეფის გავლენა კლიმატზე, მიკროკლიმატი, კლიმატთა კლასიფიკაცია და კლიმატის ცვლილება.

სახელმძღვანელოს მეორე ნაწილი წარმოადგენს კლიმატოგრაფიას. ის შეიცავს ქვეყნის ნაწილების, მსოფლიოს ქვეყნებისა და მსოფლიოს მნიშვნელოვანი მთათა სისტემების რეგიონალურ კლიმატოგრაფიას, საქართველოს კლიმატის და კლიმატური რესურსების მოკლე დახასიათებას.

მესამე ნაწილში განხილულია ძირითადი მეტეოროლოგიური ხელსაწყოები, მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა წარმოების პრინციპები და მათი კლიმატოლოგიური დამუშავების მეთოდები. ყურადღება გამახვილებულია ძირითადი კლიმატოლოგიური მახასიათებლების გაანგარიშების მეთოდებზე, მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა რიგის ემპირიული და მათემატიკური მოდელირების პრინციპებზე, კორელაციურ და რეგრესიულ ანალიზსა და სტოქასტიკურ პროცესებზე. ამ ნაწილის შედგენაში მონაწილეობა მიიღო მ. ელიზბარაშვილმა.

სახელმძღვანელოს მეორე და მესამე ნაწილები მიზანშეწონილია ჩართულ იქნას სამაგისტრო და სადოქტორო პროგრამებში. ამავე დროს სადოქტორო პროგრამაში სადაც გათვალისწინებულია საგანი „კლიმატოლოგიის პრობლემები“ მიზანშეწონილია შეტანილ იქნას სახელმძღვანელოს პირველი ნაწილიდან კლიმატოლოგიის საფუძვლების ელემენტები, იმდენად, რამდენადაც დოქტორანტურაში გეოგრაფიის სპეციალობაზე ირიცხებიან არა მხოლოდ გეოგრაფები, ვისაც გავლილი აქვს ბაკალავრიატში კლიმატოლოგიის საფუძვლები, არამედ სხვა სპეციალობის კურსდამთავრებულებიც და აუცილებელია მათ შესწავლონ კლიმატოლოგიის საფუძვლები.

ცხადია, რომ ამ ტიპის სახელმძღვანელოს შექმნის პირველი ცდა, უნაკლო არ იქნება. ავტორი დიდი მადლიერებით მიიღებს ყოველგვარ საქმიან შენიშვნას და გაითვალისწინებს მათ სახელმძღვანელოს შემდგომი გამოცემისას.

ნაწილი I. კლიმატოლოგიის საფუძვლები

თავი 1. კლიმატოლოგიის საგანი, წარმოშობის და განვითარების ისტორია

1.1. კლიმატოლოგიის საგანი და ამოცანები

კლიმატოლოგია, როგორც დამოუკიდებელი მეცნიერება, ჩამოყალიბდა XVIII საუკუნეში. მანამდე ის არსებობდა მეტეოროლოგიის შემადგენლობაში. მეტეოროლოგია კი უძველესი მეცნიერებაა. *meteora* ბერძნულ ენაზე ნიშნავს ციურ მოვლენას, ხოლო *logos* - მეცნიერებას. ამრიგად მეტეოროლოგია ნიშნავს მეცნიერებას ციური მოვლენების შესახებ, ანუ ის შეისწავლის ციურ მოვლენებს - მეტეორებს. მათ მიეკუთვნება: ჰიდრომეტეორები ანუ წყლის მეტეორები, კერძოდ წვიმა, თოვლი, სეტყვა; ჰაერის მეტეორები - ქარი, მტვრის ქარიშხალი; ლითომეტეორები - მტვერი; მანათობელი მეტეორები - ცისარტყელა, მირაჟი; ცეცხლოვანი მეტეორები - ელვა. ამრიგად. მეტეოროლოგია არის მეცნიერება დედამიწის ატმოსფეროს, მისი შემადგენლობის, თვისებების და მასში მიმდინარე ფიზიკური პროცესების შესახებ. ის მიეკუთვნება გეოფიზიკურ მეცნიერებათა სფეროს.

სიტყვა კლიმატოლოგია აგრეთვე ბერძნული წარმოშობისაა, *klima* - ნიშნავს დახრილობას, ხოლო *logos* - მეცნიერებას. დახრილობა ფიგურირებს იმის გამო, რომ სხვადასხვა კუთხით დაცემული მზის სხივები სხვადასხვაგვარად ათბობს დედამიწას და განსხვავებულ ჰავას ანუ კლიმატს წარმოქმნის. კლიმატოლოგია შეისწავლის კლიმატს, ანუ ატმოსფეროს სტატისტიკური მდგომარეობის რეჟიმს და მის ცვალებადობას სივრცესა და დროში მრავალწლიური პერიოდის განმავლობაში. მარტივად რომ ვთქვათ, კლიმატოლოგია შეისწავლის მოცემული ადგილისათვის დამახასიათებელი ამინდების მრავალწლიურ რეჟიმს და მის ცვალებადობას სივრცესა და დროში, რომელიც ყალიბდება დამახასიათებელი რადიაციული და ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესების გავლენით.

კლიმატოლოგია მიეკუთვნება გეოგრაფიულ მეცნიერებათა ციკლს, მაგრამ ის არა მხოლოდ აღწერს კლიმატს, არამედ იკვლევს მის ფიზიკურ საფუძვლებს. კლიმატოლოგია მჭიდროდ არის დაკავშირებული ასტრონომიასთან, გეილოგიასთან, გეოფიზიკასთან, ოკეანოლოგიასთან, ბიოლოგიასთან, მედიცინასთან და მეცნიერების სხვა დარგებთან.

კლიმატოლოგიის დარგებია:

- ზოგადი კლიმატოლოგია;
- კლიმატოგრაფია - დედამიწის სხვადასხვა რეგიონების კლიმატური აღწერა;
- დინამიკური კლიმატოლოგია (შეისწავლის კლიმატის განმსაზღვრელ ფიზიკურ კანონებს);
- მეტეოროლოგიური დაკვირვებების კლიმატოლოგიური დამუშავების მეთოდები;
- სტატისტიკური (სტოქასტიკური) კლიმატოლოგია;
- გამოყენებითი კლიმატოლოგია (აგროკლიმატოლოგია, სამშენებლო კლიმატოლოგია, საკურორტო კლიმატოლოგია, სამედიცინო კლიმატოლოგია, ბიოკლიმატოლოგია).

კვლევის მასშტაბის თვალსაზრისით განასხვავებენ :

- მაკროკლიმატოლოგიას (პლანეტარული მასშტაბი);

- მეზოკლიმატოლოგიას (რეგიონალური მასშტაბი);
- მიკროკლიმატოლოგიას (ადგილობრივი მასშტაბი).

კლიმატოლოგიის ძირითადი ამოცანებია:

1. კლიმატის ფორმირების გენეზისის კვლევა (კლიმატწარმოქმნა) გეოგრაფიული ფაქტორების გავლენით;
2. კლიმატური კანონზომიერებების გამოვლენა, აღწერა;
3. კლიმატთა კლასიფიკაცია და დარაიონება;
4. ისტორიული და გეოლოგიური წარსულის კლიმატების კვლევა;
5. კლიმატის ცვლილება, მოდელირება და პროგნოზირება;
6. მიკროკლიმატის ფორმირების კანონზომიერებების დადგენა;

1.2. კლიმატოლოგიური კვლევის მეთოდები

კლიმატოლოგიაში, ისევე როგორც მეტეოროლოგიაში, გამოიყენება კვლევის შემდეგი მეთოდები:

1. დაკვირვებები, ანუ ბუნებრივ გარემოში მიმდინარე პროცესების გაზომვა და ხარისხობრივი შეფასება;
2. ექსპერიმენტი, მაგალითად ნისლის გაზნევა, ღრუბლებზე აქტიური ზემოქმედება და სხვა;
3. სტატისტიკური ანალიზი, ის ფართოდ გამოიყენება მეტეოროლოგიური ელემენტების რიგების ანალიზის დროს, კლიმატური ნორმების თუ სხვადასხვა სტატისტიკური მახასიათებლების გამომანგარიშებისას;
4. ფიზიკო-სტატისტიკური ანალიზი, ატმოსფერული პროცესების აღწერა დიფერენციალური განტოლებებით;
5. მოდელირება, მაგალითად კლიმატური მოდელები, ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის მოდელი და სხვ;
6. კლიმატური და სინოპტიკური რუკების შედგენა და ანალიზი.

მეტეოროლოგიურ პრაქტიკაში ცნობილია 4 ტიპის დაკვირვება:

1. მეტეოროლოგიური (კლიმატოლოგიური) დაკვირვებები, ითვალისწინებენ ამინდის მახასიათებლების გაზომვას განსაზღვრულ ადგილას ხანგრძლივი პერიოდის განმავლობაში;
2. სინოპტიკური დაკვირვებები, ტარდება დიდ ფართობებზე, შესაძლოა მთელ დედამიწაზე, დღე-ღამეში რამდენიმეჯერ. ეს მონაცემები განკუთვნილია სპეციალურად ამინდის პროგნოზისათვის;
3. ოპერატიული დაკვირვებები, სპეციალური დაკვირვებებია რომლებიც ტარდება კონკრეტული მიზნებისათვის (ავიაცია, სოფლის მეურნეობა, მედიცინა და სხვ.);
4. კვლევითი დაკვირვებები, გულისხმობს ნებისმიერი ტიპის დაკვირვებასა (მიკროკლიმატურ, გრადიენტულ) და სპეციალური აპარატურის გამოყენებას.

მეტეოროლოგიური დაკვირვებები წარმოებს მეტეოროლოგიურ სადგურებზე (ნახ.1.2.1). მატეოროლოგიური სადგური შედგება მეტეომოედნისგან, სადაც განლაგებულია ძირითადი

მეტეოროლოგიური ხელსაწყოები და აგრეთვე სადგურის შენობა, სადაც დამკვირვებლის ოთახში დამონტაჟებულია რამოდენიმე ხელსაწყო - ბარომეტრი, ბაროგრაფი, ანემორუმბოგრაფი.



ნახ.1.2.1. მეტეოროლოგიური სადგური

განასხვავებენ 3 თანრიგის მეტეოროლოგიურ სადგურს:

პირველი თანრიგის მეტეოსადგური სადგური აწარმოებს და აანალიზებს დაკვირვებებს, ახორციელებს ტექნიკურ ხელმძღვანელობას; მეორე და მესამე თანრიგის მეტეოსადგურებისა და საგუშაგოების მუშაობა ემსახურება დაინტერესებულ ორგანიზაციებს და უზრუნველყოფს მათ მეტეოროლოგიური მონაცემებითა და კლიმატური დასკვნებით. მეორე თანრიგის მეტეოსადგური აწარმოებს სადღეღამისო დაკვირვებებს სრული პროგრამის შესაბამისად, გარდა აქტინომეტრული, აეროლოგიური და ატმოსფეროს ელექტრული დაკვირვებებისა. მესამე თანრიგის მეტეოსადგური აწარმოებს დაკვირვებებს შემცირებული პროგრამის მიხედვით.

მეტეოროლოგიურ სადგურებზე დაკვირვებები წარმოებს ერთიანი სისტემით ყოველ 3 საათში ერთხელ ანუ დღე-ღამეში 8-ჯერ. ნალექების რაოდენობა იზომება დღე-ღამეში 4-ჯერ, თოვლის საფარის სიმაღლე - ერთხელ, ხოლო თოვლის სიმკვრივე - 5 დღეში ერთხელ. აკვირდებიან შემდეგ მეტეოროლოგიურ სიდიდეებს:

- ჰაერის ტემპერატურა;
- ატმოსფეროს წნევა;
- ქარის სიჩქარე და მიმართულება;
- ჰაერის სინოტივე;
- ღრუბლიანობა;
- ნალექების რაოდენობა, ხანგრძლივობა, ხასიათი, ინტენსივობა;
- ჰორიზონტალური ხილვადობა;
- მზის ნათების ხანგრძლივობა;
- ნიადაგის ზედაპირის და სხვადასხვა სიღრმეების ტემპერატურა;
- ნიადაგის ზედაპირის მდგომარეობა;

თოვლის საფარის სიმაღლე და სიმკვრივე.

აკვირდებიან ასევე ატმოსფეროს განსაკუთრებულ მოვლენებს: ნისლი, სეტყვა, ელჭექი, ქარბუქი, პოლარული ნათება, ოპტიკური მოვლენები და სხვ.

ნახ.1.2.2-ზე წარმოდგენილია თერმომეტრების განლაგება მეტეოროლოგიურ ჯიხურში მეტეოროლოგიურ სადგურებზე. წინა პლანზე მოჩანს ორი ერთნაირი ვერტიკალურად განლაგებული ვერცხლისწყლიანი თერმომეტრი, მათ ვადაიან თერმომეტრებს უწოდებენ. ვადაიანი ეწოდება იმიტომ, რომ მათზე დაკვირვება ტარდება გარკვეულ ვადებზე, ყოველ სამ საათში ერთხელ. ვადაიანი თერმომეტრებიდან ერთი არის მშრალი, ხოლო მეორე სველი. სველი თერმომეტრის რეზერვუარს შემოხვეული აქვს ბატისტი, რომელიც ჩაშვებულია წყლიან ჭიქაში. ასეთი გზით სველი თერმომეტრი ზომავს აორთქლების პოტენციალურ ტემპერატურას. მშრალი თერმომეტრის ჩვენება კი განსაზღვრავს ჰაერის ტემპერატურას. მშრალი და სველი თერმომეტრების ჩვენებებით, სპეციალური ფსიქრომეტრული ცხრილებიდან, განსაზღვრავენ ჰაერის სინოტივის მახასიათებლებს: წყლის ორთქლის პარციალურ წნევას, შეფარდებით სინოტივს და სინოტივის დეფიციტს.



ნახ.1.2.2. თერმომეტრების განლაგება მეტეოროლოგიურ ჯიხურში

ამავე ჯიხურში ათავსებენ მაქსიმალურ და მინიმალურ თერმომეტრებს. ისინი განლაგებულია ჰორიზონტალურად. მაქსიმალური თერმომეტრი ჩვეულებრივი ვერცხლისწყლიანი თერმომეტრია. მას რეზერვუარის თავი შევიწროებული აქვს, ისე რომ როდესაც ტემპერატურა იზრდება, ვერცხლისწყალი ფართოვდება და თერმომეტრი მაქსიმალურ ტემპერატურას აჩვენებს. ხოლო, როდესაც ტემპერატურა დაიკლებს, ვერცხლისწყლის სვეტი თავისით არ ჩამოდის, რადგანაც შევიწროებული რეზერვუარი ამის საშუალებას არ აძლევს. ამიტომ, ანათვალის ადების შემდეგ თერმომეტრი უნდა დაიბერტყოს, ისე როგორც ჩვეულებრივ სიცხის საზომ ტერმომეტრს ბერტყავენ. ამრიგად, სიცხის საზომი თერმომეტრი ჩვეულებრივი მაქსიმალური თერმომეტრია. მინიმალური თერმომეტრი სპირტიანია, ვერცხლის წყლის ნაცვლად ის შეიცავს სპირტს. სპირტში მოთავსებულია ღერაკი, რომელიც თავისუფლად ცურავს. როდესაც ტემპერატურა დაიკლებს სპირტი აწვება ღერაკს და აიძულებს მოძრაოს

ქვემოთ, დაბალი ჩვენებებისაკენ. როდესაც ტემპერატურა გაიზრდება სპირიტი თავისუფლად შემოუვლის ღერაკს, ამით მისი მდებარეობა აფიქსირებს მინიმალურ ტემპერატურას. ანათვალის ალების შემდეგ ტერმომეტრს ისე გადააბრუნებენ, რომ ღერაკი სპირიტს დონეზე მიიყვანონ.

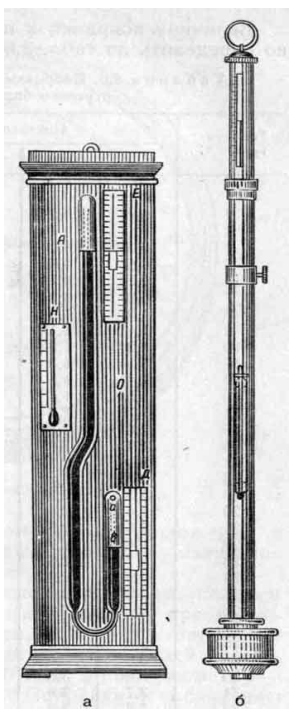
ამავე ჯიხურში უკანა პლანზე მოჩანს ორი ციფერბლატი. ეს ბეწვის ჰიგრომეტრია – ხელსაწყო, რომლის საშუალებითაც ზომავენ ჰაერის შეფარდებით სინოტივეს. ბეწვის ჰიგრომეტრი ეწოდება იმიტომ, რომ მისი მუშაობა ეფუძვნება ადამიანის ცხიმგაცლილი თმის ბეწვის თვისებას, რომლის თანახმადაც ჰაერის სინოტივის გაზრდისას ბეწვი წაგრძელდება, ხოლო სინოტივის შემცირებისას მოკლდება, რაც ზამზარის საშუალებით გადაეცემა და სკალაზე ფიქსირდება ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის მნიშვნელობა.

ნახ. 1.2.3 - ზე წარმოდგენილია ორი განსხვავებული ტიპის ბარომეტრი - ატმოსფერული წნევის გამზომი ხელსაწყოები. ნახ. -ზე მარჯვნივ წარმოდგენილ ბარომეტრს ფინჯნიანი ბარომეტრი ეწოდება, ის ტორიჩელის ბარომეტრის ასლია, ვინც პირველად გაზომა წნევა, თუმცა მოდერნიზებული. წნევის ცვლილება დამოკიდებულია ტემპერატურაზე, ამიტომ ბარომეტრში ჩამონტაჟებულია თერმომეტრი. ბარომეტრიდან წნევის ანათვალთან ერთად აიღებენ თერმომეტრის ჩვენებასაც და სპეციალური ცხრილებიდან ანგარიშობენ წნევის ანათვალის შესაბამის შესწორებას. ასე გამოყავთ ატმოსფერული წნევის რეალური სიდიდე.

ნახ.1.2.4-ზე ნაჩვენებია პლუვიოგრაფი- ატმოსფერული ნალექების გამზომი ხელსაწყო. ხელსაწყოს ქვედა ნაწილში მოთავსებულია ფინჯანი, რომელშიც გროვდება მოსული ნალექი. დაკვირვების ვადაზე ნალექს გადმოღვრიან სპეციალურ მენზურაში და გაზომავენ მის რაოდენობას.

პლუვიოგრაფზე მოჩანს ცილინდრისმაგვარი ნაწილი. ის საათის მექანიზმის საშუალებით ბრუნავს თავისი ღერძის გარშემო და ერთ ბრუნს 24 საათს ანდომებს. ცილინდრზე შემოხვეულია ბაფთა, ხოლო ბაფთაზე მიდებულია კალამი, რომელიც აფიქსირებს ნალექების ინტენსივობას დროის სხვადასხვა მომენტში. ამრიგად მთელი 24 საათის განმავლობაში ბაფთაზე იწერება ნალექების ინტენსივობის ცვლილება წვიმის განმავლობაში.

როგორც ვხედავთ პლუვიოგრაფი არა მხოლოდ ნალექების გამზომი, არამედ ჩამწერი, ანუ თვითმწერი ხელსაწყოცაა.

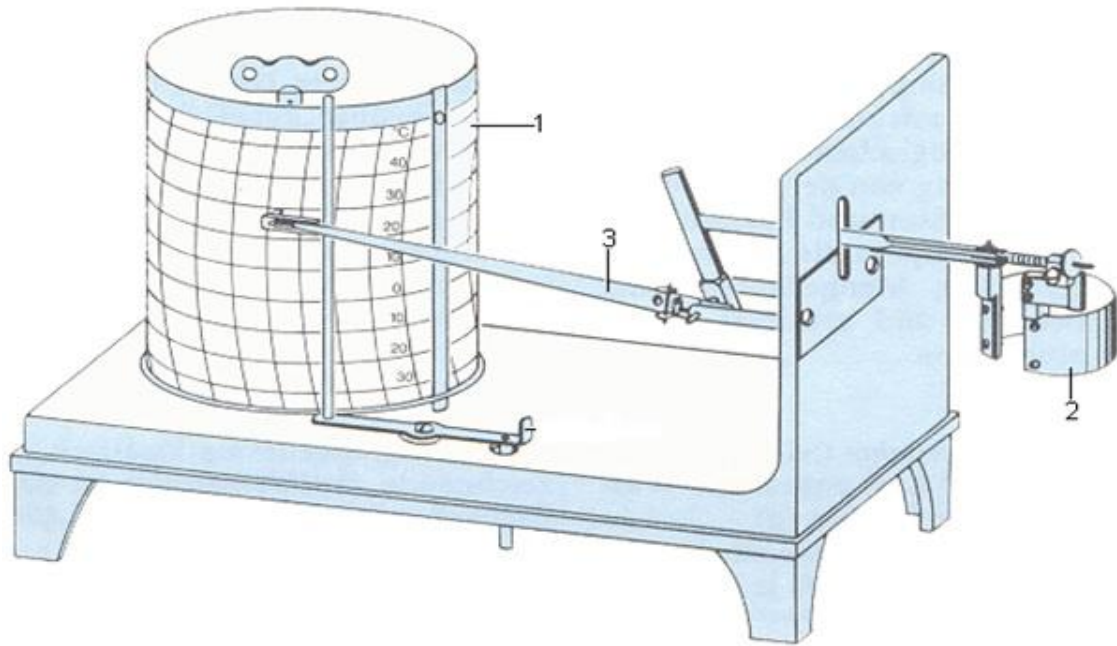


ნახ. 1.2.3. ბარომეტრი



ნახ. 1.2.4. პლუვიოგრაფი

არსებობს სხვა თვითმწერი ხელსაწყოებიც, მაგალითად თერმოგრაფი - ტემპერატურის ჩამწერი, ჰიგროგრაფი - სინოტივის ჩამწერი, ბაროგრაფი - წნევის ჩამწერი, ანემოგრაფი - ქარის სიჩქარის ჩამწერი და ა.შ.



ნახ. 1.2.5. თერმოგრაფის სქემა

თერმოგრაფის პრინციპი საათის მექანიზმზეა დამყარებული. სქემაზე ციფრით 1 - აღნიშნულია მბრუნავი ცილინდრი და მასზე შემოხვეული ბაფთა. ის 24 საათის განმავლობაში ასრულებს ერთ ბრუნს. ციფრით 2 - აღნიშნულია ხელსაწყოს მგრძნობიარე ნაწილი, რომელიც



შეიგრძნობს ტემპერატურას. გათბობის დროს ის ფართოვდება, ხოლო ტემპერატურის დაცემისას - იკუმშება. ეს გადაეცემა ისარს (სქემაზე 3), რომელიც შესაბამის სიდიდეს აფიქსირებს ბაფთაზე. როდესაც მოხსნიან ბაფთას, მასზე ჩანაწერი აჩვენებს ტემპერატურის სვლას მთელი დღე-ღამის განმავლობაში. ანალოგიური პრინციპით მუშაობს ჰიგროგრაფი, ბაროგრაფი და ანემოგრაფი.

უკანასკნელ წლებში ფართოდ დაინერგა ავტომატური მეტეოროლოგიური სადგურები. ის გააჩნია საქართველოს რამოდენიმე უნივერსიტეტსაც, მათ შორის ი. გოგებაშვილის სახელობის თელავის და სოხუმის სახელმწიფო უნივერსიტეტებს (ნახ.1.2.6).

ნახ.1.2.6. ავტომატური მეტეოროლოგიური სადგური

თელავის სახელმწიფო უნივერსიტეტში

აეროლოგიური დაკვირვებებისათვის გამოიყენებენ რადიოზონდს. ის შეიქმნა გასული საუკუნის 30-იან წლებში მოლჩანოვის მიერ. რადიოზონდი წარმოადგენს მსუბუქ მინიატურულ სადგურს მეტეოლოგიური მონიტორინგის გასაზომად, რომელსაც აქვს რადიოკავშირი დედამიწასთან და ადის მაღლა ატმოსფეროში საჰაერო ბუმტის მეშვეობით. რადიოზონდირების კომპლექსი შედგება საჰაერო ბუმტის, რადიოზონდის, მიწისზედა დანადგარისა და რადიოთეოდოლოგიისაგან.

ატმოსფეროს მაღალი ფენების შესასწავლად ფართოდ გამოიყენება მეტეოროლოგიური თანამგზავრები და გეოფიზიკური რაკეტები. მეტეოროლოგიური თანამგზავრები 2 ჯგუფად იყოფა:

1. თანამგზავრები, რომლებსაც უშვებენ გეოსტაციონალურ ორბიტაზე 3600 კმ სიმაღლეზე ეკვატორის თავზე. ისინი დედამიწის გარშემო ერთ ბრუნს ასრულებენ 24 საათის განმავლობაში, ანუ ისინი განუწყვეტლივ აკვირდებიან დედამიწის ზედაპირის ერთი და იგივე მონაკვეთს;

2. თანამგზავრები, რომლებსაც უშვებენ პოლარულ ორბიტაზე 850 კმ სიმაღლეზე, შემოუვლიან დედამიწას პოლუსიდან პოლუსამდე. ამ შემთხვევაში თანამგზავრი ანდომებს 100 წუთს, რა დროის განმავლობაში დედამიწა ასრულებს შემობრუნებას 25° - ით.

მეტეოროლოგიური თანამგზავრების თანამედროვე სისტემა, რომლებიც ახორციელებენ ოპერატიულ დაკვირვებებს ატმოსფეროს, ოკეანის და ხმელეთის მდგომარეობაზე, შედგება 8 გეოსტაციონალური თანამგზავრისაგან (აშშ, რუსეთი, ინდოეთი, იაპონია, ჩინეთი და ევროპის კოსმოსური სააგენტო) და აშშ-ს და რუსეთის პოლარული თანამგზავრებისაგან.

1.3. კლიმატოლოგიის განვითარების ისტორია

ჯერ კიდევ ანტიკური დროის მეცნიერები დაინტერესდნენ ამინდით და ატმოსფეროს მოვლენებით. რეგულარული მეტეოროლოგიური დაკვირვებათა ცდები იყო ძველ ჩინეთში, ინდოეთში, ხმელთაშუაზღვისპირეთში. პირველ სამეცნიერო ტრაქტატად ამ სფეროში უნდა მივიჩნიოთ არისტოტელეს „მეტეოროლოგიკა“, რომელიც მან შექმნა 2300 წლის უკან. ეს ნაწარმოები დღესაც მნიშვნელოვანია, რადგანაც ის ახასიათებს ანტიკური მეცნიერების მდგომარეობას მისი რენესანსის პირობებში.

მეტეოროლოგიის განვითარების თანამედროვე ეტაპი ათვლას იწყებს XVII საუკუნიდან, როდესაც საფუძველი ჩაეყარა ფიზიკურ მეცნიერებას. იმ დროს მეტეოროლოგია ფიზიკის ნაწილი იყო. 1600 წლის წინ ცნობილია მათემატიკოსმა და ასტრონომმა გალილეო გალილემ შექმნა პირველი თერმომეტრი, ხოლო 40 წლის შემდეგ მისმა მოსწავლემ ტორიჩელმა შექმნა ატმოსფეროს წნევის გამზომი ხელსაწყო ბარომეტრი. ეს ფიზიკაში კარგად ცნობილი ტორიჩელის ცდა იყო.

მან აიღო ერთი მეტრის სიგრძის მინის მილი, რომელიც ცალი მხრიდან იყო დახშული. ჩაასხა მასში ვერცხლისწყალი და ამოაპირქვა ფინჯანში, სადაც აგრეთვე ვერცხლისწყალი ესხა. მილიდან ვერცხლისწყლის ნაწილი ფინჯანში გადმოიღვარა, ხოლო ნაწილი მილში დარჩა. როდესაც გაზომეს ვერცხლისწყლის სვეტის სიგრძე მილში ის ზღვის დონეზე 760მმ აღმოჩნდა. ამით დამტკიცდა ატმოსფეროს წნევის არსებობა, ხოლო 760 მმ-ს ნორმალური წნევა ეწოდა. ზუსტად ამ პრინციპზეა შექმნილი თანამედროვე ბარომეტრები. XVII საუკუნის შუა პერიოდში ფლორენციაში ჰერცოგ ფერდინანდ II-ეს მფარველობით შეიქმნა ექსპერიმენტების აკადემია, სადაც ჩატარდა მრავალი მეტეოროლოგიური ექსპერიმენტი და ამით საფუძველი დაედო

მეტეოროლოგიას. ამავე საუკუნის მეორე ნახევარში და XVIII საუკუნის პირველ ნახევარში ევროპის რამოდენიმე წერტილში დაიწყო მეტეოროლოგიური დაკვირვებები. 1654 წელს პირველი პარალელური დაკვირვებები ჩატარდა იტალიაში 10 სადგურისაგან შექმნილ მეტეოროლოგიურ ქსელში. 1668 წელს გრინვიჩის ობსერვატორიაში შეიქმნა ქარების პირველი რუკა. ამ პერიოდს მიეკუთვნება ჩატარებული დაკვირვებების საფუძველზე შექმნილი პირველი მეტეოროლოგიური თეორიები.

XVIII საუკუნის შუა წლებში მეტეოროლოგია ჩამოყალიბდა დამოუკიდებელ მეცნიერებად. ამ პერიოდში მ.ლომონოსოვმა შექმნა ხელსაწყოები ანემომომეტრი (ქარის სიჩქარის და მიმართულების გამზომი) და ზღვის ბარომეტრი. ნაშრომში „დედამიწის ფენების შესახებ“ მან გამოთქვა მოსაზრება პლანეტის კლიმატის ცვლილების შესახებ და დაუკავშირა ის ასტრონომიულ პროცესებს. ამავე საუკუნის მეორე ნახევარში ევროპაში შეიქმნა მეტეოროლოგიურ სადგურთა საერთაშორისო კერძო ქსელი, რომელმაც იარსება 12 წელი. პირველი სახელმწიფო მეტეოროლოგიური სადგურები დაარსდა XIX საუკუნის პირველ ნახევარში, მათ შორის კავკასიაში პირველი ფიზიკური ობსერვატორია შეიქმნა თბილისში 1844 წელს.

თანამედროვე კლიმატოლოგიას საფუძვლები ჩაეყარა გერმანელი მეცნიერების ა.ჰუმბოლტის და გ.დოვეს ნაშრომებში. ჰუმბოლტმა თავის ნაშრომში „კოსმოსი“ წარმოადგინა კლიმატის ახალი განმარტება, რომელიც მზის სხივების დახრილობის გარდა ითვალისწინებს სხვა ფაქტორებსაც: ოკეანისა და მისი დინებების, აგრეთვე ქვეფენილი ზედაპირის თვესებების გავლენას. 1826 წელს გერმანელმა მეცნიერმა გ.ბრანდესმა შეადგინა პირველი სინოპტიკური რუკები. ატმოსფერული პროცესების კვლევის სინოპტიკური მეთოდი სწრაფად დაინერგა ინგლისში ტელეგრაფის გამოგონების შემდეგ (1837 წ). ამავე პერიოდში ა.ვოიკოვმა დაასაბუთა კლიმატის გეოგრაფიული კანონზომიერებები და მისი ფიზიკური ბუნება. ვოიკოვის მიმდევრები იყვნენ ცნობილი კლიმატოლოგები ა.კამინსკი, ლ.ბერგი, ვ.ვიზე, რომლებსაც ეკუთვნის ქარის რეჟიმის და ტენზონის პირველი შეფასებები, აგრეთვე გამოკვლევები პალეოკლიმატოლოგიაში, ბიოკლიმატოლოგიაში, დედამიწის კლიმატების კლასიფიკაციაში.

გერმანელმა მეცნიერმა ვ.კიოპენმა 1900-1920 წლებში შეიმუშავა დედამიწის კლიმატების კლასიფიკაცია. მან ჰაერის ტემპერატურის და ნელექების რეჟიმი გამოსახა ფორმულის სახით და თითოეულ კლიმატის ტიპს შეუსაბამა ფორმულა. კიოპენმა აგრეთვე საფუძველი ჩაუყარა კლიმატური ცვლილებების შესწავლას მზის აქტივობისგან დამოკიდებულებით. ავსტრიელმა კლიმატოლოგმა ი.ჰანმა შეადგინა სამტომეული მონოგრაფია „კლიმატოლოგიის სახელმძღვანელო“.

XX საუკუნის განმავლობაში კლიმატოლოგიის განვითარებაში მნიშვნელოვანი წვლილი შეიტანეს გ.ლანდსბერგმა, დ.მილერმა, გ.მანაბემ, გ.ბარიმ და სხვ (აშშ), ფ.შტეინჰაუზერმა (ავსტრია), მ.კონჩეკმა, მ.მილანკოვიჩმა (ჩეხოსლოვაკია), გ.ფლონმა (გერმანია), პ.პედელაბორდმა (საფრანგეთი), ა.ალისოვმა, მ.ბუდიკომ, ო.დროზდოვმა, ხ.პოლოსიანმა, მ.პეტროსიანცმა, ს.ხრომოვმა, ნ.კობიშვიამ და სხვ (საბჭოთა კავშირი).

1.4. კლიმატოლოგიის განვითარება საქართველოში

საქართველოს პირველი კლიმატური აღწერები გვხვდება ჯერ კიდევ ანტიკური დროის ფილოსოფოსების (ჰეროდოტე, ჰიპოკრატე (ძვ. წ V ს), სტრაბონი (ძვ. წ I ს) და სხვ) ნაწარმოებებში.

ჰეროდოტე აღნიშნავდა, რომ კოლხეთის ჰავა არის ცხელი, ნოტიო, უხვნალექიანი და ადამიანისათვის გაუსადმისი. თითქმის ასეთივე შეფასებას იძლევა ჰიპოკრატე. ის მიუთითებდა, რომ კოლხეთში იცის ხშირი და ძლიერი წვიმები, ცხელი ქარები ანუ ფიონი. სტრაბონმა ქართლი და ჰერეთი დაახასიათა როგორც მშრალი ჰავის ადგილი, ხოლო კახეთზე მიუთითა, რომ კურთხეული და საცხოვრებლად სასიამოვნო ქვეყანაა. პროკოფი კესარიელის (VI ს) ცნობით ჯავახეთში მკაცრი ჰავაა ცივი ზამთრით და შედარებით თბილი ზაფხულით.

საქართველოს ცალკეული რეგიონების კლიმატური თავისებურებები მოიხსენიება შუა საუკუნეების ისტორიკოსების ნაწარმოებებშიც – გიორგი მერჩულე, იაკობ ხუცესი, გიორგი ხანძთელი და სხვ.

1631 წელს საქართველოში ჩამოვიდა იტალიელი მისიონერი არქანჯელო ლამბერტი, რომელმაც რამოდენიმე წელი დაჰყო გორში, ხოლო შემდეგ, 16 წლის განმავლობაში სამეგრელოში იცხოვრა. იტალიაში დაბრუნების შემდეგ მან გამოსცა ნაშრომი „სამეგრელოს აღწერა“, რომელშიც აღწერა სამეგრელოს ჰავა, მოსახლეობა და მათი სამეურნეო საქმიანობა. მისი აზრით, კოლხეთში ისეთი ნოტიო ჰავაა, რომ „მისი მსგავსი არსად მოიპოვება, ყველაფერი სველდება – ბალახი, ადამიანების ტანისამოსი, თითქმის წვიმა მოსულიყოს“-ო.

ვიზუალურ დაკვირვებებზე დაყრდნობით საქართველოს ცალკეული რეგიონების საინტერესო კლიმატური შეფასებები დაგვიტოვა ცნობილმა ქართველმა გეოგრაფმა, ისტორიკოსმა და მოგზაურმა ვახუშტი ბაგრატიონმა. ის თავის „აღწერა სამეფოსა საქართველოსა-ში“ 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 დატენიანების ვახუშტისეული შეფასებები დღესაც კარგ შესაბამისობაშია რეალურ პირობებთან.

საქართველოს კლიმატის კვლევის მეცნიერულად დასაბუთებული შესწავლა მხოლოდ ინსტრუმენტული დაკვირვებების ორგანიზების შემდეგ მოხერხდა. 1844 წელს თბილისში დაარსდა ფიზიკური ობსერვატორია. იმ დროიდან თბილისის და საქართველოს კლიმატის შესახებ შეიძლება მსჯელობა ინსტრუმენტული დაკვირვებების საფუძველზე. 1850 წელს ა. ფილადელფინმა გამოაქვეყნა თბილისის პირველი კლიმატური დახასიათება. საქართველოს პირველ კლიმატურ გამოკვლევებს შორის აღსანიშნავია გ. ვილდის (1884), ა. ვოეიკოვის (1885), ნ. სალაკვის (1862) და ვ. ვოზნესენსკის (1895) ნაშრომები, რომლებშიც მიღებულია იზოთერმებისა 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, ა. ფიგუროვსკიმ და სხვებმა.

კლიმატური ელემენტების რეჟიმის ყველაზე საიმედო მონაცემები, როგორც მეთოდური ისე პრაქტიკული თვალსაზრისით, პირველად ო. დროზდოვმა (1948) მიიღო. მან ახლებურად გააშუქა ნალექების კლიმატოლოგიური დამუშავების მთელი რიგი საკითხები და შეადგინა კავკასიის ნალექების წლიური ჯამების რუკა. 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 აღსანიშნავია ა.ზანინას (1961) მონოგრაფია, რომელშიც არსებითად მთლიანად კავკასიის კლიმატის აღწერაა მოცემული.

ამავე პერიოდში გამოიცა მ. კორძახიას ცნობილი მონოგრაფია საქართველოს ჰავა, რომელშიც, იმ დროისათვის საკმაოდ მდიდარი მონაცემთა ბაზის საფუძველზე, ავტორმა პ. კიოპენის კლასიფიკაციის გამოყენებით საქართველოს პირველი კლიმატური დარაიონება წარმოადგინა.

1971 წელს რუსულ ენაზე გამოიცა კოლექტიური მონოგრაფია საქართველოს კლიმატისა 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., Гидрометеоиздат, 1971). შემდგომ წლებში გამოიცა რიგი მონოგრაფიები, რომლებიც განაზოგადებდა საქართველოს ტერიტორიაზე კლიმატის ცალკეული ელემენტების განაწილების ხასიათსა და რეჟიმს. მათ მიეკუთვნება ი. კვარაცხელიას (1971) და კ. გოგიშვილის (1974) მონოგრაფიები, რომლებშიც განზოგადებულია თავისუფალი ატმოსფეროს კლიმატისა და კლიმატის ცირკულაციური ფაქტორების კვლევის შედეგები. ი. ცუცქირიძის (1967), ნ. გვასალიას (1986) და მ. ელიზბარაშვილის (1999) მონოგრაფიებში განზოგადებულია რადიაციული, თერმული და სითბური რეჟიმები. ამ ფუნდამენტურ გამოკვლევებში განხილულია ბიომეტეოროლოგიის საკითხების ფართო სპექტრი. შ. ჯავახიშვილის (1981), ჟ. ალიბეგოვას, ე. ელიზბარაშვილის, ზ. ჭავჭავანიძის (1980, 1992) მონოგრაფიებში განხილულია ატმოსფერული ნალექების მოსვლის პირობები, ტერიტორიული განაწილება, რეჟიმი და სტრუქტურა. ე. ელიზბარაშვილის მონოგრაფიებში (2007, 20017) მოცემულია საქართველოს კლიმატისა და კლიმატური რესურსების შესახებ. რ სამუკაშვილის (2015, 2016) მონოგრაფიებში განხილულია მთლიანად კავკასიის რადიაციული რეჟიმი, შეფასებულია ჰელიოენერგეტიკული რესურსები და გამოვლენილია ჰელიოსისტემების ეფექტური ექსპლოატაციის რაიონები. ლ. ქართველიშვილის (2016, 2018), გ. მელაძის და მ. მელაძის (2016, 2020) მონოგრაფიები ეხება გამოყენებითი კლიმატოლოგიის პრობლემებს. საკმაოდ მრავალრიცხოვანია ლიტერატურა კლიმატის ცვლილების პრობლემებზე.

საქართველოს კლიმატოლოგიური გამოკვლევების განვითარებაში მნიშვნელოვანი მოვლენა იყო საქართველოს კლიმატური და აგროკლიმატური ატლასის (2011) გამოქვეყნება. ატლასი შესრულდა საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის კლიმატოლოგიის და აგრომეტეოროლოგიის განყოფილებაში. ის წარმოადგენს ქართველი კლიმატოლოგების და აგრომეტეოროლოგების მრავალწლიური კვლევების შეჯამების შედეგს. ატლასში წარმოდგენილია 112 თემატური რუკა საქართველოს კლიმატის, კლიმატური და აგროკლიმატური რესურსების შესახებ.

ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის ამავე განყოფილებაში მიმდინარეობს საქართველოს ადმინისტრაციული რეგიონების კლიმატისა და კლიმატური რესურსების კვლევა. დაწყებული 2000 წლიდან შესრულებულია რამოდენიმე რეგიონის კლიმატური გამოკვლევა და გამოცემულია სერიით „საქართველოს ჰავა“ (საქართველოს ჰავა. ტომი. 1, აჭარა, 2003; საქართველოს ჰავა. ტომი. 2, აფხაზეთი, 2006; საქართველოს ჰავა. ტომი. 3, სამეგრელო-ზემო სვანეთი, 2010; საქართველოს ჰავა. ტომი. 4, გურია, 2011; საქართველოს ჰავა. ტომი. 5, შიდა ქართლი, 2016; საქართველოს ჰავა. ტომი. 6, იმერეთი, 2019; საქართველოს ჰავა. ტომი 7, კახეთი, 2020).

თავი 2. ძირითადი კლიმატწარმოქმნელი ფაქტორები

2.1. მზის რადიაცია

დედამიწის ზედაპირზე და ატმოსფეროში მომდინარე ყველა ბუნებრივი პროცესის ძირითადი წყარო მზის სხივური ენერგიაა. სხვა დანარჩენი წყაროებიდან (ვარსკვლავები, პლანეტები, მთვარე) მოსული სხივური ენერგია უმნიშვნელოა.

მზე წარმოადგენს აიროვან სფეროს დიამეტრით 1.4 მლნ. კმ, რაც 109-ჯერ აღემატება დედამიწის დიამეტრს. საშუალო მანძილი მზესა და დედამიწას შორის 150 მლნ კმ-ია, წლის განმავლობაში ეს მანძილი იცვლება 5 მლნ. კმ-ით (უმცირესია იანვარში, უდიდესია ივლისში). მზე შედგება ძირითადად წყალბადისგან (64 %) და ჰელიუმისგან (32 %). აგებულების თვალსაზრისით განასხვავებენ მზის შინაგან ნაწილს და ატმოსფეროს. მზის წიაღში მიმდინარეობს ბორთვული რეაქციები. მზის ატმოსფეროს ქვედა, ყველაზე მკვრივ ფენას ფოტოსფერო ეწოდება. მისი სისქე 100-140 კმ-ია. ფოტოსფერო არის მზის მიერ გამოსხივებული ენერგიის ძირითადი წყარო. მისი ტემპერატურა 6000⁰-ს აღწევს. ფოტოსფეროს მაღლა განლაგებულია მზის ატმოსფეროს ნაკლებად მკვრივი ფენა - ქრომოსფერო, რაც ნიშნავს შეფერადებულ ფენას. ამ ფენის მაღლა მდებარეობს მზის გვირგვინი.

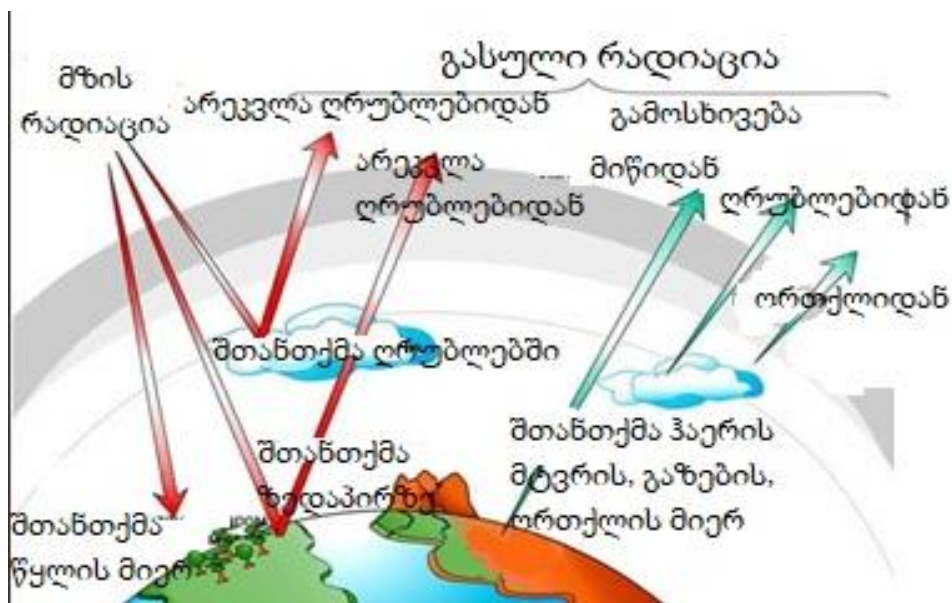
მზის შემადგენელი აირები იმყოფებიან უწყვეტ ქაოსურ მოძრაობაში, რის შედეგადაც ფოტოსფეროში მუდმივად წარმოიქმნება დაახლოებით 1000 კმ რადიუსის მანათობელი უჯრედები - გრანულები და ფაკელები. ფოტოსფეროში აღინიშნება აგრეთვე შედარებით მუქი წარმონაქმნები - მზის ლაქები. იქვე აღინიშნება კოლოსალური აფეთქებები, ე. წ. პროტუბერანცები. მზის მაქსიმალური აქტივობის წლებში ძლიერდება ულტრაიისფერი რადიაციის გამოსხივება და მზის მიერ გამოსხივებული კორპუსკულარული ნაკადების ინტენსივობა. ამავე პერიოდში აღინიშნება დედამიწის მაგნიტური ველის მკვეთრი აღრევები (შემფოთებები), ირღვევა რადიოკავშირი, მატულობს პოლარული ნათების სიხშირე და სიკაშკაშე. მზის აქტივობას აფასებენ ვოლფის რიცხვებით (ლაქების რაოდენობით). ცნობილია მზის აქტივობის 11, 22, 80 - 90 - წლიანი ციკლები.

მზის მიერ გამოსხივებულ სხივურ ენერგიას ანუ ელექტრომაგნიტური ტალღების სპექტრს, მზის რადიაცია ეწოდება. ამ სპექტრს დედამიწის ატმოსფეროს გარეთ პირობითად ყოფენ 3 ნაწილად: ულტრაიისფერ (ტალღათა სიგრძე 0.01-0.39 მკმ), ხილულ (0.40-0.76 მკმ) და ინფრაწითელ 90.76-4.0 მკმ). სპექტრის ულტრაიისფერი ნაწილის ქვემოთ რენტგენის გამოსხივებაა, ხოლო ინფრაწითელი ნაწილის ზემოთ - მზის რადიოგამოსხივებაა. მეტეოროლოგიაში გამოსხივებას 0.1-4.0 მკმ ტალღათა სიგრძის დიაპაზონში მოკლეტალღოვანი, ტალღებს 4 - დან 100 - მდე მკმ - გრძელტალღოვანი გამოსხივება ეწოდება. ამრიგად, მზის გამოსხივება მოკლეტალღოვანია.

მზე დედამიწის საშუალო მანძილზე ატმოსფეროს არარსებობის შემთხვევაში მზის სხივებისადმი მართობულ ზედაპირზე მოსული მზის რადიაციის ინტენსივობას მზის მუდმივა ეწოდება. უახლესი მონაცემებით მზის მუდმივა შეადგენს $5 = 1,37$ კვტ/მ². ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე მოსული მზის რადიაციის 43 % აირეკლება და მხოლოდ 57 % შთაინთქმევა დედამიწის მიერ, აქედან 14 % შთაინთქმევა ატმოსფეროს მიერ, ხოლო 43 % აღწევს დედამიწამდე პირდაპირი და გაბნეული რადიაციების სახით.

დედამიწის ატმოსფეროში რადიაციული ნაკადები სხვადასხვა მდგენელებად გვევლინება. მზის რადიაციის ის ნაწილი, რომელიც აღწევს დედამიწამდე პარალელური სხივების კონათა სახით

პირდაპირ რადიაციას წარმოადგენს. მზის რადიაციის გარკვეული ნაწილი განიბნევა ატმოსფეროში ღრუბლებზე, სხვადასხვა ნაწილაკებზე და დედამიწაზე გაბნეული სახით მოდის. პირდაპირი და გაბნეული რადიაციების ჯამი ჯამურ რადიაციას ქმნის.



ნახ. 2.1.1. რადიაციული ნაკადები ატმოსფეროში

დედამიწაზე მოსული ჯამური რადიაციის ნაწილი შთანთქმევა დედამიწის მიერ, ნაწილი კი აირეკლება. ისინი ქმნიან შესაბამისად შთანთქმულ და არეკვლილ რადიაციებს. ქვეფენილი ზედაპირის არეკვლიანობის თვისება დამოკიდებულია მის ფიზიკურ თვისებებზე და ხასიათდება ალბედოთი. ალბედო არის არეკვლილი რადიაციის შეფარდება დაცემულ ანუ ჯამურ რადიაციასთან და გამოისახება პროცენტებში. მაგალითად, ახალი მოსული თოვლის ალბედო 80-95 %-ია, ხოლო მუქი ნიადაგების ალბედო -5-10 %. დედამიწის ზედაპირი შთანთქავს რა მზის პირდაპირ (მოკლელტალღოვან) რადიაციას, თვითონ ხდება გამოსხივების წყარო და ასხივებს გრძელტალღოვან გამოსხივებას. ამ გამოსხივებული ენერგიის ნაწილი მიდის საპლანეტათაშორისო სივრცეში და ნაწილი კი მნიშვნელოვნად შთანთქმევა ატმოსფეროს მიერ. ამ შთანთქმაში დიდ როლს ასრულებს წყლის ორთქლი, ოზონი, მტვერი და სხვადასხვა აირები. ამის შედეგად ატმოსფერო თბება და თავის მხრივაც ასხივებს გრძელტალღოვან გამოსხივებას. ამ გამოსხივების ნაწილი მიმართულია დედამიწისკენ. ამრიგად, ატმოსფეროში წარმოიქმნება გრძელტალღოვანი რადიაციის 2 ნაკადი: ერთი წარმოადგენს ქვეფენილი ზედაპირის გამოსხივებას და მიმართულია ზემოთ, ხოლო მეორე წარმოადგენს ატმოსფეროს გამოსხივებას და მიმართულია ქვემოთ. მათ სხვაობას უწოდებენ ქვეფენილი ზედაპირის ეფექტურ გამოსხივებას.

ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული ბალანსი წარმოადგენს სხვაობას სხივური ენერგიის მოსულ და წასულ ნაწილებს შორის ანუ რადიაციული ბალანსი უდრის ქვეფენილი ზედაპირის მიერ შთანთქმული ენერგიის რაოდენობას. მას უწოდებენ მოკლელტალღოვან რადიაციულ ბალანსს. ეფექტური გამოსხივება არის გრძელტალღოვანი რადიაციული ბალანსი, ხოლო სრული რადიაციული ბალანსი განისაზღვრება როგორც სხვაობა მოკლელტალღოვან და გრძელტალღოვან გამოსხივებებს შორის.

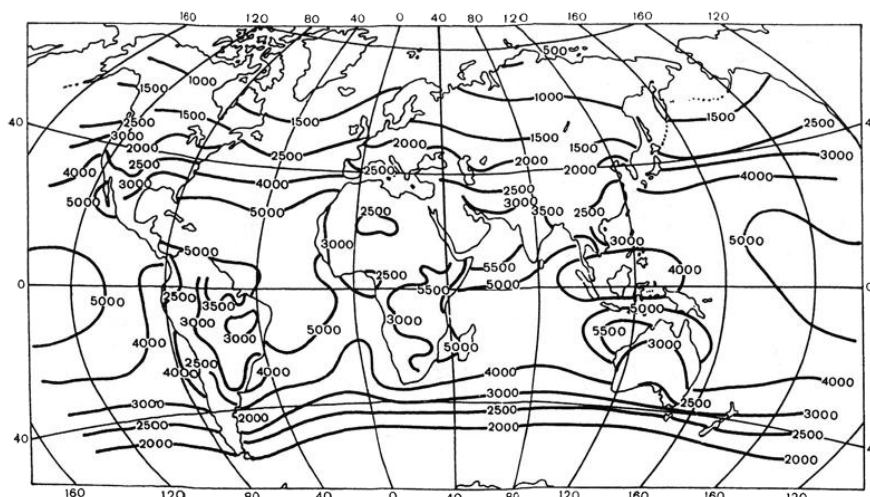
ამრიგად დედამიწის ზედაპირისათვის რადიაციული ბალანსის დადებითი ნაწილი იქნება-შთანთქმული პირდაპირი რადიაცია (S') და გაბნეული რადიაცია (D), აგრეთვე ატმოსფეროს მიერ უკუგამოსხივება (E_s), ხოლო რადიაციული ბალანსის უარყოფითი ნაწილია არეკვლილი რადიაცია (R) და დედამიწის ზედაპირის გამოსხივება (E_c). რადიაციული ბალანსის განტოლება მიიღებს შემდეგ სახეს:

$$B = (S' + D - R) - (E_c - b \cdot E_s) = Q \cdot (1 - A_c) - E_{\text{ფგ}} \quad 2.1.1.$$

- B – რადიაციული ბალანსია;
- S' – მზის პირდაპირი რადიაცია;
- D – მზის გაბნეული რადიაცია;
- R – მზის არეკვლილი რადიაცია;
- Q – მზის ჯამური რადიაცია;
- E_c – დედამიწის გამოსხივება
- E_s – ატმოსფეროს უკუგამოსხივება;
- b – ქვეფენილი ზედაპირის შთანთქმის კოეფიციენტი;
- A_c – ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო;
- $E_{\text{ფგ}}$ – ქვეფენილი ზედაპირის ევექტური გამოსხივება.

ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული ბალანსი შეიძლება იყოს დადებითიც და უარყოფითიც. ჩვენ განვიხილავთ რადიაციული ბალანსი დღისით და ზაფხულში დადებითია, ღამით და ზამთარში უარყოფითი. დადებითი რადიაციული ბალანსის შემთხვევაში ქვეფენილი ზედაპირი უფრო მეტ მოკლელტალლოვან რადიაციას შთანთქავს, ვიდრე გამოასხივებს გრძელტალლოვან რადიაციას და ამიტომ თბება. უარყოფითი რადიაციული ბალანსის შემთხვევაში შებრუნებული სურათი გვაქვს: გამოსხივებული გრძელტალლოვანი რადიაცია აღემატება შთანთქმულ მოკლელტალლოვან რადიაციას, რაც იწვევს ქვეფენილი ზედაპირის გაცივებას.

ნახ.2.1.2-ზე წარმოდგენილია წლიური რადიაციული ბალანსის განაწილება დედამიწის ზედაპირზე. ნახ-დან ჩანს, რომ რადიაციული ბალანსი უდიდესია ეკვატორთან და პოლუსებისკენ იკლებს, თუმცა მისი განაწილება მთლად არ შეესაბამება განედურ ზონალობას და დარღვეულია დედამიწის ზედაპირის, კონტინენტების, მთათა სისტემების, ოკეანის, არაერთგვაროვნების გამო.



2.2. ატმოსფეროს ცირკულაცია

ატმოსფეროს ცირკულაციის, როგორც კლიმატწარმომქნელი ფაქტორის განხილვამდე, შემოვიტანოთ ზოგიერთი სინოპტიკური ობიექტის ცნება. ესენია ჰაერის მასა, ატმოსფერული ფრონტი, ციკლონი და ანტიციკლონი.

ჰაერის მასა ეწოდება მატერიკების და ოკეანეების განზომილების ჰაერის ერთგვაროვან მოცულობას ტროპოსფეროში, რომელიც ხასიათდება ტემპერატურის, სინოტივისა და სხვა პარამეტრების საერთო თვისებებით და სტრატოფიკაციის გარკვეული ტიპით. ჰაერის მასა გადაადგილდება რა გარკვეული მიმართულებით გადააქვს იქ მისთვის დამახასიათებელი ამინდი, ამავე დროს, ის თანდათანობით კარგავს თავის თვისებებს და იძენს იმ ადგილისათვის დამახასიათებელ ნიშნებს, სადაც იმყოფება დიდი ხნის განმავლობაში. ჰაერის მასების კლასიფიკაციას ახდენენ სხვადასხვა მახასიათებლების მიხედვით. ასხვავებენ ჰაერის მასების თერმოდინამიკურ და გეოგრაფიულ კლასიფიკაციებს. თერმოდინამიკური კლასიფიკაციის თანახმად განასხვავებენ თბილ, ცივ და ნეიტრალურ (ადგილობრივ) ჰაერის მასებს.

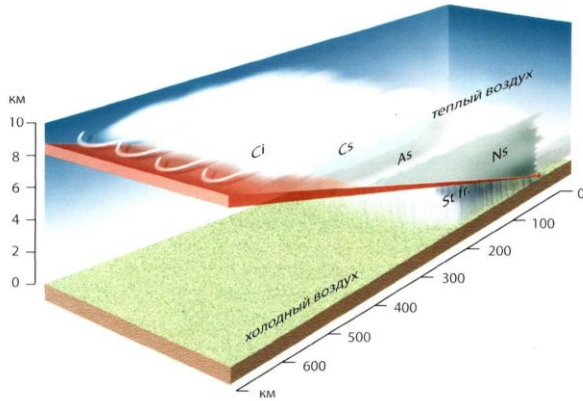
თბილი ჰაერის მასის ტემპერატურა აღემატება გარემოს ტემპერატურას და სადაც გადაადგილდება მიაქვს სითბო. ცივი ჰაერის მასის ტემპერატურა ნაკლებია გარემოს ტემპერატურაზე და გადაადგილებისას მოაქვს სიცივე. ნეიტრალური ჰაერის მასა დიდი ხნის განმავლობაში იმყოფება ერთ რაიონში და და მისი თვისებები დამოკიდებულია წლის სეზონზე. სტრატოფიკაციის თანახმად განასხვავებენ მდგრად და არამდგრად ჰაერის მასებს. ჰაერის მასების გეოგრაფიული კლასიფიკაციის თანახმად გამოყოფენ არქტიკულ (ანტარქტიკულ), პოლარულ (ზომიერ) და ტროპიკულ ჰაერის მასებს, რაც იმაზე მიუთითებს, თუ რომელ გეოგრაფიულ პირობებში ჩამოყალიბდა ჰაერის მასა. თითოეულ მათგანში განასხვავებენ ზღვიურ და კონტინენტურ ქვეტიპებს. ადრე ცალკე გამოყოფდნენ ეკვატორულ ჰაერის მასებს, მაგრამ ამჯერად მათ მიაკუთვნებენ ტროპიკულ ჰაერის მასებს.

ორი განსხვავებული თვისების ჰაერის მასას შორის წარმოიქმნება გარდამავალი ზონა, რომელიც ხასიათდება ორივე მასის თვისებებით, მას ფრონტალურ ზონას უწოდებენ. ამ ზონაში აღინიშნება ტემპერატურათა დიდი კონტრასტები და ძლიერი ქარი, მასში გროვდება ენერჯის დიდი მარაგი, რაც იხარჯება ციკლონების და ანტიციკლონების წარმოქმნაზე. ფრონტალურ ზონაში თბილ და ცივ ჰაერის მასებს შორის წარმოიქმნება გამყოფი ზედაპირი, მას ატმოსფერულ ფრონტს უწოდებენ.

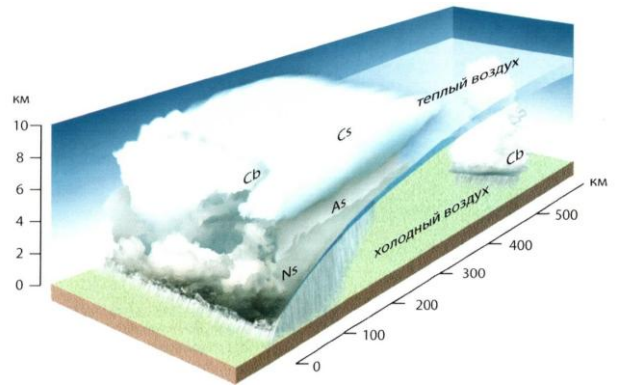
ფრონტის მოძრაობის სიჩქარე დამოკიდებულია ჰაერის ნაკადის სიჩქარეზე. ევროპაში ფრონტის გადაადგილების საშუალო სიჩქარე 30-35 კმ/სთ-ია, დღე-ღამეში ის შეიძლება გადაადგილდეს 700 კმ, ზოგჯერ 1200-1500 კმ მანძილზე. ფრონტის დედამიწის ზედაპირზე გადაკვეთისას წარმოიქმნება ფრონტის ხაზი. ფრონტალური ზედაპირი ყოველთვის დახრილია ცივი ჰაერის მიმართულებით, რომელიც გაცილებით მკვრივი და მძიმეა და იკავებს ადგილს თბილი ჰაერის ქვემოთ.

გადაადგილების მიმართულების მიხედვით განასხვავებენ თბილ და ცივ ფრონტს. თბილი ფრონტი წარმოიქმნება მაშინ, როდესაც თბილი ჰაერის მასა გადაადგილდება ცივი ჰაერის მასის მიმართულებით და განდევნის მას. თბილი ჰაერი, სიმსუბუქის გამო, მოექცევა ცივი ჰაერის ზემო და წარმოიქმნება ღრუბლები და მოდის ნალექი. ფრონტის სიგრძე შეიძლება იყოს 1000-2000 კმ. ცივი

ფრონტი წარმოიქმნება მაშინ, როდესაც ცივი ჰაერის მასა გადაადგილდება თბილი ჰაერის მასის მიმართულებით. ამ დროს ცივი ჰაერი ქვემოდან აწევა თბილ ჰაერს და აიძულებს მაღლა მოძრაობას. რის შედეგადაც წარმოიშვება კონვექციური ღრუბლები და მოდის ნალექი (ნახ.2.2.1; 2.2.2).



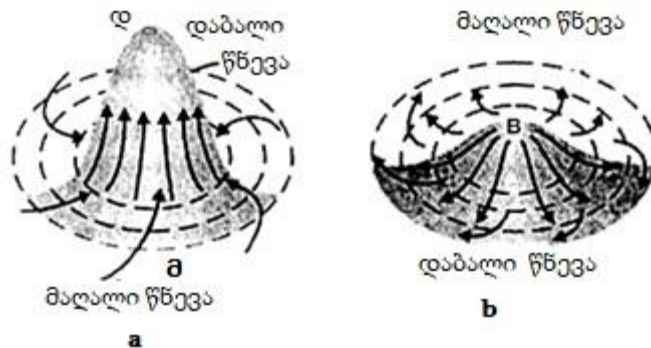
ნახ.2.2.1.თბილი ფრონტი



ნახ. 2.2.2.ცივი ფრონტი

განასხვავებენ აგრეთვე არქტიკულ (ანტარქტიკულ) და პოლარულ ფრონტებს. არქტიკული ფრონტი გამოყოფს არქტიკულ და პოლარულ ჰაერის მასებს, ხოლო პოლარული ფრონტი გამოყოფს პოლარულ და ტროპიკულ ჰაერის მასებს. ადრე გამოყოფდნენ აგრეთვე ტროპიკულ ფრონტს, ტროპიკულ და ეკვატორულ ჰაერის მასებს შორის.

ტროპოსფეროში მუდმივად იცვლება წნევა, რაც განაპირობებს ამინდის მოვლენებს. მუდმივად წარმოიქმნება, როგორც მცირე ისე გიგანტური ზომის შეშფოთებები დაბალი ან მაღალი წნევით. მათ ციკლონებს და ანტიციკლონებს უწოდებენ. ციკლონი არის დაბალი წნევის ჩაკეტილი არე. მის ცენტრში წნევა მინიმალურია, ხოლო ანტიციკლონი არის მაღალი წნევის ჩაკეტილი არე. მის ცენტრში წნევა მაქსიმალურია. სწორედ, ამიტომ ციკლონში ჰაერის ნაკადი მოძრაობს სპირალზე ცენტრისკენ, ხოლო შემდეგ ქმნის აღმავალ მოძრაობას. ანტიციკლონში კი ცენტრში ჰაერი ეშვება ძირს და მოემართება პერიფერიისკენ (იხ. ნახ.2.2.3).

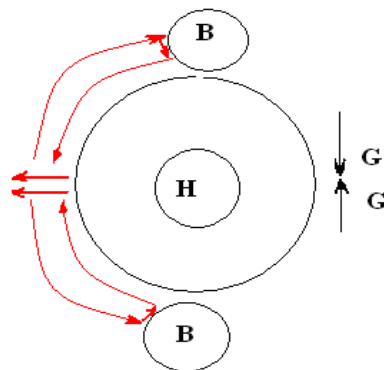


ნახ. 2.2.3. ანტიციკლონი (a) და ციკლონი (ბ) ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში

ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ციკლონში ჰაერი მოძრაობს საათის ისრის მოძრაობის საწინააღმდეგო მიმართულებით, ანტიციკლონში კი საათის ისრის მიმართულებით. სამხრეთ ნახევარსფეროში კი პირიქით, რაც დედამიწის ბრუნვითაა გამოწვეული. ციკლონი და ანტიციკლონი

ბუნებრივი მექანიზმებია, რომელთაც გადააქვთ ჰაერის მასები და ქმნიან ამინდს. ციკლონის შემოსვლისას ამინდი სწრაფად იცვლება, ქარი ძლიერდება და მოდის ნალექი. ანტიციკლონის შემოსვლისას დგება მშრალი და ნათელი ამინდი. ზაფხულში მყარდება ცხელი ამინდი, ხოლო ზამთარში - ყინვიანი. ციკლონის განსაკუთრებული სახეობაა ტროპიკული ციკლონი, რომელიც წარმოიქმნება მხოლოდ ოკეანეზე დაბალ განედებში და დიდი ენერჯის გამო დამანგრეველი ძალა აქვს. ხშირად, ისინი იწვევენ კატასტროფას. დედამიწაზე საშუალოდ წელიწადში ტროპიკული ციკლონის წარმოქმნის 70 შემთხვევაა. მათი უმეტესობა ვრცელდება ანტილიის კუნძულებზე, არაბეთის ზღვაზე, ბენგალიის ყურეში, მადაგასკარზე და სხვ. სხვადასხვა ქვეყნებში მათ უწოდებენ ურაგანს, ტაიფუნს და ა.შ.

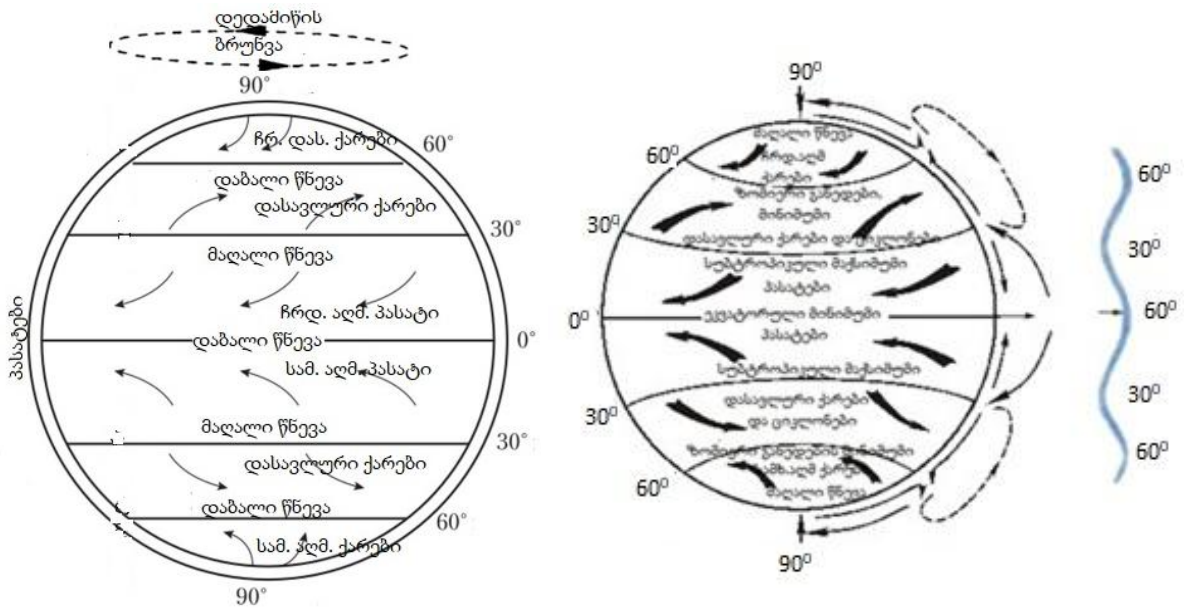
ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაცია. ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის ქვეშ იგულისხმება მსხვილი მასშტაბის ჰაერის დინებათა კანონზომიერი სისტემა. ატმოსფეროს ზოგად ცირკულაციას განაპირობებს შემდეგი ფაქტორები: მზის სხივური ენერჯია, დედამიწის ბრუნვა ლერძის გარშემო, ქვეფენილი ზედაპირის გავლენა და ხახუნის ძალა. მზის სხივური ენერჯია იწვევს დედამიწის ზედაპირის გათბობას, მისგან კი თბება ატმოსფერო. თუ დავუშვებთ, რომ დედამიწა უძრავია, არ ბრუნავს, მაშინ პოლუსებზე ცივა და წარმოიქმნება მაღალი წნევის მდგრადი ოლქი, ხოლო ეკვატორზე თბილა, წარმოიქმნება ჰაერის აღმავალი მოძრაობა და შესაბამისად დაბალი წნევის მდგრადი ოლქი. რადგანაც პოლუსებზე წნევა მაღალია, ხოლო ეკვატორზე დაბალი, ჰაერის ნაკადი მიმართულია პოლუსებიდან ეკვატორისკენ. ეკვატორზე კი ჰაერი ასრულებს აღმავალ მოძრაობას და მიედინება პოლუსებისკენ. ეს კარგად ჩანს ნახ.2.2.4-ზე.



ნახ. 2.2.4. ჰაერის ცირკულაცია პოლუსებსა და ეკვატორს შორის

ამ მოვლენას შულებიკინი შემდეგნაირად ხსნის: ეკვატორზე არის გამათბობელი, ხოლო პოლუსებზე მაცივრები. ისინი ქმნიან პირველი რიგის სითბურ მანქანას, რაც განაპირობებს განედთაშორის სითბოცვლას. ამრიგად, განედებს შორის ტემპერატურათა სხვაობა იწვევს ატმოსფეროს ცირკულაციის მერიდიანული მდგენელის წარმოქმნას. ჰაერის აღნიშნული ცირკულაციის სისტემაში, თუ გავითვალისწინებთ ხახუნის ძალის გავლენას - მივიღებთ, რომ პოლუსებიდან წამოსული ჰაერი ხახუნის გავლენით თბება და იწყებს აღმავალ მოძრაობას. ეს დაახლოებით პოლარულ წრეებზე ხდება. ამრიგად, იქ წარმოიქმნება დაბალი წნევის არეები. ატმოსფეროს მაღალ ფენებში ეკვატორიდან ჩრდილოეთის და სამხრეთის მიმართულებით განშტოებული ჰაერის ნაკადები კი ცივდება და ძირს ეშვება. ეს ხდება ტროპიკულ წრეებთან, სადაც წნევა იზრდება. ამრიგად, დედამიწაზე წარმოიქმნება მაღალი (პოლუსებზე და ტროპიკებთან) და დაბალი (პოლარულ წრეებთან და ეკვატორზე) წნევის მუდმივი არეები, რომლებიც არეგულირებენ

ჰაერის დინებათა მიმართულებებს. ამიტომ, ჰაერის დინებები მიმართულია პოლუსებიდან პოლარული წრეებისკენ, ხოლო ტროპიკებიდან ეკვატორისკენ და პოლარული წრეებისკენ.



ნახ. 2.2.5. ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაცია

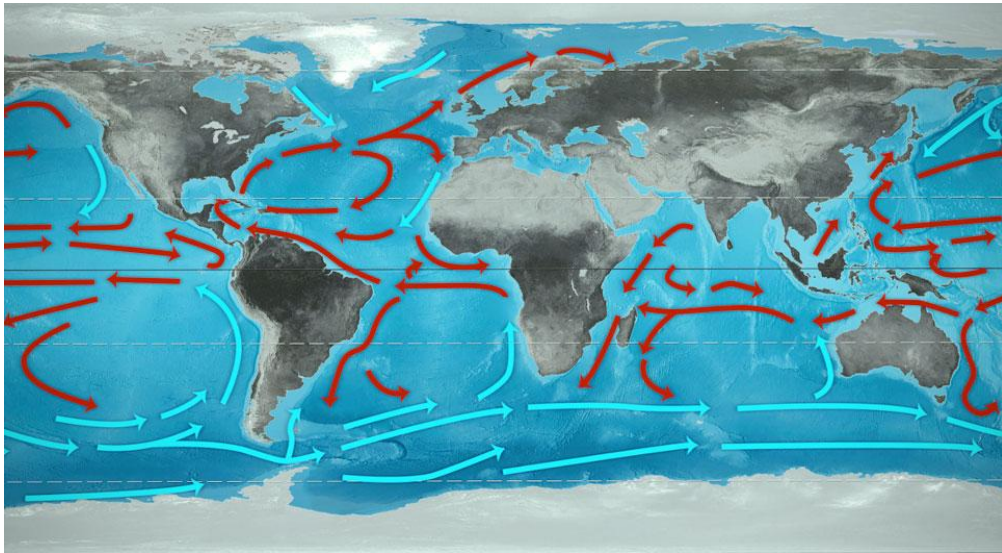
განხილული სქემა რთულდება დედამიწის ბრუნვის გათვალისწინებით. მოქმედებაში ერთვება კორიოლისის გადამხრელი ძალა, რის გამოც ჰაერის ნაკადი ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში გადაიხრება მოძრაობის მიმართულებიდან მარჯვნივ, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში გადაიხრება მოძრაობის მიმართულებიდან მარცხნივ (ნახ. 2.2.5).

ამ ცირკულაციის ფორმატში წარმოიქმნება დასავლეთის ქარები, პასატები და სხვა, რომლებიც დიდ გავლენას ახდენენ დედამიწის ბუნებრივი ზონების ჩამოყალიბებაზე. პასატები მუდმივი ქარებია, რომლებიც ქრიან მთელი წლის განმავლობაში ტროპიკებს შორის, ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში - ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში - სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან. ოკეანეებზე პასატები ქრის ზუსტად აღნიშნული მიმართულებებიდან, ხოლო მატერიკებზე მათი მიმართულება იცვლება ადგილობრივი პირობების გავლენით. ინდოეთის ოკეანეში მატერიკის სანაპირო ზოლის გავლენის შედეგად პასატები სრულიად იცვლიან ხასიათს და გარდაიქმნებიან მუსონებათ.

2.3. ოკეანეებისა და კონტინენტების გავლენა კლიმატზე

ოკეანე მნიშვნელოვან როლს ასრულებს დედამიწის კლიმატის ფორმირებაში. მზის რადიაციის მოქმედების შედეგად წყალი ორთქლდება და გადაიტანება კონტინენტებზე, სადაც მოდის სხვადასხვა ნალექის სახით. ოკეანურ დინებებს გადააქვს გამთბარი ან გაცივებული წყალი სხვა განედებში და ახდენენ სითბოს გადანაწილებას პლანეტაზე (ნახ. 2.3.1). ოკეანის დინებები მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს აგრეთვე ნალექების წარმოქმნაზე. თბილი დინების ზონაში მეტი ნალექი მოდის, რადგანაც ის ხელს უწყობს კონდენსაციურ პროცესებს და ნალექების წარმოქმნას.

ცივი დინება კი აფერხებს ღრუბელთა წარმოქმნას და ნალექები ნაკლები მოდის. ეს კარგად ჩანს ნალექების მსოფლიო რუკიდან.



ნახ. 2.3.1. ოკეანური დინებები

ოკეანის მასა სამასჯერ აღამატება ატმოსფეროს მასას, ხოლო სითბოტევადობა ათასჯერ აღემატება ჰაერის სითბოტევადობას. ამიტომ ოკეანეში ძალიან მცირე ცვლილებები სწრაფად აისახება ატმოსფეროს მდგომარეობაზე და შესაბამისად კლიმატზე. დიდი სითბოტევადობის გამო ოკეანის წყლის ტემპერატურა იცვლება ნელა, ვიდრე ჰაერის და ხმელეთის ტემპერატურა. ამიტომ, ოკეანესთან ახლოს რაიონებში ტემპერატურის დღე-ღამური და სეზონური ცვალებადობები ნაკლებია. ამრიგად, ოკეანეები და კონტინენტები სხვადასხვაგვარად თბება. ოკეანე უფრო ნელა თბება, ხმელეთი კი სწრაფად, სამაგიეროდ ხმელეთი სწრაფად ცივდება, ხოლო ოკეანე დიდხანს ინარჩუნებს სითბოს. ასეთი განსხვავება მატერიკების და ოკეანეების გათბობაში, შუღევიკინის თანახმად, წარმოშობს მეორე რიგის სითბურ მანქანას. ამ მანქანის გავლენის შედეგად წარმოიშვება თერმული ქარები ბრიზები და მუსონები.

ბრიზი წარმოადგენს წყლისა და ხმელეთის არათანაბარი გათბობა - გაცივების შედეგს. რადგანაც დილის 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 ხმელეთისაკენ, ხოლო ატმოსფეროს მაღალ ფენებში გრადიენტი პირიქით მიმართულია ხმელეთიდან ზღვისკენ. ამრიგად, მყარდება ჰაერის ჩაკეტილი ცირკულაცია. ღამით ხმელეთი უფრო სწრაფად ცივდება, ვიდრე ზღვა, რის გამოც წარმოიშობა საწინააღმდეგო ცირკულაცია - ატმოსფეროს ქვედა ფენებში ქარი მიმართულია ხმელეთიდან ზღვისაკენ, ზედა ფენებში კი პირიქით - ზღვიდან ხმელეთისაკენ.

ბრიზები კარგადაა გამოხატული საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის ბარში. მათი მაქსიმალური განმეორადობა მოდის ლესელიძე-ამიუბჟას მონაკვეთზე და აღემატება 70-80%-ს. შავი ზღვის სანაპირო ზოლში ბრიზები მთელი წლის განმავლობაში დაიკვირვება. დღის განმავლობაში ბრიზი ვრცელდება ღრმად ხმელეთზე, კოლხეთის ბარის სიღრმეში ის აღწევს ქუთაისამდე. ხმელეთის ბრიზი გაცილებით სუსტია და ვრცელდება ზღვაში არა უმეტეს 10 კმ-ის

მანძილზე. ბრიზის დროს ქარის სიჩქარე საშუალოდ 3-5 მ/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 შეხუთვის შეგრძნება.

ბრიზებისაგან განსხვავებით, რომლებიც დღე-ღამურ ხასიათს ატარებენ და შედარებით მცირე მასშტაბებით ვრცელდებიან, წარმოიშვება აგრეთვე დიდი მასშტაბის ჰაერის დინებები, რომლებიც დიდ ფართობზე ვრცელდება და სეზონურ ხასიათს ატარებს. მათ მუსონები ეწოდება.

მუსონი წარმოიქმნება შემდეგნაირად. ზამთარში გაციებულ მატერიკზე ჰაერის მასებიც ცივია, ხოლო ოკეანეს შენარჩუნებული აქვს სითბო და ხარჯავს ჰაერის გათბობაზე. ამდენად, ოკეანეებზე ზამთარში ჰაერი შედარებით თბილია. ზაფხულში სურათი იცვლება მატერიკი უფრო მეტად თბება ვიდრე ოკეანე. ამრიგად, მატერიკების და ოკეანეების უზარმაზარ სივრცეებზე წარმოიქმნება ტემპერატურის და წნევის სხვაობები, რაც განაპირობებს ქარის მიმართულების სეზონურ ცვლილებებს. ზამთარში მატერიკის გაციების გამო იქ წნევა მაღალია, ვიდრე ოკეანეზე. ამიტომ, ქარი მიმართულია მატერიკიდან ოკეანეზე. ზაფხულში კი შებრუნებული სურათი აღინიშნება - ქარი ქრის შედარებით ცივი ოკეანიდან თბილ მატერიკზე. ასეთ სეზონურ ქარებს მუსონები ეწოდება.

მუსონური ქარები გამოხატულია საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროზეც. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში შავ ზღვაზე ყალიბდება დაბალი წნევის არე, ხოლო კავკასიონზე - მაღალი წნევის არე. ამიტომ, ზამთარში საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე გაბატონებულია ქარის მიმართულება აღმოსავლეთიდან დასავლეთისაკენ ანუ ჰარბობს ჰაერის მასების გადაადგილება ხმელეთიდან ზღვისაკენ, რაც ცირკულაციის მუსონური ხასიათით აიხსნება. ზაფხულში აღინიშნება შებრუნებული სურათი და სეზონური ქარი მიმართულია შავი ზღვიდან ხმელეთისკენ.

ოკეანის და მატერიკების არათანაბარი გათბობა-გაცივების შედეგი კარგად ჩანს მსოფლიოს იზოთერმების და აგრეთვე კლიმატური სარტყელების რუკებიდან. იზოთერმები და კლიმატური სარტყელების საზღვრები არ გაივლის მკაცრად პარალელების გასწვრივ, არამედ გადაიხრებიან ხან ჩრდილოეთით, ხან სამხრეთით, რაც სწორედ ხმელეთის და ოკეანის ზღვარზე ხდება. ოკეანის და მატერიკების არათანაბარი გათბობა-გაცივება განაპირობებს განსხვავებული კლიმატების ჩამოყალიბებას - ზღვიური (ოკეანური) და კონტინენტური.

ოკეანური კლიმატი დამახასიათებელია ოკეანეებთან და ზღვებთან ახლოს განლაგებულ რეგიონებში. ის ხასიათდება ჰაერის ტემპერატურის მცირე დღე-ღამური და წლიური ამპლიტუდებით, მაღალი შეფარდებითი სინოტივით, გრილი ზაფხულით და რბილი ზამთრით, მნიშვნელოვანი ღრუბლიანობით, ძლიერი ქარებით. გაზაფხული შემოდგომაზე უფრო გრილია. კარგად გამოხატული ზღვიური კლიმატით ხასიათდება დასავლეთ ევროპა, აღმოსავლეთისკენ კი თანდათანობით მატულობს კონტინენტურობა.

კონტინენტური კლიმატი ხასიათდება სტაბილური ცხელი ზაფხულით, ყინვიანი ზამთრით და ნალექების მცირე რაოდენობით. ის ყალიბდება ატმოსფეროზე ხმელეთის დიდი მასივების ზემოქმედების შედეგად. კლიმატის ეს ტიპი დამახასიათებელია მატერიკების შიდა რეგიონებისთვის. კონტინენტური კლიმატის გავრცელების ყველაზე დიდი მატერიკი ევრაზიაა. კონტინენტური კლიმატი წარმოშობს სტეპებს და უდაბნოებს. სხვადასხვა განედებისათვის დამახასიათებელი კონტინენტური კლიმატები ერთმანეთისაგან განსხვავდება. კერძოდ ზომიერი განედების კონტინენტური კლიმატი ხასიათდება ჰაერის ტემპერატურის წლიური და დღე-ღამური ამპლიტუდის მაღალი მნიშვნელობებით.

შედარებით ნაკლებია შეფარდებითი სინოტივე, ღრუბლიანობა და ნალექები, გაზრდილი ჰაერის დამტვერიანება. ნალექების მაქსიმუმი ზაფხულში აღინიშნება. ტროპიკების კონტინენტურ კლიმატში ტემპერატურის რყევადობა არ არის ისეთი მნიშვნელოვანი, ხოლო ნალექები განსაკუთრებით მცირე მოდის. ასეთი კლიმატი განაპირობებს ნახევრადუდაბნოებისა და უდაბნოების წარმოქმნას, სადაც ზაფხული განსაკუთრებით ცხელია (55⁰), ხოლო ყველაზე ცივი თვის საშუალო ტემპერატურა აღემატება 15⁰-ს. პოლარულ განედებში კონტინენტური ჰავა ხასიათდება ტემპერატურის დიდი რყევადობით, ზაფხული ხანმოკლეა, ზამთარი ხანგრძლივია. მაგალითად იაკუტიამი ტემპერატურა ეცემა 65⁰-მდე, ხოლო ცივი თვის საშუალო თვიური ტემპერატურა 54⁰-ია.

ოკეანეებისგან განსხვავებით, ზღვის და ტბების ზედაპირზე ნაკლები ნალექი მოდის, ვიდრე მათ სანაპიროზე. მაგალითად ხმელთაშუა, ადრიატიკის, ბალტიისა და სხვა ზღვების კუნძულებზე მეტი ნალექი მოდის, ვიდრე წყლის ზედაპირზე. კვლევების შედეგად დადგინდა, რომ ბაიკალზე, სევანისა და ისიკ-ყულის ტბებზე ნაკლები ნალექი მოდის, ვიდრე ტბისგან დაშორებულ ადგილებში.

ამრიგად, ზღვებიდან და ოკეანეებიდან აორთქლებული ტენის მნიშვნელოვანი ნაწილი არ იხარჯება მათ ზედაპირზე ნალექების წარმოქმნაში და მოსვლაში. ეს შეიძლება აიხსნას სხვადასხვა მიზეზებით, მათ შორის ყველაზე საყურადღებოა: 1. ზღვის ან ტბის სარკის დაბალი მდებარეობა ნაპირთან შედარებით, რის გამოც ტენიანი ჰაერი ეხება რა ნაპირს იქ ტოვებს ნალექების დიდ ნაწილს; 2. თერმული კონვექციის შემცირება და შეწყვეტა ზღვის და ტბის ზედაპირიდან წყლის დაბალი ტემპერატურის გამო, მაშინ, როდესაც ხმელეთი კარგად თბება.

2.4. თოვლისა და ყინულის საფარების გავლენა კლიმატზე

როდესაც ხმელეთი ან ყინულოვანი ზღვა იფარება თოვლით, სითბოცვლის პროცესები ქვეფენილ ზედაპირსა და ჰაერს შორის კარდინალურად იცვლება. თოვლის საფარს გააჩნია განსაკუთრებული კლიმატწარმომქნელი როლი - უპირველეს ყოვლისა დაბალი სითბოგამტარობა და სითბოს დიდი დანახარჯი თოვლის დნობაზე. ახალი მშრალი თოვლი იზოლაციის როლს ასრულებს, ხოლო დროთა განმავლობაში მისი სიმკვრივე იზრდება თოვლი იზოლაციის თვისებას კარგავს. რადგანაც თოვლის ზედაპირის ტემპერატურა არ შეიძლება აღემატებოდეს 0⁰C, თოვლზე გამორიცხულია ჰაერის კონვექციური გათბობა. ამავე დროს მუდმივად მიმდინარეობს შთანთქმა და სითბოს გამოყოფა. თოვლის ზედაპირიდან ინტენსიური არეკვლის გამო ზამთარში ჰაერი ძალიან ცივდება და აცივებს მიმდებარე ჰაერის ფენებს. მაგრამ თოვლის საფარის ეს გავლენა არ შემოიფარგლება მხოლოდ მიმდებარე ჰაერით, ის ვრცელდება თითქმის მთელ ტროპოსფეროში.

ასეთი პირობები იქმნება ხმელეთის დიდ სივრცეებზე, განსაკუთრებით ციმბირში, ჩრდილოეთ ამერიკის ჩრდილო-აღმოსავლეთში და ანტარქტიდაზე. ამის გამო, ყალიბდება ძალიან ცივი ჰაერის მასები. ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის სისტემაში ასეთი ჰაერის მასები ჩრდილოეთ ამერიკიდან და ევრაზიიდან მოძრაობენ სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით და იწვევენ ზომიერი განედების გაციებას. ჯერ კიდევ გასული საუკუნის 50-იან წლებში დადგინდა თოვლის საფარის გავლენა ციმბირის ანტიციკლონის წარმოქმნაზე ევრაზიაში და კანადის ანტიციკლონის წარმოქმნაზე ჩრდილოეთ ამერიკის თავზე. ამრიგად, თოვლის საფარი წარმოადგენს

რა ატმოსფეროს ცირკულაციის შედეგს, თავის მხრივ, მას შეაქვს გარკვეული ცვლილებები ცირკულაციურ პროცესებში.

მნიშვნელოვანია თოვლის საფარის როლი მყინვარების ფორმირებასა და განვითარებაში, და საერთოდ მუდმივი გამყინვარების-კრიოსფეროს შექმნაში. კრიოსფერო ბერძნული სიტყვაა. κρύος — ნიშნავს სიცივეს, ხოლო σφαῖρα - სფეროს. ამრიგად კრიოსფერო არის დედამიწის გეოგრაფიული გარსი, რომელიც ხასიათდება ყინულის არსებობით, ან არსებობის შესაძლებლობით. წყალი ასეთ პირობებში იმყოფება გაყინულ ან ძალიან გაციებულ მდგომარეობაში.

თანამედროვე ეპოქაში დედამიწაზე ბუნებრივ ყინულს უკავია დაახლოებით 72.4 მლნკმ², რაც პლანეტის 14.2%-ს და თითქმის ხმელეთის ნახევარს შეადგენს. წლიდან წლამდე ეს ფართობი მერყეობს 54-91 მლნ კმ² ფარგლებში. თუ ამას დავუმატებთ აისბერგების და დანაწევრებული ყინულის ფართობს - მივიღებთ დედამიწაზე ყინულის გავრცელების საერთო ფართობს 100 მლნ კმ², რაც დედამიწის ფართობის 19,6 %-ს შეადგენს. ცხრილიდან 2.4.1 ჩანს, რომ მიწისზედა ყინულის უდიდეს მასას მყინვარები და მყინვარული საფარი შეადგენს, მათში თავმოყრილია ყინულის მთელი მასის 98,2 %. ცხრილში 2.4.2 წარმოდგენილია ცალკეული კონტინენტების თანამედროვე გამყინვარების მოცულობა და ფართობი.

ცხრილი 2.4.1. ყინულის სახეობები დედამიწაზე

ყინულის სახეობა	მასა		ფართობი		საშუალო ასაკი
	ტონა	%	მლნ კმ ²	%	წლები
მყინვარი და მყინვარული საფარი	3 X 10 ¹⁶	98.2	16	ხმელეთი - 11	10 000
მიწისქვეშა ყინული	5 X 10 ¹⁴	1.6	32	ხმელეთი - 21.5	30-75
ზღვის ყინული	4 X 10 ¹³	0.1	26	ოკეანე - 7	1.05
თოვლის საფარი	10 ¹³	0.03	72	პლანეტა - 14	0.35-0.52
აისბერგი	8 X 10 ¹²	0.03	63	ოკეანე - 17	3
ატმოსფერული ყინული	2 X 10 ¹²	0.01	510	პლანეტა - 100	4X10 ³

ცხრილი 2.4.2. კონტინენტების თანამედროვე გამყინვარების მოცულობა და ფართობი

კონტინენტები და კუნძულები	მოცულობა, კმ ³	ფართობი, კმ ²
ანტარქტიდა	23 296 630	13 979 000
ჩრდილოეთ ამერიკა და გრენლანდია	2 431 773	2 076 550
ევროპა	21 082	92 140
აზია	16 260	136 760
სამხრეთ ამერიკა	12 690	32 300
ოკეანეთი	550	825
აფრიკა	1	20
ჯამი	25,778,986	16,317,595

თოვლის და ყინულის ზედაპირების მაღალი ალბედო ანუ მაღალი არეკვლადობა განაპირობებს მთელი დედამიწის სფეროს რადიაციული ბალანსის გარდაქმნას, რადგანაც

მცინვარზე დაცემული მზის რადიაციის უდიდესი ნაწილი აირეკლება ატმოსფეროში. მცირე სითბოტევადობის გამო, ყინულს არ შეუძლია, წყლის მსგავსად, დააგროვოს სითბური ენერგია. ამიტომ, სითბოს ერთი და იგივე რაოდენობას წყალი ინარჩუნებს ხანგრძლივად, ხოლო თოვლი მას რამდენიმე წუთში კარგავს. წლის თბილ პერიოდში, როდესაც მიმდინარეობს თოვლის და ყინულის დნობა, მთელი შემოსული სითბო იხარჯება ამავე პროცესზე და აორთქლებაზე, რადგანაც მისი ზედაპირი 0°C-ზე მეტად ვერ გათბება. ამ თვისებების გამო მცინვარები არსებობენ სითბოსა და ტენის განსაზღვრული თანაფარდობის პირობებში, განსაკუთრებული მცინვარული კლიმატის პირობებში. ეს კლიმატი გამოირჩევა შედარებით დაბალი ტემპერატურებით და მყარი ნალექების დიდი რაოდენობით.

კლიმატზე მცინვარების გავლენა განისაზღვრება შემდეგი თავისებურებებით:

1. ატმოსფეროზე შეშფოთების გავლენა;
2. გავლენა რადიაციულ და სითბურ ბალანსზე;
3. ჰაერთან სითბოცვლის თავისებურებებით;
4. კლიმატზე გავლენა ოკეანური წყლების საშუალებით.

მსხვილი მცინვარული საფარი გავლენას ახდენს ატმოსფეროს ენერგეტიკაზე. გრენლანდიის ყინულოვანი საფარის წლიური რადიაციული ბალანსი უარყოფითია და შეადგენს $-4,9 \cdot 10^{17}$ კჯოულ/წწ. გრენლანდიის ყინულის დნობაზე ყოველწლიურად იხარჯება $0,7 \cdot 10^{17}$ კჯოული სითბო, რომელიც შემოდის გრანლანდიაში სამხრეთის განედებიდან. მცინვარი ახდენს გამაგრილებელ გავლენას. გავლენის ეფექტი დამოკიდებულია მისი ზომებისგან. გრანლანდიის მცინვარი საშუალოდ 1°-ით აცივებს 1500 მეტრის სისქის ჰაერის ფენას. ზოგჯერ ეს გაცივება 300 მეტრის ფენაში 5°-ს აღწევს. კავკასიონის მთების მცინვარული სისტემა 1°-ით აცივებს ჰაერის 50-მეტრიან ფენას. შედარებით მშრალ რაიონებში მცინვარები აორთქლებენ ტენს და ატენიანებენ ატმოსფეროს, ხოლო ნოტიო რაიონებში ტენი კონდენსირდება მცინვარზე და, შედეგად, ატმოსფერო შრება. მსხვილი მცინვარული საფარი გავლენას ახდენს აგრეთვე ატმოსფეროს ცირკულაციაზე. მაგალითად, გრენლანდიის საფარის ფართობი 1,7 მლნ კმ²-ია, ხოლო სიმალლე ზღვის დონიდან 2000 მ. როდესაც ამ რაიონში გაივლის 1000 კმ-მდე ზომის ბარიული ტალღები, გრენლანდიის საფარი ქმნის ერთგვარ „ჩრდილს“ სიგრძით 4000 კმ.

თავი 3. რელიეფის გავლენა კლიმატზე

3.1. რელიეფის ძირითადი კლიმატწარმომქნელი ფაქტორები

მთიან რეგიონებს დედამიწის ფართობის დაახლოების 36% უკავია. მათი რელიეფის გავლენა კლიმატზე მნიშვნელოვანი და მრავალფეროვანია. აქ უნდა გამოიყოს 2 საკითხი:

1. მთის სისტემები არღვევენ და გარდაქმნიან ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებს და ამით არსებით გავლენას ახდენენ მიმდებარე ტერიტორიების ამინდზე და კლიმატზე;
2. რელიეფის გავლენით სპეციფიკური კლიმატური პირობები იქმნება მთიანი ქვეყნის ტერიტორიაზე.

მ. პეტროსიანი გამოყოფს ატმოსფერულ პროცესებზე ოროგრაფიული გავლენის 3 კლასს:

1. მსხვილმასშტაბური გავლენა ჰაერის დინებებზე, ცირკულაციის პლანეტარულ სისტემაზე;
2. ოროგრაფიის გავლენა მეზომასშტაბურ პროცესებზე, ანუ ციკლონების და ანტიციკლონების წარმოქმნაზე, განვითარებაზე, გადაადგილებაზე;

3. ლოკალური ოროგრაფიული გავლენა, რაც დაკავშირებულია რელიეფის შედარებით მცირე განფენილობის კონკრეტულ ფორმებთან.

ამ გავლენების შედეგად მთიან რაიონებში იქმნება დიდი კონტრასტულობა ღრუბლების, ქარის, ნალექების და ამინდის საშიში მოვლენების სივრცულ განაწილებაში.

მთიან ქვეყანაში რელიეფის მთავარი ფაქტორი ადგილის სიმაღლეა. შემდეგ დიდი მნიშვნელობა აქვს ფედობის განფენილობას და ორიენტაციას, რელიეფის ფორმას - ქვაბული, ზეგანი, მწვერვალი, ფერდობი. სიმაღლის ზოგადი გავლენა გამოიხატება ყველა კლიმატური ელემენტის ცვლილებაში. იზრდება რადიაციული ნაკადები, კლებულობს წყლის ორთქლის რაოდენობა, ჰაერის აბსოლუტური სინოტივე და ტემპერატურა. ზაფხულში ტემპერატურა უფრო სწრაფად ეცემა, ვიდრე ზამთარში. ტემპერატურის საშუალო ვერტიკალური გრადიენტი ზაფხულში აღწევს $0,7^{\circ}$ ყოველ 100 მ ასვლისას, ზამთარში კი ნაკლებია - $0,3^{\circ}$. მთებში ხშირია ნისლი, ელჭექი და სხვა ატმოსფერული მოვლენები. ტემპერატურის შემცირება სიმაღლის მიხედვით გავლენას ახდენს ლანდშაფტებისა და მცენარეულობის ხასიათზე. მთის ძირიდან 4000-5000 მ სიმაღლემდე ასვლისას ჩვენ გავივლით მთელ რიგ კლიმატურ სარტყელებს - სუბტროპიკულიდან არქტიკულამდე.

მნიშვნელოვანია ფერდობის კლიმატწარმომქნელი როლი:

1. ჩრდილოეთის ორიენტაციის ფერდობი ღებულობს შედარებით ნაკლებ სითბოს და მზის სხივებს;
2. სამხრეთის ფერდობი მიმართულია მზისკენ და ამიტომაც არ განიცდის სითბოს დეფიციტს;
3. ქარპირა ფერდობი ღებულობს უფრო მეტ ნალექს, ვიდრე ქარზურგა ფერდობი;
4. მთის მწვერვალზე ჰაერის ტემპერატურა საშუალოდ $1-1,5^{\circ}$ -ით აღემატება იმავე სიმაღლეზე ატმოსფეროს ტემპერატურას და სხვა.

რელიეფის ფორმებს კლიმატზე მოქმედების თვალსაზრისით 4 ჯგუფად ყოფენ:

1. დადებითი ფორმები-ბორცვი, მთა, მწვერვალი, ქედი;
2. უარყოფითი ფორმები-ქვაბული, ხეობა, ნაწილობრივ ვაკე;
3. დადებით-უარყოფითი-უღელტეხილი, უნაგირა;
4. ნეიტრალური, ანუ რელიეფის ბრტყელო ფორმები-ვაკე, პლატო. სწორედ მათთან შედარებით ხდება რელიეფის სხვა ფორმების გავლენის შეფასება.

რელიეფის ფორმის ზოგადი გავლენა ტემპერატურის დღე-ღამურ ამპლიტუდაზე გამოიხატება ა. ვოეიკოვის კანონით, რომლის თანახმადაც სხვა თანაბარი პირობების შემთხვევაში ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა მაღალ პლატოებზე უფრო მეტია ვიდრე მთის მწვერვალებზე, ხოლო ქვაბულში უფრო მეტია ვიდრე პლატოზე. ეს აიხსნება იმ გარემოებით, რომ მწვერვალებზე თავისუფლად გადაადგილდება ჰაერი, ქვაბულებში კი ღამით ხდება ცივი ჰაერის დაგუბება. ამ საკითხს დეტალურად განვიხილავთ ცალკე პარაგრაფში. იგივე კანონზომიერებას ექვემდებარება შეფარდებითი სინოტივის დღეღამური ამპლიტუდა. ღრუბლიანობის და ძლიერი ქარების შემთხვევაში სხვაობა ტემპერატურის და სინოტივის დღე-ღამურ სვლაში თანაბრდება.

მთებში ყალიბდება სპეციფიკური მთის კლიმატი. მას ხშირად კლიმატოთერაპიული მნიშვნელობა აქვს და გამოიყენება სამკურნალოდ. მთის კლიმატი ხასიათდება მზის რადიაციის მაღალი დამაბულობით, ულტრაიისფერი სხივების სიმრავლით, დაბალი წნევით, ჰაერში არსებული

ჟანგბადის დაბალი პარციალური წნევით. 1000 მ სიმაღლემდე მიჩნეულია დაბალ მთად. 1000-2000 მეტრი საშუალო მთიანეთია, ხოლო 2000 მ-ზე მაღლა მაღალმთიანი ზონაა.

მთებში პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა გაზრდილია, ხოლო გაბნეული რადიაცია შემცირებულია. ამის გამო გაზრდილია განათებულობა და ცა უფრო მკვირივი ლურჯი შეფერილობისაა. მთებში აგრეთვე იზრდება დედამიწის ზედაპირის ეფექტური გამოსხივება. მთებში ჰაერი მნიშვნელოვნად სუფთაა. მთის კლიმატის განხილული ფაქტორები განაპირობებს მთებში მრავალრიცხოვანი კურორტების არსებობას. ამავე დროს 3000 მეტრზე მაღლა აღინიშნება „სიმაღლის დაავადება“, რაც გამოწვეულია მზის რადიაციის ინტენსივობის მნიშვნელოვან მომატებასთან, ჰაერის ტემპერატურის, წნევის და ჰაერში არსებული ჟანგბადის კონცენტრაციის დაკლებასთან დაკავშირებით. ამიტომ მაღალმთიან პირობებში ცხოვრება მოითხოვს ხანგრძლივ აკლიმატიზაციას. მიუხედავად ამისა ბოლივიის, პერუს და მექსიკის ბევრი დიდი ქალაქი განლაგებულია 3000-4000 მეტრ სიმაღლეებზე, ხოლო სასოფლო დასახლებები და მიწათმოქმედება მთებში გავრცელებულია 4000-5000 მ სიმაღლეებამდე.

3.2. რელიეფის გავლენა მზის რადიაციაზე

მთის პირობებში მზის რადიაციის ნაკადები ადგილის სიმაღლის მიხედვით იზრდება, რაც გამოწვეულია ატმოსფეროში მზის სხივის მიერ გავლილი გზის შემცირებით, და აგრეთვე სიმაღლის მიხედვით ჰაერის სიმკვრივის და ტენშემცველობის, ღრუბლიანობის და ატმოსფერული აეროზოლების შემცირებით (ცხრილი 3.2.1).

ცხრილი 3.2.1. მზის რადიაციის მდგენელები საქართველოს სხვადასხვა პუნქტებში. კვად/სმ²

პუნქტი	სიმაღლე, მ	პირდაპირი	გაბნეული	ჯამური	არეკვლილი	ალბედო %
სენაკი	40	64	54	118	28	23
სოხუმი	116	70	52	122	28	23
ანასეული	158	62	53	115	26	23
თბილისი	403	72	49	121	22	18
თელავი	568	76	54	130	29	23
სკრა	607	82	54	136	31	23
წალკა	1457	67	54	121	30	25
ყაზბეგი	3653	79	74	153	85	55

როგორც ცხრილში წარმოდგენილი მონაცემები გვიჩვენებს, მზის პირდაპირი რადიაცია მაღალმთაში, ზღვის დონიდან 3-4 კმ სიმაღლეზე დაახლოებით 20 %-ით აღემატება დაბლობებისათვის დამახასიათებელ შესაბამის მნიშვნელობას. უფრო მეტი წილით იზრდება მთებში გაბნეული რადიაცია, თუმცა მოწმენდილი ცის პირობებში ის სიმაღლის მიხედვით კლებულობს, რაც აიხსნება დიდ სიმაღლეებზე ღრუბლების და აეროზოლური ნაწილაკების შემცირებით. მნიშვნელოვანი ფაქტორი მზის პირდაპირი რადიაციისათვის არის ფერდობის ექსპოზიცია და დახრილობა. მაგალითად საქართველოს პირობებში მზის სხივებისადმი

მართობული ზედაპირი მზის სხივებისადმი ჰორიზონტალურ ზედაპირთან შედარებით წლის განმავლობაში საშუალოდ ორჯერ მეტ პირდაპირ რადიაციას ღებულობს.

მზის ჯამური რადიაცია აგრეთვე იზრდება სიმაღლის მიხედვით. მისი ცვლილება საქართველოს პირობებში აღიწერება შემდეგი სახის წრფივი კანონით:

$$Q(H)=Q(0)+kH, \quad (3.2.1.)$$

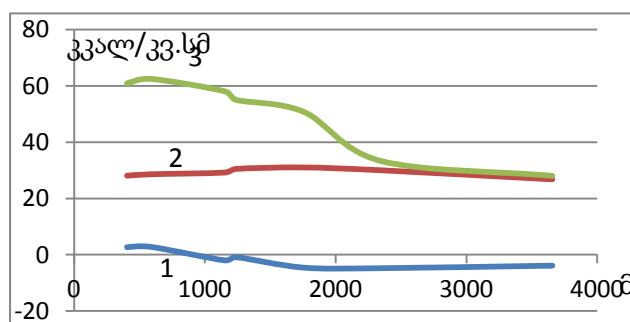
სადაც H-სიმაღლეა ზღვის დონედან მეტრებში, Q(H) - ჯამური რადიაციაა H სიმაღლეზე, Q(0) - ჯამური რადიაციაა ექსტრაპოლირებული ზღვის დონეზე, k -კოეფიციენტი. საქართველოს განსხვავებულ გეოგრაფიულ პირობებში განტოლების სტატისტიკური პარამეტრები წარმოდგენილია ცხრილში 3.2.2.

ცხრილი 3.2.2. სტატისტიკური პარამეტრები (3.2.1.) 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

ცხრილში 3.2.2 წარმოდგენილი სტატისტიკური პარამეტრების გამოყენებით ჩატარებული მარტივი გაანგარიშებების საფუძველზე შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში, ზღვის დონედან 4-5 კმ სიმაღლეზე წლიური ჯამური რადიაცია აღემატება 160-170 კკალ/სმ²-ს, საქართველოს სამხრეთ მთიანეთში ჯამური რადიაცია არ აღემატება 140-160 კკალ/სმ²-ს, აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში შეადგენს 120-130 კკალ/სმ²-ს, ხოლო კოლხეთის ბარში არ აღემატება 120 კკალ/სმ²-ს.

მზის პირდაპირი რადიაცია შთანთქმევა და აირეკლება დედამიწის ზედაპირიდან მისი ალბედოს მნიშვნელობისაგან დამოკიდებულებით. თოვლის საფარის ალბედო, რომელიც დამახასიათებელია მთებისთვის, საკმაოდ მაღალია და ახლადმოსული თოვლისთვის ხშირად აღემატება 70 %-ს. ამიტომ სიმაღლის მიხედვით არეკვლილი რადიაცია მატულობს, ხოლო შთანთქმული რადიაცია კი კლებულობს. ამიტომ რადიაციული ბალანსი მთებში ნაკლებია, ვიდრე დაბლობ რაიონებში. სწორედ ეს განსაზღვრავს უპირველეს ყოვლისა ტემპერატურის განაწილებას მთიან რეგიონებში.



ნახ. 3.2.1 რადიაციული ბალანსის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით აღმოსავლეთ საქართველოში: 1- ზამთარი; 2- ზაფხული; 3- წელი

ნახ. 3.2.1-დან ჩანს, რომ წლიური რადიაციული ბალანსი სიმაღლის მიხედვით 1200-1300 მ სიმაღლეებამდე მცირედ კლებულობს, მისი განსაკუთრებით სწრაფი კლება 1900-2500 მკ სიმაღლეთა ინტერვალში აღინიშნება. შემდეგ კი კვლავ მცირე გრადიენტით კლებულობს. ზაფხულის განმავლობაში რადიაციული ბალანსის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ნაკლებად არის გამოხატული, ზამთარში კი ზღვის დონედან 1000 მ-ის მაღლა რადიაციული ბალანსი უარყოფითია და 2500 მ სიმაღლის ზემოთ წლიური რადიაციული ბალანსი მთლიანად განისაზღვრება ზაფხულის პერიოდის რადიაციული ბალანსით.

3.2. რელიეფის გავლენა ჰაერის ტემპერატურაზე

ჰაერის გათბობა ნიადაგიდან. 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 შენდგომი კონდენსაციის გზით.

ჩამოთვლილი პროცესებიდან წამყვანი როლი ეკუთვნის ტურბულენტურ შერევას და სითბურ კონვექციას. ძირითადად ამ პროცესების გავლენით ყალიბდება ნიადაგის და ატმოსფეროს ტემპერატურათა თანაფარდობა, რაც წრფივი ფუნქციით გამოისახება:

$$T_{\text{ჰ}} = kT_{\text{ნ}} + T_{\text{ჰ}_0} \quad 3.3.1.$$

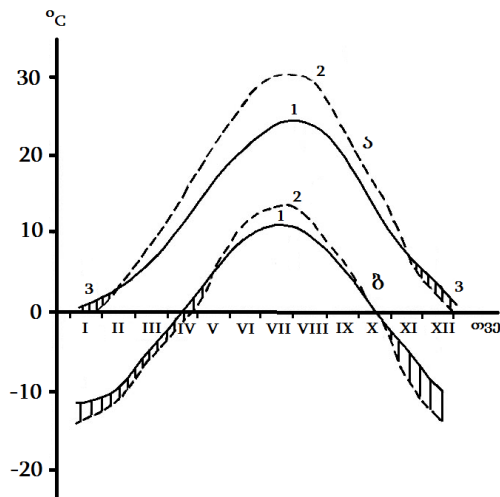
სადაც $T_{\text{ჰ}}$ -ჰაერის ტემპერატურაა, $T_{\text{ნ}}$ -ნიადაგის ტემპერატურაა, k -კოეფიციენტი, ხოლო $T_{\text{ჰ}_0}$ – ჰაერის ტემპერატურაა, როდესაც ნიადაგის ტემპერატურა ნულის ტოლია. ფორმულის პარამეტრები საქართველოს პირობებისათვის წარმოდგენილია ცხრილი 3.3.1-ში.

ცხრილი 3.3.1. პარამეტრები (3.3.1) ფორმულისათვის

პარამეტრი	თვეები			
	I	IV	VII	X
k	0,85	0,86	1,04	1,00
$T_{\text{ჰ}_0}$	0,72	-0,85	-5,70	-0,98

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.3.3.1.-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. ანალოგიური

მდგომარეობაა ყველგან საქართველოს ბარში და მთისწინეთში. ხოლო წნორში, რუსთავში, მარნეულში, სამგორში, იორმულანლოში და სხვა თბილი მშრალი ჰავისა და ნიადაგების პირობებში უარყოფით სითბოცვლა საერთოდ არ აღინიშნება. ჯვრის უღელტეხილზე, ზღვის დონედან 2395 მ სიმაღლეზე, ჰაერი თბება ხანმოკლე პერიოდის განმავლობაში-მაისის დასასრულიდან ოქტომბრის დასასრულამდე, წლის უმეტესი დროის განმავლობაში კი



გაბატონებულია უარყოფითი სითბოცვლა. ასეთი განსხვავებანი ნიადაგ-ატმოსფეროს სისტემის თერმული რეჟიმის ჩამოყალიბებაში განპირობებულია ადგილის სიმაღლის, რელიეფის ფორმის და ნიადაგების განსხვავებული სითბური თვისებებით.

ნახ.3.3.1. ჰაერის (1) და ნიადაგის ზედაპირის (2) ტემპერატურების წლიური სვლა თბილისში (ა) და ჯვრის უღელტეხილზე(ბ); 3- უარყოფითი სითბოცვლა

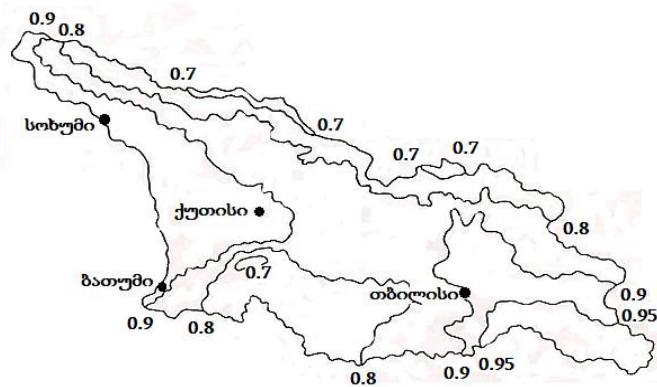
ნიადაგსა და ატმოსფეროს შორის დადებითი და უარყოფითი სითბოცვლის პერიოდების ცვლილება სიმაღლის და ნიადაგის ტიპის მიხედვით კარგად ჩანს აჭარის პუნქტების მონაცემებით შედგენილი ცხრილიდან 3.3.2.

ცხრილი 3.3.2. ნიადაგსა და ატმოსფეროს შორის დადებითი და უარყოფითი სითბოცვლის პერიოდები

პუნქტი	სიმაღლე, მ	ნიადაგის ტიპი	დადებითი სითბოცვლა	უარყოფითი სითბოცვლა
ბათუმი	5	ალუვიური უკარბონატო	მარტი-ოქტომბერი	ნოემბერი-თებერვალი
ჭარნალი	310	ალუვიური უკარბონატო	აპრილი-სექტემბერი	ოქტომბერი-მარტი
მახინჯაური	15	წითელმიწა	მარტი-ოქტომბერი	ნოემბერი-თებერვალი
ჩაქვა	30	წითელმიწა	მარტი-სექტემბერი	ოქტომბერი-თებერვალი
ცეცხლაური	82	წითელმიწა	აპრილი-ოქტომბერი	ნოემბერი-მარტი
ალამბარი	192	წითელმიწა	აპრილი-სექტემბერი	ოქტომბერი-მარტი

ქობულეთი	7	შლამიანი ჭაობის	აპრილი-ნოემბერი	დეკემბერი-მარტი
ქედა	256	ტყის მურა	აპრილი-სექტემბერი	ოქტომბერი-მარტი
ხულო	923	ტყის მურა	მარტი-ოქტომბერი	ნოემბერი-თებერვალი

ცხრილი 3.3.2 - დან ჩანს, რომ ნიადაგსა და ატმოსფეროს შორის დადებითი და უარყოფითი სითბოცვლის პერიოდების დადგომაში გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს როგორც ადგილის სიმაღლეს, ისე ნიადაგის ტიპს, თუმცა ზოგჯერ მეორე ფაქტორის როლი ჭარბობს. მაგალითად, აჭარის მთიან ზონაში (ხულო) დადებითი სითბოცვლის პერიოდი 8 თვის განმავლობაში გრძელდება, მარტიდან ოქტომბრის ჩათვლით, ხოლო შავი ზღვის სანაპიროზე (ჩაქვა) და აგრეთვე შედარებით დაბალ ადგილებში 7 თვის განმავლობაში გრძელდება. ხულოში დადებითი სითბოცვლის პერიოდის დიდი ხანგრძლივობა ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტის მაღალი მნიშვნელობით აიხსნება. ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტი წარმოადგენს ნიადაგის ზედაპირზე უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობის შეფარდებას ასეთივე პერიოდის ხანგრძლივობასთან ჰაერში (ნახ. 3.3.2).



ნახ. 3.3.2. ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტი

უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა ნიადაგის ზედაპირზე ნაკლებია ასეთივე პერიოდის ხანგრძლივობაზე ჰაერში. მათი შეფარდება საქართველოს ტერიტორიაზე იცვლება 0.65-0.95 ფარგლებში. ის ახასიათებს ნიადაგის გათბობის სიჩქარეს და ამიტომაც მას ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტს უწოდებენ.

როგორც ნახ. 3.3.2-დან ჩანს, ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტი შავი ზღვის სანაპიროზე დაახლოებით 0.9-ს ტოლია, კოლხეთის დაბლობზე რამდენადმე იზრდება, ხოლო უდიდეს მნიშვნელობებს აღმოსავლეთ საქართველოს სტეპებში და ნახევრადუდაბნოებში აღწევს (0.95 და მეტი). მთებში ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტი კლებულობს და კავკასიონზე 0.8-ზე ნაკლებია, ხოლო უმცირეს მნიშვნელობას (0.7-ზე ნაკლები) დასავლეთ საქართველოს ყველაზე ტენიან რაიონებში და გლაციალურ-ნივალურ ზონაში ღებულობს. ნიადაგის გათბობის კოეფიციენტი კარგად ახასიათებს ტერიტორიის ძირითად კლიმატურ თავისებურებებს. სწორედ გათბობის კოეფიციენტის შესაბამისად ნიადაგის ზედაპირის ყველაზე მაღალი ტემპერატურები ზაფხულში აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში და კოლხეთის დაბლობზე აღინიშნება.

ნიადაგიდან გამთბარი ჰაერის ტემპერატურა დანაწევრებული რელიეფის პირობებში დამოკიდებულია მრავალ ფაქტორზე-ადგილის სიმაღლე ზღვის დონედან, ექსპოზიცია, რელიეფის ფორმა და სხვა. მათ შორის წამყვანი როლი ადგილის სიმაღლეს მიეკუთვნება.

ადგილის სიმაღლე. სიმაღლის მიხედვით რადიაციული ბალანსის შემცირება განაპირობებს როგორც ნიადაგის, ისე ჰაერის ტემპერატურის შემცირებას. ეს კარგად ჩანს ცხრილიდან 3.3.3., სადაც წარმოდგენილია ჰაერის ტემპერატურის საშუალო მნიშვნელობები სტანდარტული სიმაღლეებისათვის საქართველოს ორ განსხვავებულ კლიმატურ ოლქში.

ცხრილი 3.3.3. ჰაერის ტემპერატურის საშუალო მნიშვნელობები სტანდარტული სიმაღლეებისათვის საქართველოს ორ განსხვავებულ კლიმატურ ოლქში °C

ოლქი	სიმაღლე, მ	თვეები											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
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

ცხრილიდან ჩანს, რომ სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურა კანონზომიერად კლებულობს, თუმცა მათი მნიშვნელობები დასავლეთ და აღმოსავლეთ საქართველოში განსხვავებულია. კერძოდ, ერთი და იგივე სიმაღლეებზე დასავლეთ საქართველოში ზამთარი უფრო თბილია და ზაფხული გრილი ვიდრე აღმოსავლეთში, რაც შავი ზღვის გავლენით აიხსნება

ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ხასიათდება ვერტიკალური ტემპერატურული გრადიენტით, რაც წარმოადგენს ტემპერატურის ცვლილებას ყოველ 100 მ სიმაღლეზე. ვერტიკალური გრადიენტი დამოკიდებულია წლის და დღე-ღამის დროზე, ჰაერის მასაზე, რელიეფის ფორმაზე და სხვა ფაქტორებზე. გრადიენტის საშუალო მნიშვნელობა უდრის 0,6° C/100 მ. ზამთარში და დღისით გრადიენტი ნაკლებია, ვიდრე ზაფხულში და ღამით. დღისით ყოველთვის დადებითია, განსაკუთრებით ზაფხულში ხმელეთზე. მოწმენდილი ამინდის პირობებში ის რამოდენიმე ათეულჯერ მეტია, ვიდრე მოღრუბლულ ამინდში. ქარი ამცირებს გრადიენტის მნიშვნელობას, რადგანაც ჰაერის შერევისას მისი ტემპერატურა სხვადასხვა სიმაღლეებზე თანაბრდება. გრადიენტი მცირდება აგრეთვე ღრუბლიანობის და ნალექების პირობებში.

ვერტიკალურ ტემპერატურულ გრადიენტს რეგიონალური ხასიათი გააჩნია. საქართველოს პირობებში მის 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 (ცხრილი 3.3.4).

ცხრილი 3.3.4. ტემპერატურის გრადიენტის წლიურ სვლა, °C 100მ

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
მტკვრის 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
ცენტრალური 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
აღმოსავლეთ 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

ტემპერატურის მაქსიმალური გრადიენტები აღინიშნება წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში დასავლეთ საქართველოში 800-1000 და 1400-1600მ სიმაღლეებზე, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში - 1700 მ-ზე მაღლა. მინიმალური გრადიენტები დაიკვირვება წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში. ეს აიხსნება ზამთრის თვეებში აღმოსავლეთ საქართველოში გაბატონებული ინტენსიური ეფექტური გამოსხივებითა და ტემპერატურული ინვერსიებით, ანუ სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის ზრდით, რაც დამახასიათებელია ატმოსფეროს ანტიციკლონალური მდგომარეობისათვის. ამ დროს სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურა კი არ იკლებს, არამედ იზრდება. ეს პროცესები იმდენად მძლავრია, რომ ჰაერის ტემპერატურა 1000-1200 მ სიმაღლის ფენაში მრავალწლიურ რეჟიმშიც კი აღემატება მის ქვემოთ განლაგებულ ფენების ტემპერატურას. კოლხეთის ბარში ინვერსია წარმოიქმნება გაზაფხულზე, რაც გამოწვეულია ზღვის ზედაპირზე ჩამოყალიბებული ჰაერის მასების ადვექციით ზამთრის განმავლობაში გაციებულ ხმელეთის ზედაპირზე. თბილი ნაკადის ქვედა ფენები სითბოს ნაწილს გადასცემენ ქვეფენილ ზედაპირს და ცივდებიან უფრო მეტად, ვიდრე ზედა ფენების ტემპერატურაა (ცხრილი 3.3.5).

ცხრილი 3.3.5. ინვერსიული ფენების მახასიათებლები

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

ამრიგად, მიუხედავად იმისა, რომ ჰაერის ტემპერატურის სიმაღლის მიხედვით ცვლილება წრფივ კანონზომიერებას ექვემდებარება, ხშირად ინვერსიული მოვლენების გამო ეს კანონზომიერება ირღვევა. ეს მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ტემპერატურის განაწილების

ხასიათზე და ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით მარტივი წრფივი ფუნქციით ვედარ აღიწერება.

ფერდობის გავლენა. ტემპერატურის ცვლილებაზე ადგილის სიმაღლის გავლენის შეფასების დროს ხშირად არ მიიღება მხედველობაში თვით სადგურების ადგილმდებარეობა. რაიმე მაკროფერდობზე განლაგებული სადგურები სიმაღლის გარდა განსხვავდებიან რელიეფის სხვა მორფომეტრიული პარამეტრებითაც, უპირველეს ყოვლისა მაკროფერდობის დახრილობით, ამიტომ ტემპერატურის რეალური ვერტიკალური გრადიენტი შეიძლება წარმოდგენილ იქნას მისი მდგენელების საშუალებით:

$$\gamma = \gamma(0) + \gamma(1) \text{ ctg } \alpha, \quad 3.3.2$$

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

ცხრილი 3.3.6. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის მდგენელები

დასავლეთ კავკასიონი		აღმოსავლეთ კავკასიონი	
იანვარი	ივლისი	იანვარი	ივლისი
ვერტიკალური მდგენელი °C / 100მ			
0.50-0.52	0.53-0.55	0.50-0.54	0.62-0.66
განედური მდგენელი °C/100კმ			
1.0-1.1	2.0-2.3	1.0	2.0-2.2

თუ გავითვალისწინებთ, რომ ტემპერატურის საშუალო პლანეტარული გრადიენტი ყოველ 100კმ -ზე 0.5° C შეადგენს, მაშინ წარმოდგენილი ცხრილის მონაცემებიდან გამომდინარე, კავკასიონის მთების მასიურობის გავლენა ზამთარში განისაზღვრება 0.5-0.6° C სიდიდით, ხოლო ზაფხულში 1.5-1.7°C სიდიდით ყოველ 100კმ-ზე.

რელიეფის ფორმა. ჰაერის ტემპერატურაზე არსებით გავლენას ახდენს რელიეფის ფორმა. ტემპერატურის ცვლილების ხასიათი რელიეფის ფორმისაგან დამოკიდებულებით შეესაბამება ა. ვოეიკოვის კანონს, რომლის თანახმადაც რელიეფის დადებითი ფორმები ამცირებენ ტემპერატურის დღეღამურ (აგრეთვე წლიურ) ამპლიტუდას, ხოლო უარყოფითი ფორმები ზრდიან იმავე ამპლიტუდას. ამ კანონს კარგად შეესაბამება ცხრილში 3.3.7 წარმოდგენილი მონაცემები საქართველის პირობებისათვის. ცხრილის თანახმად ზამთარში ზეგნები და ზღვისპირა დაბლობები 1-2^o-ით თბილია, ვიდრე მთის ფერდობები, ქვაბურები და მთათაშორისი ვაკეები. გაზაფხულის განმავლობაში განსაკუთრებით სწრაფად თბება ქვაბურები, და ზაფხულში აქ ტემპერატურა 0.5-1.5^o-ით მეტია, ვიდრე რელიეფის სხვა ფორმებში. ზაფხულის ტემპერატურები მინიმალურია მთის ფერდობებზე და ზეგნებზე, ხოლო რამდენადმე მაღალია მთათაშორის ვაკეებზე და ზღვისპირა დაბლობებზე.

ცხრილი 3.3.7. ზღვის დონეზე, 42^o განედზე და 43^o გრძედზე დაყვანილი ჰაერის საშუალო ტემპერატურები. °C

რელიეფი	თვეები
---------	--------

	I	IV	VII	X
მთის ფერდობი, სამხრეთის ექსპოზიცია, დახრილობა 6-8°	3.5	15.8	28.2	16.4
მთის ფერდობი, ჩრდილოეთის ექსპოზიცია, დახრილობა 3-7°	3.3	15.3	27.5	16.1
ზეგანი	4.6	16.0	28.1	17.0
ქვაბული	3.3	16.9	29.3	16.6
მთათაშორისი ბარი	2.8	15.8	28.6	16.2
ზღვისპირა დაბლობი	5.3	16.6	28.4	17.5

მორფომეტრიული ფაქტორების კომპლექსი. ცხადია, რომ ტემპერატურის ველის ფორმირებაზე, ზემოდ განხილული ფაქტორების გარდა, მოქმედებს რელიეფის სხვა მახასიათებლებიც, ანუ რელიეფის მთელი კომპლექსი თავისი ჰორიზონტალური, თუ ვერტიკალური დანაწევრებით. დადგენილია რელიეფის ყველაზე ინფორმატიული მორფომეტრიული მახასიათებლები, რომლებიც ცალსახად განსაზღვრავენ მეტეოროლოგიური სადგურის მდებარეობას მთის სისტემაში, რის საფუძველზეც მიღებული რეგრესიის განტოლებების საშუალებით აიხსნა ტემპერატურის ველის ფორმირებაზე რელიეფის მორფომეტრიული ფაქტორების გავლენის მექანიზმი და შეფასდა ტემპერატურის ფონური მნიშვნელობები ადგილის მაკრომდებარეობის, ჰორიზონტალური დანაწევრების, რელიეფის ფორმის და სხვა ფაქტორების გათვალისწინებით.

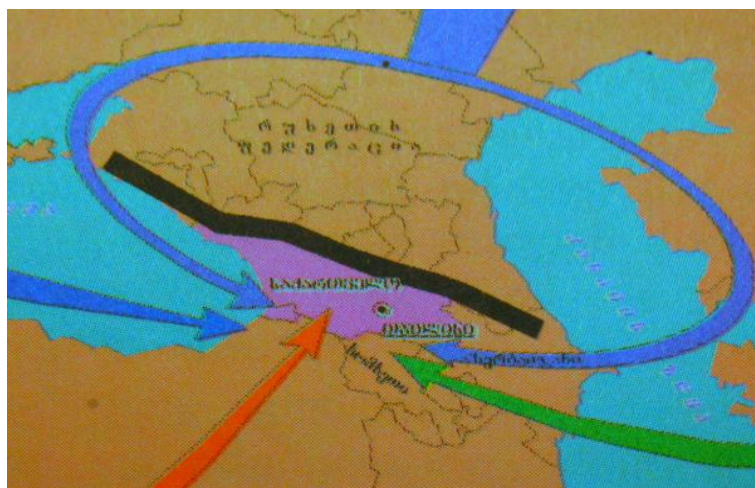
მორფომეტრიული ფაქტორების გავლენა ტემპერატორაზე განსხვავებულია წლის სეზონების მიხედვით. ზამთარში განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს რელიეფის ფორმას და ეკრანირებას, რაც ზამთრისათვის დამახასიათებელი ამინდის პირობებით აიხსნება. ზამთარში ამინდის ჩამოყალიბებაში მთავარი როლი ფრონტალურ პროცესს მიეკუთვნება, რომელიც შემოიჭრება დასავლეთიდან, ან აღმოსავლეთიდან. ამ დროს სხვა თანაბარ პირობებში, ვიწრო ხეობა 0.5-1.5⁰-ით თბილია გაშლილ ველზე, ხოლო ეს უკანასკნელი 0.5-1.5⁰-ით თბილია ქვაბულზე. ზაფხულის ტემპერატურის ფორმირებაზე მრავალი მორფომეტრიული ფაქტორი მოქმედებს, რაც შიდამასიური პროცესების გახშირებით აიხსნება.

ამ დროს მნიშვნელოვანი წილი მთის სისტემის ფარგლებში მდებარეობას მიეკუთვნება. მთის სისტემის საზღვრიდან ყოველ 100კმ სიღრმეში ტემპერატურა საშუალოდ 2⁰-ით იზრდება. ხეობის ზემო წელი 10⁰-ით ცივია ქვემო წელზე, რელიეფის უარყოფითი ფორმები 2⁰-ით თბილია რელიეფის დადებით ფორმებზე, დახურული ხეობა 0.5-1⁰-ით ცივია ღია ველზე, ხოლო ეს უკანასკნელი ასეთივე სიდიდით ცივია ქვაბულზე. ტემპერატურაზე მოქმედებს აგრეთვე ადგილის ეკრანირება, კერძოდ ჩრდილოეთიდან და აღმოსავლეთიდან ეკრანირების შემთხვევაში ფერხდება ცივი ჰაერის მასების შემოჭრა. წლის გარდამავალ სეზონებში იზრდება ხეობის გასწვრივ ღერძზე მდებარეობის როლი, რაც ამ დროს მთა-ხეობის ცირკულაციის გააქტიურებით აიხსნება. ტემპერატურა ხეობის ზემო წელში დაახლოებით 7⁰-ით ნაკლებია, ვიდრე ქვემო წელში.

3.3. რელიეფის გავლენა ატმოსფეროს ცირკულაციაზე

ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის სეზონური თავისებურებების ჩამოყალიბებაში დიდ როლს ასრულებს ქვეფენილი ზედაპირი. ხმელეთი დედამიწის ნახევარსფეროებში უთანაბროდ არის განაწილებული: მას ფართობის 39.3% უკავია ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, ხოლო 19,1 % უკავია სამხრეთ ნახევარსფეროში. ამასთან ეკვატორულ ზონაში მატერიკებს დაახლოებით თანაბარი ტერიტორია უკავიათ ორივე ნახევარსფეროში, ხოლო მაღალ და საშუალო განედებში სხვაობა მნიშვნელოვანია. განსაკუთრებით აღსანიშნავია, რომ სამხრეთ ნახევარსფეროში ანტარქტიდის საშუალებით 80-90° განედებში ხმელეთს უკავია ფართობის 100 %, ხოლო 40-60° განედებში - მხოლოდ 4 %-მდე. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში შესაბამისად გვაქვს 0-20 % და 44-61 %. მატერიკებს აქვთ რთული მოხაზულობა, მთის სისტემები აიძულებენ ჰაერის ნაკადებს შეიცვალონ მიმართულება, ამას თავისი კორექტივები შეაქვს ატმოსფეროს ზოგად ცირკულაციაში. ეს გავლენა ვრცელდება მთელ ტროპოსფეროზე ტურბულენტური შერევის გზით. ამრიგად, ცირკულაციის ხასიათზე დიდ გავლენას ახდენს ქვეფენილი ზედაპირის რელიეფი.

რელიეფის გავლენა ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებზე კარგად არის გამოხატული კავკასიონის მაგალითზე. კავკასიონის ძირითადი ქედების მიმართულებანი პრაქტიკულად განსაზღვრავენ ჰაერის მასების გადაადგილებათა ტრაექტორიებს. მაგალითად კავკასიონის ქედის გავლენით გაბატონებულია დასავლეთის და აღმოსავლეთის მიმართულების შემოჭრები. სწორედ ჰაერის მასების ამ ორი მიმართულებიდან შემოჭრასთან არის დაკავშირებული ამინდის მკვეთრი ცვლილებები, როგორც საქართველოში, ისე მთლიანად ამიერკავკასიაში. კავკასიონის მთავარი ქედი ხშირად გადაულახავი წინაღობაა ჩრდილოეთიდან წამოსული ჰაერის მასებისათვის, სამხრეთიდან წამოსული ჰაერის მასები კი მცირე კავკასიონზე სუსტდებიან და თავისუფლად ვრცელდებიან უმთავრესად ატმოსფეროს მაღალ ფენებში. ეს ყველაფერი კარგად ჩანს ნახ.3.4.1-ზე წარმოდგენილ ჰაერის მასების შემოჭრების სქემატურ რუკაზე.



ნახ. 3.4.1. კავკასიონის გავლენა ჰაერის ცირკულაციაზე

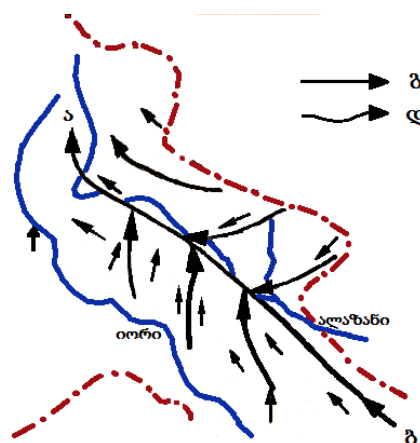
მთის დანაწევრებული რელიეფის უთანაბრო გათბობის შედეგად წარმოიქმნება თერმული ქარები, მათ შორის მთა-ხეობის ქარი, ფიონი და ბორა.

მთა-ხეობის ქარი (მთა-ბარის ქარი) წარმოადგენს ერთი და იგივე სიმაღლეზე ფერდობისა და თავისუფალი ატმოსფეროს არათანაბარი გათბობა-გაციების 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 დღელამური პერიოდულობით ხასიათდება. მთა-ხეობის 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 გამოხატული ალპებში, კავკასიაში, ტიან-შანში, პამირში და სხვა მთიან ქვეყნებში, უმთავრესად წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში. მათი ვერტიკალური სიმძლავრე დაახლოებით ქედების საშუალო სიმაღლეს უდრის. მათი სიჩქარე ხშირად აღწევს 10 მ/წმ-ს და უფრო მეტს. მთა-ხეობის ქარები კარგად არის განვითარებული საქართველოში. მთა-ხეობის ცირკულაცია აღინიშნება კავკასიონის მაღალმთიან და საშუალომთიან ზონაში. დასავლეთ საქართველოს მთიან რაიონებში მთა-ხეობის ქარები მთელი წლის განმავლობაშია. ამასთან, წლის თბილ პერიოდში ხეობის ქარი სადამოს საათებშიც მოქმედებს და მისი განმეორადობა საკმარისად დიდია. 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 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 დღელამის განმავლობაში მიმართულია მყინვარიდან ხეობისკენ. ამიტომ ქარიც ამ შემთხვევაში ქრის მყინვარიდან ხეობისკენ. ასე წარმოიშობა მყინვარული ქარი.

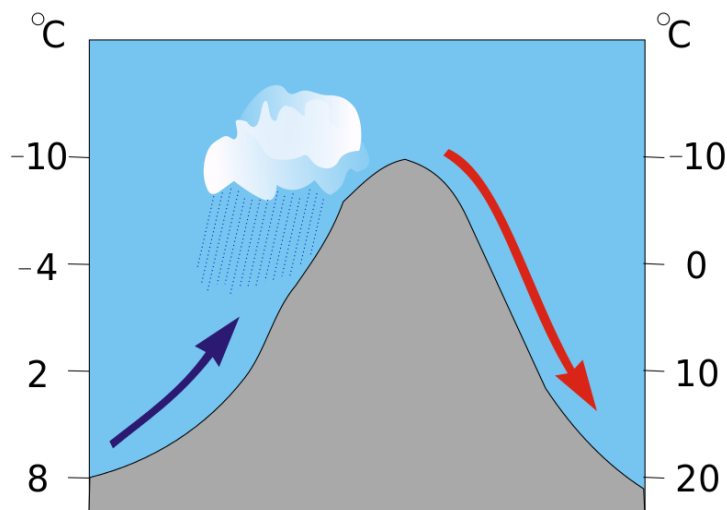
ჰაერის განსაკუთრებული ცირკულაცია იქმნება აღმოსავლეთ საქართველოს ზოგიერთ ხეობაში. ჰაერის დინება წლის სეზონისა და დღელამის დროის მიუხედავად, განსაკუთრებით წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში, უმთავრესად მიმართულია ხეობისკენ, ხოლო ხეობის გასწვრივ მოძრაობს ქვემოდან ზემოდ მთისკენ. ეს შეიძლება აიხსნას ინტენსიური აღმავალი მოძრაობებით, რაც კონვექციური პროცესების განვითარების, გროვა ღრუბლების ფორმირების და თავსხმა ნალექების, მათ შორის სეტყვის, მოსვლის ერთერთი მიზეზია (ნახ.3.4.2).



ნახ.3.4.2. ქარის ვექტორის მოდული და ბმომართულება (გ) და დენათა ხაზები (დ) ალაზნის ველზე

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

ფიონი გერმანული წარმოშობის სიტყვაა, ლათინურად ნიშნავს თბილ დასავლეთის ქარს. ეს არის თბილი, მშრალი ქარი, რომელიც დროდადრო უბერავს მთებიდან ხეობებისაკენ. ფიონის დროს ჰაერის ტემპერატურა მნიშვნელოვნად და სწრაფად იზრდება, ხოლო შეფარდებითი სინოტივე მკვეთრად ეცემა, ზოგჯერ 10-20%-მდეც. ფიონის დაწყების დროს შეიმჩნევა ტემპერატურის მკვეთრი და სწრაფი რყევა, ასევე აღინიშნება შეფარდებითი სინოტივის რყევადობა, როდესაც ხდება ხეობაში განლაგებული ფიონის თბილი ჰაერის შერევა ცივ ჰაერთან. ფიონი გრძელდება რამდენიმე საათიდან რამდენიმე დღემდე. ფიონები ხშირია ალპებში, კავკასიაში, ტიან-შანში, პამირში, იაკუტიაში, კლდოვან მთებში, გრენლანდიაში და სხვა მრავალ მთათა სისტემაში. წლის განმავლობაში საშუალოდ თბილისში აღინიშნება 45, ქუთაისში -114, ვლადიკავკაზში -36, ინსბრუკში (ავსტრია) -75 დღე ფიონით



ნახ. 3.4.3. ფიონის წარმოშობის სქემა

ფიონის წარმოშობას კარგად ხსნის ნახ. 3.4.3-ზე წარმოდგენილი სქემა. სქემიდან ჩანს, რომ ფერდობზე აღმავალი ჰაერის ტემპერატურა მის ძირში 8⁰-ს შეადგენს, ხოლო მწვერვალთან მიწუს 10⁰-მდე ეცემა. საწინააღმდეგო ფერდობზე გადასვლის დროს ჰაერი ძირს ეშვება და ხახუნის ძალების გავლენით თბება 20⁰-მდე.

ფიონი შეიძლება წარმოიქმნას ნებისმიერ მთათა სისტემაში, თუ ჰაერის ზოგადი ცირკულაციის დინება კვეთს საკმაო სიმაღლის ქედებს. ქარზურგა ფერდობზე ჰაერი ეშვება ძირს, ხოლო შექმნილ გაიშვიათებულ სივრცეს იკავებს ზემოდან განლაგებული ჰაერი. დაშვების დროს ჰაერი განიცდის ადიაბატურ გათბობას და ტემპერატურა იზრდება. ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი მშრალ ადიაბატურზე ნაკლებია ანუ ნაკლებია 1⁰ C/100 მ-ზე. ტემპერატურის ზრდასთან ერთად მნიშვნელოვნად იკლებს შეფარდებითი სინოტივე. ხანგრძლივი და ინტენსიური ფიონი იწვევს თოვლის სწრაფ დნობას მთებში. ზაფხულის ფიონი მაღალი ტემპერატურისა და სიმშრალის გამო დამლუპველად მოქმედებს მცენარეულობაზე, იწვევს ხეების ფოთლების გახმობას და ცვენას. ფიონი აღინიშნება არქტიკულ ჰაერშიც, თუ კი, მაგალითად არქტიკული ჰაერი გადალახავს ალპებს, ან კავკასიონს და დაეშვება სამხრეთის ფერდობებზე. გრენლანდიაშიც კი ჰაერის დადმასვლა 3- კმ-ანი სიმაღლის ყინულის პლატოზე იწვევს ტემპერატურის ძლიერ მომატებას. ისლანდიაში ფიონების დროს სულ რამოდენიმე საათში აღინიშნებოდა ტემპერატურის მატება თითქმის 30⁰ C-ით.

ფიონური ქარები ხშირია დასავლეთ საქართველოში. ქუთაისსა და წყალტუბოში აღინიშნება 100-120 დღე ფიონით. მათი სიჩქარე ხშირად 20 მ/წმ-ს აღემატება, ხოლო ვერტიკალური სიმძლავრე-1-2 კმ-ს აღწევს. შ. ჯავახიშვილის მონაცემებით ფიონების მოქმედებით დასავლეთ საქართველოში ჰაერის ტემპერატურამ რამდენიმე საათში შეიძლება 10-20° C -ით მოიმატოს, ხოლო შეფარდებითი სინოტივე 10-50 %-ით დაეცეს. ქარის სიჩქარე დიდია და ხშირად 40 კმ/წმ-ს აღწევს. დასავლეთ საქართველოში ფიონის წარმოქმნის საუკეთესო დრო წლის ცივი პერიოდია, თუმცა იშვიათად ფიონი თბილ პერიოდშიც აღინიშნება. ფიონის დროს ჰაერი სუფთაა, ხილვადობა კი კარგი. ყოველივე ამის გამო სამედიცინო კლიმატოლოგიის თვალსაზრისით ის უარყოფით გავლენას ახდენს ადამიანის ორგანიზმზე - იწვევს უსიამოვნო შეგრძნებას, თავის ტკივილს, მხუთვარების შეგრძნებას, უარყოფითად მოქმედებს ჯანმრთელობაზე.

ბორა იტალიური სიტყვაა, ნიშნავს ჩრდილოეთის ქარს. ცნობილია როგორც ძლიერი ადგილობრივი ქარი, რომელიც წარმოიქმნება უმთავრესად წლის ცივ პერიოდში, როდესაც ცივი ჰაერის ნაკადს გზაზე ეღობება მთა, გადალახვის შემდეგ ის დიდი ენერგიით წნევის გრადიენტისა და სიმძიმის ძალის გავლენით სწრაფად ეშვება ქედის ქარზურგა კალთაზე თბილი ზღვის ნაპირისაკენ ისე, რომ ვერ ასწრებს ადიაბატურად გათბობას. ქარის სიჩქარე ამ დროს დაახლოებით 40 მ/წმ აღწევს. ბორა ეშვება რა სანაპიროზე მკვეთრ აცივებას იწვევს. მისი ვერტიკალური ზომები რამოდენიმე ასეულ მეტრს აღწევს.

როგორც წესი ბორა ვრცელდება შედარებით მცირე ტერიტორიაზე, სადაც დაბალი მთები ესაზღვრება ზღვას. ბორა ხშირია ადრიატიკის სანაპიროზე, ახალ მიწაზე, ბაიკალთან, მექსიკის ყურეში, ხმელთაშუა ზღვისპირეთში, კავკასიაში — შავი ზღვისპირეთის ჩრდილოეთში. თავისი სიმძლიერით ცნობილია ნოვოროსიისკის ბორა, რომელიც წელიწადში საშუალოდ 40 დღის განმავლობაში აღინიშნება და სიჩქარე 60 მ/წმ აღწევს. ბორას გამოჩენამდე მთის მწვერვალებთან ფიქსირდება ხშირი ღრუბლები. თავდაპირველად ქარი ძალიან არამდგრადია, შემდეგ თანდათანობით ძლიერდება და იღებს განსაზღვრულ მიმართულებას. 1928 წელს ნოვოროსიისკთან მარკოთხის უღელტეხილზე ბორას დროს დაფიქსირდა მაქსიმალური ქარის სიჩქარე 80 მ/წმ. წყლის ზედაპირზე დაშვებისას ბორა იწვევს შტორმულ ქარს და ზღვის ძლიერ დელვას. ამ დროს მკვეთრად ეცემა ჰაერის ტემპერატურა, რომელიც ბორას დაწყებამდე თბილი ზღვაზე საკმაოდ მაღალი იყო. ბორა საშუალოდ 2-3 დღის განმავლობაში ქრის და ხშირად დიდი ზიანი მოაქვს.

3.4. რელიეფის გავლენა სინოტივეზე

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, ფიზიოლოგიური სინოტივე, ტენშემცველობა, სინოტივის დეფიციტი და სხვ. მთიან რაიონებში ჰაერის სინოტივე რამდენადმე მეტია, ვიდრე იმავე

სიმაღლეებზე თავისუფალ ატმოსფეროში, რადგანაც ამ შემთხვევაში ახლოსაა ტენის წყარო-დედამიწის ზედაპირი.

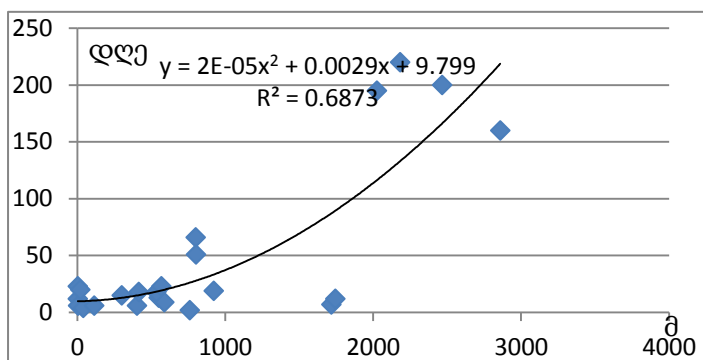
მთებში წყლის ორთქლის პარციალური წნევა სიმაღლის მიხედვით კლებულობს, კლებულობს აგრეთვე ჰაერის აბსოლუტური სინოტივე. ეს აიხსნება ჰაერის წნევის და სიმკვრივის შემცირებით სიმაღლის მიხედვით. ამავე დროს წყლის ორთქლის პარციალური წნევა და სიმკვრივე უფრო სწრაფად კლებულობს ვიდრე ჰაერის წნევა და სიმკვრივე. ეს აიხსნება იმით, რომ წყლის ორთქლით მუდმივად მარაგდება ატმოსფერო ქვემოდან და თანდათან ვრცელდება ზევით, და კონდენსირდება დაბალი ტემპერატურების გამო. სინოტივის შემცირება სიმაღლის მიხედვით მიმდინარეობს სხვადასხვაგვარად, ატმოსფეროს ფიზიკური მდგომარეობიდან გამომდინარე.

წყლის ორთქლის პარციალური წნევის განაწილება მთებში სიმაღლის მიხედვით შეესაბამება ტემპერატურის განაწილებას-მისი უდიდესი მნიშვნელობები დაბლობ რაიონებშია, ხოლო უმცირესი მთებში. საქართველოში პარციალური წნევის მინიმუმი შავი ზღვის სანაპირო ზოლში და დასავლეთ საქართველოში აღინიშნება. ზღვიდან დაშორებისა და ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად წყლის ორთქლის პარციალური წნევა კანონზომიერად კლებულობს. ეს კანონზომიერება შენარჩუნებულია ყველა თვეებისათვის (ცხრილი 3.5.1).

ცხრილი 3.5.1. წყლის ორთქლის პარციალური წნევა სტანდარტულ სიმაღლეებზე ამიერკავკასიაში. ჰექტოპასკალი

სიმაღლე, მ	თვეები											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
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

შეფარდებითი სინოტივის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით მთებში ნაკლებად კანონზომიერია. მთლიანობაში ის კლებულობს, მაგრამ იმ დონეებზე სადაც მიმდინარეობს ნალექწარმოქმნა მომატებულია, ხოლო ტემპერატურის ინვერსიის ფენებში მნიშვნელოვნად კლებულობს. მთებში ხშირია ღრუბლიანობა და ნისლი რადგანაც სიმაღლის ზრდასა და ტემპერატურის კლებასთან ერთად აქტიურდება წყლის ორთქლის კონდენსაციის და სუბლიმაციის პროცესები. ნათქვამს ადასტურებს ნახ. 3.5.1-ზე წარმოდგენილი საშიში ნისლიან დღეთა რიცხვის ცვლილება საქართველოში სიმაღლის მიხედვით, როდესაც ხილვადობის არე არ აღემატება 50 მ-ს.



ნახ.3.5.1. საშიში ნისლიან დღეთა რიცხვის ცვლილება საქართველოში, როდესაც მხედველობის არე არ აღემატება 50 მ-ს

მიუხედავად წერტილების მნიშვნელოვანი გაზნევისა, მაინც კარგად ჩანს ნისლიან დღეთა რიცხვის ზრდის ტენდენცია. წერტილების გაზნევა კი გამოწვეულია იმ ფაქტით, რომ ამ შემთხვევაში არ არის გათვალისწინებული ფერდობის ექსპოზიცია და რელიეფის ფორმა, ცხადია, რომ დასავლეთის ექსპოზიციის ფერდობებზე უფრო ხშირია ნისლი ვიდრე აღმოსავლეთის ფერდობებზე, რაც გამოწვეულია დასავლეთის ტენიანი ქარებით. ნისლის სიხშირე კლებულობს აგრეთვე მაღალმთიან ქვაბულებში, რელიეფის დადებით ფორმებში კი მატულობს.

3.5. რელიეფის გავლენა ნალექებზე

დანაწევრებული რელიეფის პირობებში ნალექების სივრცობრივ განაწილებას რთული, მრავალგანზომილებადი ხასიათი აქვს. ამის გამო დღეისათვის ჯერ კიდევ არ არსებობს მთებში ნალექების განაწილების განმაზოგადოებელი მოდელი რელიეფისა და ქვეფენილი ზედაპირის ყველა თვისებების გათვალისწინებით. ვერტიკალური პლუვიომეტრული გრადიენტი რეგიონალურ ხასიათს ატარებს და დამოკიდებულია ფერდობის ექსპოზიციაზე, დახრილობაზე, ადგილის სიმაღლეზე, რელიეფის ფორმაზე და სხვა ფაქტორებზე.

ფერდობის ექსპოზიცია. ნოტიო ჰაერს ელობება რა გზაზე მთის ქედები, იწვევს მისი აღმავალი მოძრაობის გაძლიერებას, რის გამოც ქედის ქარპირა ფერდობზე წარმოიქმნება მძლავრი ღრუბლები და მოდის უხვი ნალექი. სწორედ ამ პრინციპით აიხსნება უდიდესი ნალექი

ჩერაპუნჯაში, ინდოეთში, ზღვის დონედან 1300 მ სიმაღლეზე, სადაც წელიწადში საშუალოდ მოდის 11 ათასი მმ ნალექი, ხოლო მაქსიმალური წლიური ნალექების ჯამი 22 ათას მმ-ს შეადგენს.

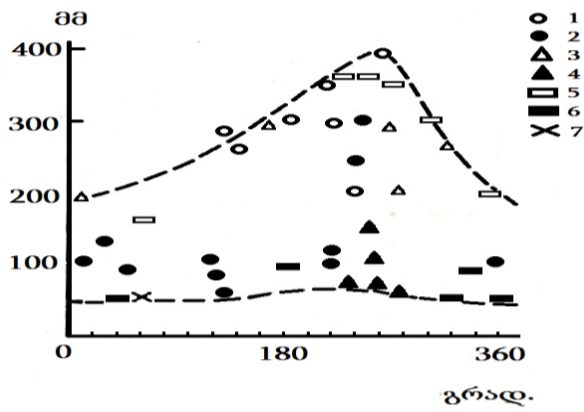
საქართველოშიც ნალექების პიკი მთა მტირალაზე გამოწვეულია იგივე მაქანიზმის მოქმედებით. ცენტრალური აზიის მაღალი მთათა ქედები, რომლებიც დიდ მანძილზეა გადაჭიმული დასავლეთიდან აღმოსავლეთისკენ აფერხებენ ნოტიო ოკეანური ჰაერის მასების გავრცელებას აზიის სამხრეთიდან და სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან შუა აზიაში.

მთის ქედები დიდ გავლენას ახდენენ ნალექების განაწილებაზე ჩრდილოეთ ამერიკაში, სადაც მერიდიანულად განლაგებული კორდილიერები არსებითად აფერხებს ნოტიო ჰაერის გადატანას წყნარი ოკეანიდან კონტინენტზე. ამიტომ ოკეანისკენ მიმართული ფერდობები წელიწადში ებულობს 2000-3000 მმ ნალექს, ხოლო აღმოსავლეთის ფერდობები ებულობს მხოლოდ 300-500 მმ ნალექს. მაგალითად, ვანკუვერი და სიტკა დასავლეთ კორდილიერებში წყნარი ოკეანის სანაპიროზე (კანადა) მოდის შესაბამისად 1385 და 2161 მმ ნალექი, ხოლო ჰუძონის ყურის სანაპიროზე - 350 მმ. ჰაერის ნოტიო მასები ატლანტიკიდან ევროპაში დაბრკოლების გარეშე გადაადგილდება. ამიტომ როგორც დასავლეთ ისე აღმოსავლეთ ევროპაში ურალის მთებამდე ნალექების წლიური ჯამი დაახლოებით 500 მმ-დე არის შენარჩუნებული.

ქედების გავლენა ნალექებზე აშკარად არის გამოხატული კავკასიაშიც. მაგალითად ბათუმი, რომელიც მეზარეობს შავი ზღვის სანაპიროზე მთების ძირში დიდი ნალექებით ხასიათდება, აქ წელიწადში მოდის 2465 მმ ნალექი, ხოლო მის მახლობლად მთა მტირალაზე 4000 მმ-ზე მეტი ნალექი მოდის, ამავე დროს მეზობელ მტკვარ-არაქსის დაბლობზე და არარატის ველზე ნალექები მხოლოდ 200-300 მმ-ს შეადგენს. ნალექების ასეთი განაწილება გამოწვეულია რიგი ქედების არსებობით, რომლებიც აკავებენ ტენს თავის დასავლეთ ფერდობებზე და მეზობელ დაბლობებზე ნაკლები ნალექი მოდის. ასევე გავლენას ახდენს ნალექებზე კასპიის ზღვისპირას განლაგებული მთის ქედი, რაც განაპირობებს ნალექების ზრდას ლენქორანის რაიონში (1000 მმ-ზე მეტი), ხოლო მეზობელ დაბლობზე მხოლოდ 200 მმ ნალექი მოდის. კასპიის ზღვის აღმოსავლეთით უდაბნოებია განლაგებული. აღმოსავლეთ ნაპირის გასწვრივ თუ წარმოვიდგინოთ 2-3 კმ სიმაღლის ქედებს, მაშინ ზღვისკენ მიმართული ფერდობები მნიშვნელოვნად დატენიანებული იქნებოდა.

ნახ.3.6.1-ზე წარმოდგენილია ნალექების ზრდა 1000-1500მ მაღლივ ზონაში ფერდობის ექსპოზიციასზე დამოკიდებულებით, ევრაზიის განედურ მთათა სისტემებში.

ნახ. 3.6.1-ზე აშკარად გამოიკვეთება 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. 3.6.1 - დან ჩანს აგრეთვე, რომ მთათა სისტემების პერიფერიული რაიონებისათვის ყველაზე მეტი ნალექი დასავლეთით ორიენტირებულ ფერდობებზე მოდის. შიდა რაიონებში ორიენტაციის გავლენა რამდენადმე სუსტდება, თუმცა ძირითადი მაქსიმუმი მაინც შენარჩუნებულია.



ნახ. 3.6.1. ნალექების ზრდა 1000-1500მ მაღლივ 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

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

რადგანაც მთებში ნალექზომი პუნქტები იშვიათია, ხოლო მათი გაზომვის ცდომილება ძალზე დიდი, ნალექების რაოდენობის დასაზუსტებლად მიმართავენ ჰიდროლოგიური და გლაციოლოგიური გამოკვლევების შედეგებს. კერძოდ, მდინარეთა ჩამონადენი, მყინვართა აკუმულაცია, თოვლის დაგროვება და სხვ. ნალექების რაოდენობის ირიბი გაანგარიშების ფაქტორებია. ამ მიმართულებით ჩატარებული კვლევების შედეგები განზოგადოებულია ცხრილში 3.6.1.

ცხრილი 3.6.1 ნალექების ზრდის მაქსიმალური სიმაღლე (მეტრი) მეტეოროლოგიური დაკვირვებების (ა), მდინარეთა ჩამონადენის (ბ), თოვლის დაგროვების (გ) და მყინვარული ჩამონადენის (დ) მონაცემების გათვალისწინებით

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
აღმოსავლეთ ნაწილი	3000	2400-3000	2000-3000	3500-4000
კავკასიონის სამხრეთ ფერდობი				
დასავლეთი ნაწილი	2500-2800	1400-2400	3000-3500	
ცენტრალური ნაწილი	2400-2800	2750-3200	3000	
აღმოსავლეთ ნაწილი	2500	1400-2100	3000	
მცირე კავკასიონი	2500	2000-2700		
სომხეთის მთიანეთი	2500-3500	2600-2850		

ცხრილი 3.6.1-დან გამომდინარეობს, რომ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, საქართველოს ტერიტორიის ფარგლებში ნალექების ზრდის კრიტიკული სიმაღლე 3000-3500მ-ს შეადგენს. ეს სიმაღლე შედარებით მეტია კავკასიონის დასავლეთ ნაწილში, ხოლო ცენტრალურ და აღმოსავლეთ კავკასიონზე დაახლოებით 3000 მ-ს შეადგენს.

რელიეფის ფორმა. რა თქმა უნდა მხოლოდ ადგილის სიმაღლე და ფერდობის ექსპოზიცია ვერ უზრუნველყოფს რთული დანაწევრებული რელიეფის სრულ გათვალისწინებას ნალექების ველის ფორმირებაში. მნიშვნელოვან როლს ასრულებს აგრეთვე რელიეფის სხვა მორფომეტრული ფაქტორები, მაგალითად ადგილმდებარეობა მთის სისტემის საზღვრებში, ხეობის გასწვრივ და განივ ღერძებზე, ხეობის პროფილი, რელიეფის ფორმა, ვერტიკალური დანაწევრება, ქედების ეკრანირება და სხვა. დადგინდა, რომ ევრაზიის განედურ მათაა სარტყელში წლის ცივი პერიოდის ნალექები მთის სისტემის პერიფერიიდან დაშორებით, სიღრმეში ყოველ 100კმ მანძილზე დაახლოებით 100 მმ-ით კლებულობს.

ეკრანირება აღმოსავლეთიდან და ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან აფერხებს ტენშემცველი ჰაერის მასების შემდგომ გადაადგილებას და ხელს უწყობს ნალექების რაოდენობის გაზრდას. საპირისპიროდ მოქმედებს ეკრანირება დასავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის მხრიდან, რაც ხელს უშლის ტენიანი ჰაერის მასების შემოჭრას და ნალექების რაოდენობა კლებულობს. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში ნალექების რაოდენობა მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული შიდამასიურ პროცესებზე, ამიტომ მორფომეტრიული ფაქტორების გავლენა ძალზე რთულია, თუმცა პერიფერიიდან დაშორება და ეკრანირება კვლავაც გავლენას ახდენს ნალექების განაწილებაზე. ნალექების წლიური ჯამების განაწილებაზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ეკრანირება, მდებარეობა ხეობის გასწვრივ ღერძზე და რელიეფის ფორმა. მოდელირებული მონაცემების თანახმად, წლის განმავლობაში ვიწრო ხეობებში დაახლოებით 200 მმ-ით ნაკლები, ხოლო ქვაბულებში 150 მმ-ით მეტი ნალექები მოდის ვიდრე ღია ველის პირობებში. მსგავსი ტენდენციები შენარჩუნებულია წლის ცივ და თბილ პერიოდებშიც, მხოლოდ შემცირებულია ნალექების ჯამების ცვლილების დიაპაზონი.

თოვლის საფარი. მრავალფეროვანი და დანაწევრებული რელიეფის და სიმაღლეთა დიდი სხვაობის, აგრეთვე დამახასიათებელი ცირკულაციური პროცესების გამო თოვლის საფარის განაწილება მთებში რთულ ხასიათს ატარებს. დაბლობ რაიონებში თოვლი შეიძლება მთელი წლის განმავლობაში არ მოვიდეს, მაშინ როდესაც მაღალმთიან ზონაში თოვლი მთელი წლის განმავლობაში დევს. განსხვავებულია აგრეთვე თოვლის საფარის გაჩენის და გაქრობის, მდგრადი

საფარის ჩამოყალიბების და რღვევის ვადები, თოვლიან დღეთა რიცხვი, თოვლის სიმაღლე, წყლიანობა და სხვა მახასიათებლები.

მაგალითად, მაღალმთიან ყაზბეგში (3653 მ) თოვლის საფარი თითქმის მთელი წლის განმავლობაში დევს. მამისონის უღელტეხილზე კი (2854მ) თოვლის საფარი მხოლოდ სექტემბრის დასასრულს ჩნდება. კავკასიონის მაღალმთიანი ზონის უმეტეს ტერიტორიაზე და აგრეთვე სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში თოვლის საფარი საერთოდ ოქტომბრის დასასრულს და ნოემბრის დასაწყისში, ხოლო შედარებით დაბალ ზონაში ნოემბრის მეორე ნახევარში ჩნდება. შავი ზღვის სანაპიროზე და მის მიმდებარე კოლხეთის დაბლობზე თოვლის საფარი იანვარში, ხოლო კოლხეთის დაბლობის სიღრმეში, ქვემო ქართლში, ალაზნის ველზე და აღმოსავლეთ საქართველოს არიდულ რაიონებში დეკემბრის დასასრულს, ან იანვრის დასაწყისში ჩნდება, რამდენადმე ადრე კი დეკემბრის პირველ დეკადაში შიდა ქართლის ბარში, ალაზნის ზემო დინებაში და კოლხეთის დაბლობის მიმდებარე მთისწინეთში ჩნდება. თოვლის საფარის გაჩენის ეს საშუალო ვადებია, ცივ ზამთარში ის რამდენადმე ადრე, ხოლო თბილ ზამთარში კი შედარებით მოგვიანებით დგება.

თოვლის მდგრადი საფარის დამყარების ვადა მაღალმთიან რაიონებში ოქტომბრის მეორე დეკადაა, ხოლო მთიანი ზონის უდიდეს ტერიტორიაზე ნოემბერია. დაბლობში მდგრადი თოვლის საფარი არ მყარდება. მდგრადი თოვლის საფარის რღვევა მთისწინა და მთიან რაიონებში ძირითადად მარტის მეორე ნახევრიდან იწყება. ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად მდგრადი თოვლის საფარის რღვევის ვადა აპრილზე, ხოლო მამისონის და ჯვრის უღელტეხილებზე ივნისის დასაწყისზე გადადის. აპრილის მეორე ნახევრიდან იწყება მდგრადი თოვლის საფარის რღვევა სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში და მთიან აჭარაში.

თოვლის საფარის დეკადურ უდიდეს სიმაღლეთა საშუალოები უდიდეს მნიშვნელობებს კავკასიონის თხემურ ნაწილში და მესხეთის ქედის ჩრდილო-დასავლეთის ფერდობებზე აღწევს და 200 სმ-ს აღემატება, სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში, ლიხის ქედზე, იმერეთის მაღლობზე და მთისწინეთში 100 სმ-ზე ნაკლებია, ხოლო შავი ზღვის სანაპიროზე, კოლხეთის დაბლობზე და აღმოსავლეთ საქართველოს ბარში 20 სმ-ზე ნაკლებია.

თავი 4. მიკროკლიმატი და ადგილობრივი კლიმატი

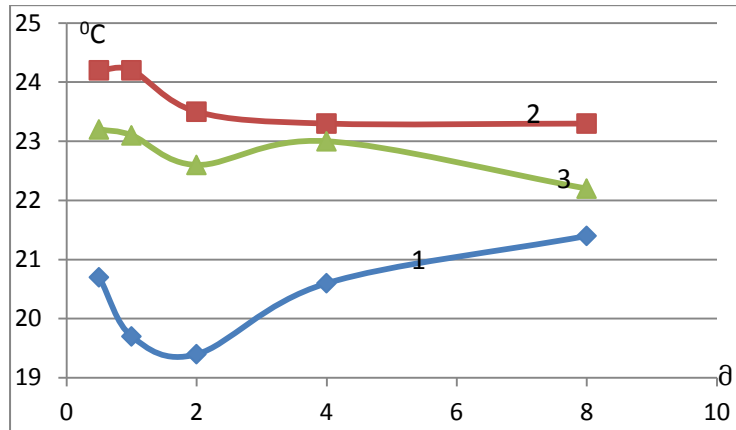
4.1. ცნება მიკროკლიმატის და ადგილობრივი კლიმატის შესახებ

მიკროკლიმატი ბერძნული წარმოშობის სიტყვაა. mikros – ნიშნავს მცირეს, აქედან გამომდინარე მიკროკლიმატი ნიშნავს მცირე ტერიტორიის კლიმატს. მიკროკლიმატის ქვეშ იგულისხმება ქვეფენილი ზედაპირის არაერთგვაროვნებით გამოწვეული მეტეოროლოგიური ელემენტების რეჟიმის ადგილობრივი თავისებურებები. ერთი და იგივე გეოგრაფიულ რაიონში, ანუ ერთი და იგივე ტიპის კლიმატში აღინიშნება განსხვავებული მიკროკლიმატები. ასეთი განსხვავებული მიკროკლიმატებია მინდორსა და მეზობელ ტყეს შორის, სახნავსა და ჭაობს შორის, ტბის ნაპირსა და მისგან მოშორებულ ადგილს შორის, ნიადაგების განსხვავებულ ტიპებს შორის და სხვ. ეს იმას ნიშნავს, რომ ერთი და იგივე კლიმატის ტიპში აღინიშნება სხვადასხვა მიკროკლიმატი. მაგალითად, მინდვრის, ბორცვის, ტბის, ტყის, ქალაქის მიკროკლიმატი და ა.შ. მიკროკლიმატური

განსხვავებები წარმოიქმნება ქვეფენილი ზედაპირის ექსპოზიციის, რელიეფის წვრილმასშტაბური უთანაბრობის, ნიადაგის განსხვავებული ტენიანობის, მცენარეული საფარის და სხვა მიზეზების გამო. ქვეფენილი ზედაპირის ეს განსხვავებები განაპირობებენ განსხვავებებს შთანთქმულ რადიაციაში, ეფექტურ გამოსხივებაში, რადიაციულ ბალანსში. რის შედეგადაც აღინიშნება მიკროკლიმატური განსხვავებები ტემპერატურის, სინოტივის, აორთქლების და სხვა ელემენტების რეჟიმში. მიკროკლიმატური განსხვავებები აღინიშნება ქარის რეჟიმში, შედარებით ძნელია მისი გამოვლენა ღრუბლიანობისა და ნალექების რეჟიმში.

სხვადასხვა ამინდის პირობებში მიკროკლიმატური განსხვავებები ან უფრო მკვეთრად, ან ნაკლებად ვლინდება. მაგალითად, ტემპერატურული სხვაობები უდიდესია წყნარ და მზიან დღეებში, ხოლო ძლიერი ქარის დროს ტემპერატურული სხვაობები უმცირესია. როდესაც საკითხი ეხება ისეთ მსხვილ ობიექტებს, როგორც არის სანაპირო, ან ქალაქი, მიკროკლიმატის ნაცვლად იყენებენ ტერმინს ადგილობრივი კლიმატი, მაგრამ ზუსტი რაოდენობრივი გაყოფა ამ ტერმინებისა არ არსებობს. ადგილობრივ კლიმატურ მოვლენებს შეიძლება მივაკუთვნოთ ბრიზი და მთა-ხეობის ქარი. ს.ხრომოვის აზრით, კლიმატის დახასიათებისათვის საჭიროა რამოდენიმე მეტეოსადგურის მონაცემი, ადგილობრივი კლიმატი შეიძლება დახასიათდეს ერთი სადგურის მონაცემებით, ხოლო მიკროკლიმატის დახასიათებისათვის საჭიროა სპეციალური მიკროკლიმატური გაზომვების ჩატარება. მიკროკლიმატური სხვაობების დასადგენად მიზანშეწონილია დაკვირვებების ჩატარება ჰაერის მიწისპირა ფენაში სხვადასხვა სიმაღლეებზე. ჰაერის ქვედა ფენა განსაკუთრებით საინტერესოა იმ თვალსაზრისით, რომ სწორედ მასში არსებობენ საბოსტნე და საბაღე კულტურები. მიწისპირა ფენა საინტერესოა აგრეთვე საკურორტო და სამედიცინო თვალსაზრისით, რადგანაც სწორედ ამ ფენაში ღებულობს ადამიანი პლაჟზე ჰელიო და ტალასო აბაზანებს.

ნახ.4.1.1-ზე წარმოდგენილია ჰაერის ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით მიწისპირა 8 მ სისქის ჰაერის ფენაში. როგორც ნახ-დან ჩანს დილის საათებისათვის (მრუდი 1) დამახასიათებელია ტემპერატურის ცვლილების ინსოლაციური ტიპი, როდესაც მზის ამოსვლასთან დაკავშირებით დედამიწის ზედაპირი იწყებს გათბობას, ხოლო მის მიმდებარე ფენაში, 1.7-2 მეტრ სიმაღლემდე ტემპერატურა ნაკლებია, შემდეგ კი იწყებს ზრდას, რაც დამახასიათებელია ტემპერატურის ღამის რეჟიმისათვის და რადიაციული გაცივების შედეგია. დღის განმავლობაში, მაგალითად 16 საათზე (მრუდი 2) გათბობის წყარო ნიადაგია და ნიადაგიდან დაშორებით ტემპერატურა სწრაფად ეცემა 2 მ სიმაღლემდე, შემდეგ კი ადვექციური პროცესების გააქტიურების გამო მყარდება იზოთერმია, ანუ ტემპერატურის მუდმივობა. საღამოს საათებში, 19 საათზე (მრუდი 3) ნიადაგი გამოსხივების გამო იწყებს გაცივებას და 2 მ სიმაღლემდე შენარჩუნებულია ტემპერატურის კლების რეჟიმი, რაც დამახასიათებელია დღის საათებისთვის, შემდეგ კი 2-4 მ ინტერვალში მყარდება ინვერსია, ანუ ტემპერატურის ზრდა, რომელიც ღამის საათებში ძლიერდება და ზედა ფენებსაც მოიცავს (მრუდი 1-ს მსგავსად).



ნახ. 4.1.1. ჰაერის ტემპერატურის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით მიწისპირა 8 მ სისქის ჰაერის ფენაში ზღვის სანაპიროზე.°C. ურეკი, პანსიონატი „მეგობრობა“. აგვისტო. (ე.ელიზბარაშვილი, ნ.გონგლაძე, 1980; ს.ბლანუცა, ე.ელიზბარაშვილი, ნ.ქარცივაძე, 1982). 1-6სთ, 2-16სთ და 3-19სთ

ცხრილში 4.1.1 წარმოდგენილია ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის მიკროკლიმატური გაზომვის შედეგები გაგრაში. ტენის მთავარი წყარო არის ნიადაგი, ამიტომ ღამით ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე ნიადაგთან ახლოს მაქსიმალურია და სიმაღლის მიხედვით კლებულობს. ეს კარგად ჩანს 8-საათიან დაკვირვებაზე უღრუბლო ცის პირობებში. დღის საათებში ნიადაგის ზედაპირის გათბობის გამო სინოტივე კლებულობს და სიმაღლის მიხედვით იზრდება და მაქსიმუმს 1.5 მ სიმაღლეზე აღწევს. ამავე დროს შუადღის საათებში ღრუბლიან დღეებში სინოტივე მეტია, ვიდრე უღრუბლო დღეებში.

ცხრილი 4.1.1. ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის დღელამური სვლა გაგრაში უღრუბლო (ა) და ღრუბლიან (ბ) დღეებში (%) ა.გრიგოლიას და ბ.ჯანაშიას მიხედვით

სიმაღლე, მ	დაკვირვების 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

მიკროკლიმატური პროცესი კარგად აისახება მიწისპირა ქარის რეჟიმში, რაც კარგად ჩანს ცხრილიდან 4.1.2. სიმაღლესთან ერთად სწრაფად იზრდება ქარის სიჩქარე, რაც ბრიზების

გააქტიურებით და სიმაღლის მიხედვით ხახუნის შემცირებით აიხსნება. დღე-ღამურ სვლაში ქარის სიჩქარე მაქსიმუმს შუადღის შემდეგ(16-19 საათზე) აღწევს, რაც უსათუოდ დაკავშირებულია კონვექციის განვითარებასთან. ამავე მიზეზის გამო აღნიშნულ დროს ქარის სიჩქარის ვერტიკალური გრადიენტი მაქსიმალურია.

ცხრილი 4.1.2. ქარის სიჩქარის დღეღამური სვლა ურეკში დედამიწის ზედაპირიდან სიმაღლის მიხედვით (მ/წმ)

სიმაღლე, მ	დაკვირვების 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

მიკროკლიმატური განსხვავებები კარგად ჩანს განსხვავებული ნიადაგების სითბურ რეჟიმშიც. ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ ზაფხულში 500მ სიმაღლემდე ყველაზე მეტად თბებიან ყავისფერი და შავმიწა ნიადაგები, 1000-1500 მ ინტერვალში განსაკუთრებით თბილია ყავისფერი და ნემომპალა-კარბონატული ნიადაგები, ხოლო შედარებით ცივი შავმიწა და ტყის მურა ნიადაგები. აღნიშნული სიმაღლეების მაღლა ყველაზე თბილი ნემომპალა-კარბონატული, ხოლო ყველაზე ცივი შავმიწა ნიადაგებია. ზამთარში 500მ სიმაღლემდე ყველაზე თბილი წითელმიწები და ნემომპალა-კარბონატული ნიადაგებია, ხოლო 500-1500მ ინტერვალში-ტყის ყავისფერი ნიადაგები. ამავე მაღლივ ინტერვალში ყველაზე ცივი ტყის მურა ნიადაგებია. 1500 მ-ზე მაღლა თბილია შავმიწები, ხოლო ცივი ნემომპალა-კარბონატული და მთა-მდელოს ნიადაგებია.

ნიადაგის ტიპი	თვე	ადგილის სიმაღლე, მ			
		500	1000	1500	2000
წითელმიწა	იანვარი	1.0			
	ივლისი	24.5			
შავმიწა, დაბლობის	იანვარი	-1.0			
	ივლისი	30.0			
შავმიწა, მთის	იანვარი		-3.7	-6.3	-9.0
	ივლისი		25.0	20.2	15.0
ყავისფერი	იანვარი	0	-2.5	-5.0	
	ივლისი	29.9	26.4	22.9	
ტყის მურა	იანვარი	-0.8	-4.9	-8.9	
	ივლისი	26.0	23.5	21.0	

ნეშომპალა-კარბონატული	იანვარი	1.0	-3.0	-7.0	-11.0
	ივლისი	28.0	25.4	22.8	20.2
მთის მდელოს	იანვარი				-11.0
	ივლისი				17.4

ცხრილი 4.1.3. სხვადასხვა ტიპის ნიადაგების ზედაპირის ტემპერატურები სტანდარტული სიმაღლეებისთვის

4.2. ტყის მიკროკლიმატი

ტყე ქმნის თავის მიკროკლიმატს, რომელიც განსხვავებულია მიმდებარე ტერიტორიების გახსნილი ადგილებისათვის დამახასიათებელი კლიმატისგან. ტყის გვირგვინის ქვეშ, მზის რადიაცია შესუსტებული სახით ვრცელდება, ხშირი ტყის შემთხვევაში პირდაპირი რადიაცია დედამიწამდე ვერ აღწევს და მხოლოდ გაბნეული რადიაციის სახით მოდის, ხოლო ინტენსივობა მცირეა. შესაბამისად ტყეში შემცირებულია განათებულობა. ტემპერატურა დღისით მაქსიმალურია ტყის გვირგვინის ზემოთ, სადაც ის მნიშვნელოვნად მაღალია, ვიდრე იმავე სიმაღლეზე ღია ადგილას. შიგნით ტყეში, ზაფხულში, ტემპერატურა გაცილებით ნაკლებია, ვიდრე ტყის ზედა საზღვარზე. ღამით ტყის გვირგვინი გამოსხივების გამო ცივდება, ამიტომ მაქსიმალური ტემპერატურა მისგან ვერტიკალურად 1-2მ სიმაღლეზე გადაინაცვლებს, ხოლო მინიმალური ტემპერატურა შიგნით ტყეში აღინიშნება, რადგანაც ცივი ჰაერი სიმაღლიდან ძირს ეშვება. ზაფხულში დღისით ტყეში მინდორთან შედარებით ცივა, ხოლო ღამით - თბილა. ზამთარში უფრო რთული პროცესები მიმდინარეობს, მაგრამ საერთო ჯამში ტემპერატურათა სხვაობა ტყესა და მინდორს შორით, თითქმის არ აღინიშნება. წლიურ ჭრილში საშუალოდ ტყე რამდენადმე ცივია მინდორთან შედარებით.

ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე ტყეში რამოდენიმე პროცენტით მაღალია ღია მინდორთან შედარებით. ზაფხულსი ეს სხვაობა უდიდესია, ზამთარში კი თითქმის არ არსებობს. როგორც შეფარდებითი, ისევე აბსოლუტური სინოტივე ზაფხულში უდიდესია ტოტებთან.

ჰაერის ნაკადი ზემოდან გადაუვლის ტყეს, ამიტომ ქარის სიჩქარე მეტია, ვიდრე იმავე სიმაღლეზე ღია მინდორში. ტყის შუაგულში ქარის სიჩქარე მინიმალურია, ხოლო უშუალოდ დედამიწის ზედაპირთან მისი სიჩქარე ნულს უტოლდება.

აორთქლება ტყეში შედარებით ნაკლებია, ვიდრე მდელის მცენარეებში და მინდვრის კულტურებში. თუმცა აორთქლება ტყის ვარჯისგან უფრო ხანგრძლივად მიმდინარეობს. ნიადაგიდან აორთქლება უმნიშვნელოა. მთავარი როლი ტყის ვარჯებით შეკავებული ნალექების აორთქლებას მიეკუთვნება. ნიადაგის ზედა ფენები ტყეში შედარებით ნოტიოა, ვიდრე მინდორში. ყოველ შემთხვევაში ტყეს არ შეუძლია მნიშვნელოვნად გაზარდოს შიდა ტენზიონი, და ამ გზით გაზარდოს ნალექების რაოდენობა მიმდებარე ტერიტორიებზე. თუმცა ნალექები შესაძლოა გაიზარდოს უშუალოდ ტყის ტერიტორიაზე ცხვა მიზეზით. კერძოდ, მინდვრიდან ტყეზე გადასვლით წარმოიქმნება ჰაერის აღმავალი მოძრაობა; რაც ზრდის ტურბულენტობას და შესაბამისად ძლიერდება კონდენსაციური პროცესები. ზოგიერთი გათვლების თანახმად ტყის გავლენით შესაძლოა წელიწადში ნალექების რამოდენიმე ათეული მილიმეტრით მომატება. ამასთან, რაც უფრო კუნძულოვანია ტყის განაწილება, ანუ რაც უფრო არაერთგვაროვანია ტყე, მით უფრო დიდია მისი გავლენა ნალექიანობაზე.

თოვლი ტყეში უფრო თანაბრად ნაწილდება, ვიდრე ღია ადგილას, და მისი სიმკვრივეც ნაკლებია ქარის შესუსტების გამო. თოვლის დნობა ტყეში შენელებულია, ხოლო ნიადაგი უფრო ნაკლებ სიღრმეზე იყინება ვიდრე მინდორში.

ნ.ბერუჩაშვილის მოდელური ექსპერიმენტების საფუძველზე დადგინდა, რომ კავკასიის პირობებისათვის საშუალო წლიური ტემპერატურა ტყის ლანდშაფტებში დაახლოებით 1⁰-ით ნაკლებია, ხოლო ნალექების წლიური ჯამი 100-150 მმ-ით მეტი უტყეო ლანდშაფტთან შედარებით. ტემპერატურათა სხვაობა უდიდესია აღმოსავლეთ საქართველოსა და სამხრეთ საქართველოს

მთიანეთის პირობებში და 1-1.5⁰-ს შეადგენს, თუმცა ტემპერატურათა სხვაობას წლიური სვლა გააჩნია. ტყის და უტყეო ლანდშაფტს შორის მოდელურ ტემპერატურათა სხვაობები წარმოდგენილია ცხრილში 4.2.1.

ცხრილი 4.2.1. ტემპერატურათა სხვაობა ტყის და უტყეო ლანდშაფტს შორის მოდელური ექსპერიმენტების თანახმად, °C

თვე												წელი
I	II	III	IY	Y	YI	YII	YIII	IX	X	XI	XII	
-0.7	-0.5	-0.6	-0.8	-1.1	-1.7	-1.8	-1.7	-1.4	-1.0	-0.9	-0.7	-1.1

ცხრილში 4.2.1 წარმოდგენილი სიდიდეები ფაქტიურად გვიჩვენებენ, თუ რამდენი გრადუსით შეიძლება გაიზარდოს ჰაერის ტემპერატურა ტყის გაჩეხვის შემთხვევაში. როგორც ჩანს ყველაზე დიდი ეფექტი აღინიშნება ზაფხულში, როდესაც ტყის გაჩეხვის შედეგად საშუალო თვიური ტემპერატურა იზრდება 2⁰-მდე.

4.3. ქალაქის მიკროკლიმატი

დიდი ქალაქის მიკროკლიმატი მთელი რიგი ფაქტორებით განისაზღვრება:

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.

მსხვილი ქალაქი (მეგაპოლისი), განსაკუთრებით ძლიერ განვითარებული მრეწველობით, აბინძურებს ატმოსფეროს, ზრდის მის სიმღვრივეს და ამით ამცირებს მზის რადიაციის მოდენას. სიმღვრივის გაზრდის შედეგად იკარგება მზის რადიაციის დაახლოებით 20 %. რადიაციის შემცირებას აძლიერებს მაღალი შენობები და ვიწრო ქუჩები. წარმოშობილი მტვრის და ბოლის შედეგად ქალაქის ტერიტორიაზე კლებულობს ეფექტური გამოსხივება და შესაბამისად ღამის გაგრძელება. ამავე დროს გაბნეულ რადიაციას ემატება ნაგებობათა კედლებიდან არეკვლილი რადიაცია. რადიაციული ბალანსის შეცვლა და სითბოს დამატებითი მოდენა ატმოსფეროში ქალაქის მაღალ ტემპერატურულ ფონს განაპირობებს. ჯერ კიდევ ო. დროზდოვი გასული საუკუნის 50-იან წლებში აღნიშნავდა, რომ საშუალო წლიური ტემპერატურები გარეუბანთან შედარებით მოსკოვსა და თბილისში მომატებულია 0,8⁰-ით, პარიზსა და სტოკჰოლმში - 0,7⁰-ით, მილანში - 1,3⁰-ით, ხოლო ნიუ-იორკში - 1,8⁰-ით. 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 დაკლებულია. სხვაობა მაქსიმუმს გაზაფხულსა და ზაფხულში აღწევს. ქარის სიჩქარის საშუალო თვიური მნიშვნელობები თბილისის ცენტრში 3-4 მ/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. ამოტომ ღრუბლიანობა და ნალექები ქალაქის ცენტრში იზრდება. სხვაობა უდიდესია ზაფხულის თვეებში, რაც კონვექციური პროცესების გააქტიურებას და ტურბულენტური ცვლის გაძლიერებას უკავშირდება.

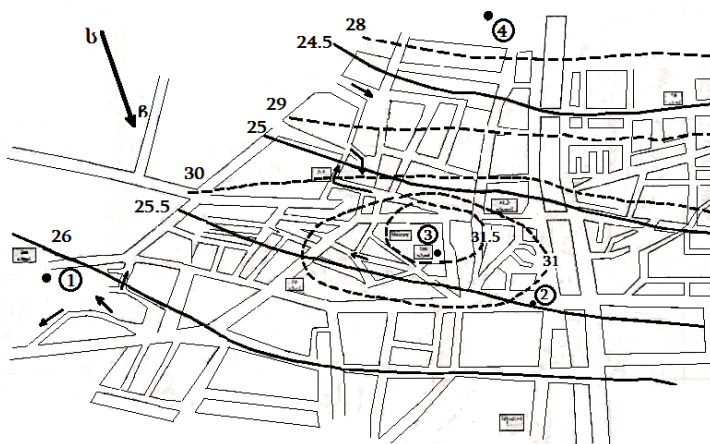
ტემპერატურის ველი ქალაქის თავზე ხასიათდება შეკრული იზოთერმებით, რასაც „სითბოს კუნძულს“ უწოდებენ. ყველაზე კარგად სითბოს კუნძული გამოხატულია წყნარ ანტიციკლონალურ ამინდში. ხოლო სითბოს კუნძული ქრება ძლიერი ქარის, ან მძლავრი მოღრუბლელობის პირობებში. თბილისში „სითბოს კუნძული“ წლის განმავლობაში იცვლის მდებარეობას. 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 ეცემა 2,4⁰-მდე, ხოლო ყველაზე დაბალი ტემპერატურა(2,0⁰) ქალაქის ჩრდილოეთ-გლდანის რაიონშია. გაზაფხულზე „სითბოს კუნძული“ გადაინაცვლებს დიდუბის და საბურთალოს რაიონებში, ეს აიხსნება მთაწმინდის რაიონში მწვანე ნარგავების სიუხვით, რაც გავლენას ახდენს მის მიკროკლიმატზე და ტემპერატურას დაბლა სცემს დაახლოვებით 0,5-0,9⁰-ით. „სითბოს კუნძულზე“ ამ დროს 12,8⁰-ია, ხოლო ვაკის პარკში და მთაწმინდის ასასვლელთან - 11,0-11,3⁰. ზაფხულის განმავლობაში ყველაზე ძლიერ თბება აღმაშენებლის პროსპექტი, სადაც საშუალო თვიური ტემპერატურა 23,6⁰-ს აღწევს. რამდენადმე ნაკლებია ტემპერატურა ჩუღურეთის რაიონის დანარჩენ ტერიტორიაზე, აგრეთვე ისნის, ნაძალადევის, დიდუბის და კრწანისის რაიონების დიდ ნაწილზე(23,4⁰). ყველაზე დაბალი ტემპერატურა აღინიშნება გლდანის რაიონის ჩრდილოეთ ნაწილში(22,6⁰). შემოდგომით „სითბოს კუნძულს“ უკავია აღმაშენებლის და რუსთაველის პროსპექტები, დიდუბის, ისნის და კრწანისის რაიონები. აქ ჰაერის საშუალო ტემპერატურა შეადგენს 14,0⁰-ს, ყველაზე დაბალი ტემპერატურა კი სამგორის რაიონას ჩრდილოეთ ნაწილში და ზემო ვერაზე აღინიშნება(13,2⁰).

წლიური ნალექების უდიდესი რაოდენობა (600 მმ-ზე მეტი) ქალაქის ცენტრში-მთაწმინდისა და კრწანისის რაიონებში მოდის, იქ სადაც ძლიერ განვითარებულია „სითბოს კუნძული“. ნალექების გაზრდა ქალაქის ცენტრში განპირობებულია სითბოს კუნძულის არსებობით, ქალაქის ნაგებობათა შემაშფოთებელი გავლენით და ატმოსფეროს გაჭუჭყიანებით. მეორეს მხრივ, ნალექების მაქსიმუმი ქალაქის ცენტრში, ანუ მის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში, აიხსნება ქარის დაბალი სიჩქარეებით, რის გამოც აქ გადმონაწილდება კონდენსაციის პროდუქტების დიდი რაოდენობა. მტკვრის მარცხენა სანაპიროზე ნალექები 500 მმ-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(440 მმ) აგრეთვე მთაწმინდისა და კრწანისის რაიონებში მოდის. გაზრდილია ნალექები თბილისის ზღვის მიდამოებში(430 მმ), ხოლო უმცირესი ნალექები სამგორის რაიონის აღმოსავლეთ ნაწილში მოდის, მდინარე ლოჭინის მახლობლად, სადაც მათი რაოდენობა არ აღემატება 370 მმ-ს. ამდენად თბილი პერიოდის განმავლობაში ქალაქის ცენტრსა და გარეუბანში მოსულ ნალექებს შორის სხვაობა 16%-ს შეადგენს. ცივი პერიოდის ნალექებს შორის მნიშვნელოვანი სხვაობა არ აღინიშნება, თუმცა მტკვრის მარჯვენა სანაპიროზე, იგივე მთაწმინდისა და კრწანისის რაიონებში ნალექების რაოდენობა აღემატება 155 მმ-ს, მაშინ როდესაც მარცხენა სანაპიროზე-ჩუღურეთის და ისნის რაიონებში, ნალექები ვერ აღწევს 150 მმ-ს.

მიკროკლიმატური განსხვავებები ქალაქის უბნებს შორის და სითბოს კუნძულის არსებობა აღინიშნება შედარებით მცირე ქალაქებშიც. ეს კარგად ჩანს 4.3.1-ზე წარმოდგენილი სქემატური რუკიდან, რომელიც შედგენილია ქალაქ თელავისათვის ი.ჭავჭავაძის მიერ ჩატარებული დაკვირვებების საფუძველზე. რუკიდან ჩანს, რომ ჰაერის საშუალო ტემპერატურა ზაფხულში ქალაქის საზღვრებში შეადგენს 24-26⁰-ს. უდიდესი ტემპერატურა ქალაქის ჩრდილოეთ ნაწილში-ი.ჭავჭავაძის პროსპექტის ჩრდილოეთით აღინიშნება(1). ქალაქის ცენტრში-თავისუფლების მოედანზე, კოსტავას ქუჩაზე და მათ მიმდებარე ტერიტორიებზე (2,3) 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 (4) 24⁰-მდე კლებულობს.

აგვისტოს 17 საათიან დაკვირვებათა ვადაზე ქალაქის ცენტრში „სითბოს კუნძული“ ყალიბდება, რომელიც მოიცავს თავისუფლების და ი.ჭავჭავაძის მოედანებს, და კოსტავას ქუჩის მონაკვრთს (3). „სითბოს კუნძული“ 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.



ნახ. 4.3.1. სითბოს კუნძული და იზოთერმები ქალაქ თელავში: უწყვეტი ხაზი-ზაფხულის საშუალო პირობები; წყვეტილი- აგვისტოში, 17 სთ-ზე; 1.2.3 და 4 - დაკვირვებათა პუნქტები ტექსტში მოცემული რიგითობის მიხედვით

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

4.4. წყალსაცავების მიკროკლიმატი

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

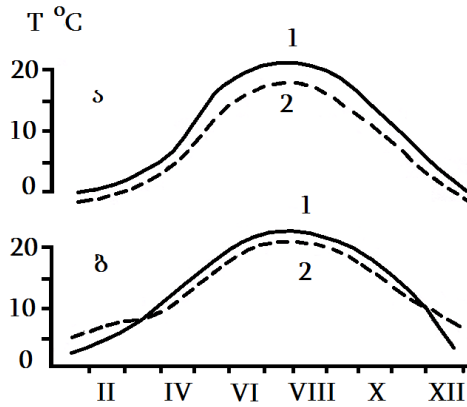
წყალსატევის გავლენის ზონაში ქარის სიჩქარე იზრდება. სიჩქარე მაქსიმუმს შემოდგომაზე აღწევს, როდესაც წყალი ჰაერზე თბილია და განვითარებულია ტურბულენტური ცვლა. წყალსატევის გავლენა ადგილობრივ კლიმატზე სხვადასხვა გეოგრაფიულ პირობებში განსხვავებულია, რაც კარგად ჩანს ცხრილიდან 4.4.1.

ცხრილი 4.4.1. წყალსატევის გავლენით მეტეოროლოგიური პირობების შესაძლო ცვლილება

ბუნებრივი ზონა	სეზონის დადგომის დაგვიანება, დღე-ღამე		უყინვო პერიოდის გაზრდა, დღე	ტემპერატურის გაზრდა °C	გამათბობელი ეფექტი, თვე	მდგრადი გავლენის ზონა, კმ
	გაზაფხული	ზაფხული				
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

საქართველოს წყალსაცავები წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში არეგულირებენ მიმდებარე ტერიტორიის სითბურ რეჟიმს. სითბოს გადატანა წყლის ზედაპირიდან ატმოსფეროში ხორციელდება მოლეკულური სითბოგამტარობის, ტურბულენტური ცვლის სითბური კონვექციის, რადიაციული სითბოგამტარობის და აორთქლების გზით. ეს პროცესები ქმნიან წყლის და ჰაერის ტემპერატურის გარკვეულ თანაფარდობებს, რაც მჭიდრო კავშირშია კლიმატურ პირობებთან (ნახ.4.4.1).

ნახ.4.4.1-დან გამომდინარეობს, რომ ზამთარში გაუყინავ ტყიბულის წყალსაცავში წყალი, გამოსხივების გამო, სითბოს კარგავს და შედეგად ჰაერზე მეტად ცივდება. უარყოფითი სითბოცვლის პერიოდი დეკემბრიდან მარტის პირველ დეკადამდე გრძელდება. შაორის წყალსაცავში, რომელიც ზამთარში იყინება, წყალი მთელი წლის განმავლობაში ჰაერზე თბილია. ამრიგად, წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში წყლის ზედაპირის ტემპერატურა საქართველოს წყალსაცავებში ყოველთვის აღემატება ჰაერის ტემპერატურას წყალსაცავზე.



ნახ.4.4.1. წყლის (1) და ჰაერის (2) ტემპერატურის წლიური სვლა: ა) - შაორის წყალსაცავი; ბ) - ტყიბულის წყალსაცავი

ცხრილ 4.4.2-დან სადაც წარმოდგენილია საქართველოს წყალსაცავების კლიმატზე გავლენის ანტროპოგენური ეფექტი ჩანს, რომ ჰაერის ტემპერატურის საშუალო წლიურ მონაცემებში უდიდესი ეფექტი აღინიშნება გაყინვად შაორის წყალსაცავზე (0,9⁰), 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 ტყიბულის წყალსაცავზე გამათბობელი გავლენა უკვე აპრილიდან იწყება, რაც აგრეთვე მისი მცირე ზომების შედეგია(მოცულობა, სარკის ფართობი, სიღრმე).

ცხრილი 4.4.2. წყალსაცავების კლიმატზე გავლენის ეფექტი

წყალსაცავი	ელემენტი	თვეები												წელი
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
ჯვრის	ტემპერატურა °C	1,0	0,2	0,4	0	-0,1	-0,3	-0,4	-0,1	0	-0,2	0	1,1	-0,1
	ნალექი, მმ	-5	-6	18	17	-35	-55	53	0	-64	-33	-32	-40	-200

შაორის	ტემპერატურა °C ნალექი, მმ	2,0 -4	1,5 0	0,7 -20	0,6 -21	0,7 -18	0,7 7	-0,4 11	0,5 -2	0,5 -15	0,8 -13	2,2 -4	1,8 -5	0,9 -90
ტყიბულის	ტემპერატურა °C ნალექი, მმ	0,6 20	-0,4 17	-0,7 26	1,1 15	0,1 30	0,6 42	0,5 14	0,5 26	-0,7 0	-0,4 19	0,3 28	-0,4 1	0,1 200
სიონის	ტემპერატურა °C ნალექი, მმ ქარი, მ/წმ	0,2 14 0,5	0,9 -1 0,7	-0,4 7 0,2	-0,7 5 0,8	0 11 0,2	-0,1 -7 0,9	-0,4 16 1,1	-0,6 -9 1,3	-0,6 0 1,2	-0,4 3 0,4	-0,7 -2 1,7	-0,2 -4 0,4	0 50 0,7

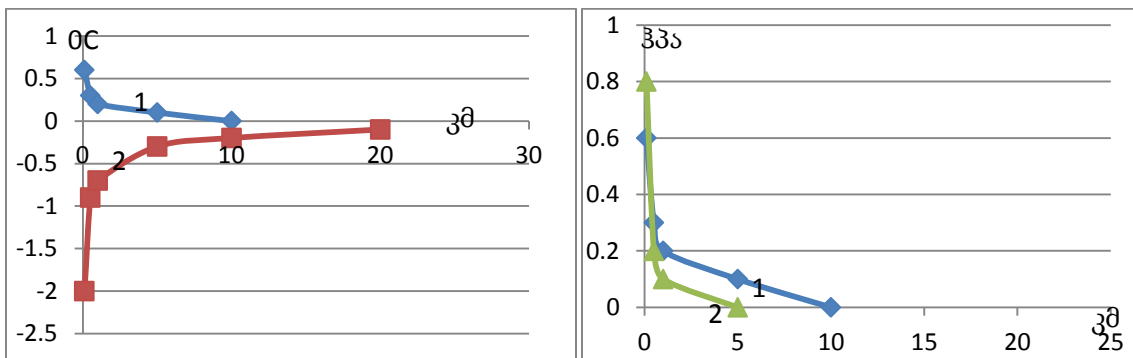
ა. ვოეიკოვის სახელობის მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში დამუშავებული იყო მეთოდური მიდგომა, რომლის თანახმადაც ჰაერის ტემპერატურისა და პარციალური წნევის ცვლილება ჰაერის ნაკადის წყალსატევიდან ხმელეთზე გადაადგილებისას განისაზღვრება ფორმულებით:

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

$$\Delta E = E_1 - E' = (E_n - E')(1 - F(E)) \varphi, \quad 4.4.1.$$

სადაც T_1 და E_1 – ტემპერატურისა და პარციალური წნევის საძიებო მნიშვნელობებია ხლელეთზე წყლის კიდედან მოცემულ მანძილზე, T' და E' – ტემპერატურა და პარციალური წნევა ხმელეთზე წყალსაცავის შექმნამდე, T_n და E_n – წყალსაცავის ზედაპირის ტემპერატურა და ამ ტემპერატურაზე წყლის ორთქლის გაჯერებული პარციალური წნევა, $F(T)$ и $F(E)$ – უგანზომილებო ფუნქციებია, რომლებიც ითვალისწინებენ წყალსაცავის ატმოსფეროსთან სითბო და ტენციის მახასიათებლებს, φ – უგანზომილებო ფუნქციაა, რომელიც ითვალისწინებს ხმელეთის ატმოსფეროსთან სითბო და ტენციის მახასიათებლებს.

მოდელირების შედეგები გვიჩვენებს, რომ ჯვრის წყალსაცავის გამაგრებელი ეფექტი აღინიშნება აპრილის მეორე ნახევრიდან ოქტომბრის ბოლომდე, ხოლო გამათბობელი ეფექტი-ნოემბრიდან აპრილის დასაწყისამდე, რაც კარგად შეესაბამება ცხრილში 4.4.2 მოყვანილ ფაქტიურ მონაცემებს. ნახატებზე წარმოდგენილია ჰაერის ტემპერატურის და წყლის ორთქლის პარციალური წნევის ცვლილება წყალსაცავის კიდედან დაშორებით ყველაზე დამახასიათებელი თვეებისათვის. წყალსაცავის გავლენა ტემპერატურასა და სინოტივეზე განსაკუთრებით არსებითია წყლის კიდედან 500მ მანძილამდე, მდგრადი გავლენა კი ვრცელდება 5კმ-მდე, ხოლო 15-20კმ-ზე გავლენა პრაქტიკულად არ შეიმჩნევა.



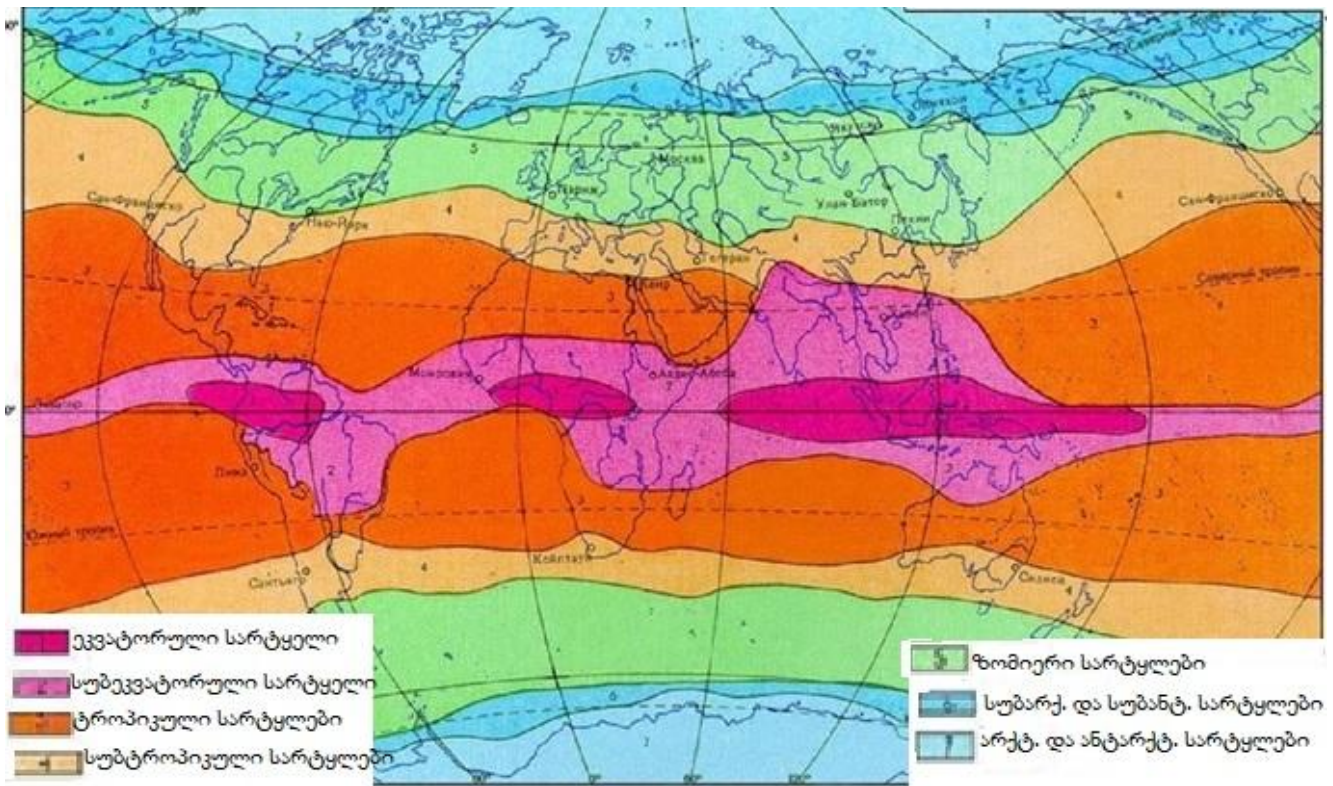
ნახ.4.4.2. ჰაერის ტემპერატურის და წყლის ორთქლის პარციალური წნევის ცვლილება ჯვრის წყალსაცავის კიდედან დაშორებით: 1-მარტი; 2-აგვისტო

რადგანაც საქართველოს წყალსაცავები ძირითადად მთის ხეობებშია განლაგებული და ერთდროულად მთა-ხეობის ცირკულაციის გავლენის ქვეშ იმყოფებიან, ხმელეთისა და წყლის უთანაბრო გათბობისა და გაცივების გამო ვითარდება ადგილობრივი ბრიზული ცირკულაცია. ქარების კომბინირებული მოქმედება აძლიერებს მათ სიჩქარეს. საშუალო წლიურ მონაცემებში ქარის სიჩქარის გაზრდა ფასდება დაახლოებით 0,7 მ/წმ-სიდიდით. 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 200 მმ-ით, შაორის წყალსაცავის გავლენით-90 მმ-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.

თავი 5. კლიმატა კლასიფიკაცია და კლიმატური დარაიონება

5.1. ბ. ალისოვის კლასიფიკაცია

ბ. ალისოვი შემოგვთავაზა, გამოვეყნოთ კლიმატური ზონები და არეები ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის პირობებიდან გამომდინარე. ის გამოყოფს შვიდ ძირითად კლიმატურ ზონას: ეკვატორულს, ორ ტროპიკულს, ორ ზომიერს და ორ პოლარულს (ყოველ ნახევარსფეროში - თითოს), როგორც ისეთ ზონებს, რომელშიც კლიმატის წარმოქმნა მთელი წლის განმავლობაში ხდება მხოლოდ ერთი ტიპის: ეკვატორული, ტროპიკული, ზომიერი (პოლარული) და არქტიკული (სამხრეთ ნახევარსფეროში - ანტარქტიკული) ჰაერის მასების უპირატესი ზემოქმედებით. ბ. ალისოვი განასხვავებს აგრეთვე ექვს გარდამავალ ზონას, სამს - თითოეულ ნახევარსფეროში, რომლებიც ხასიათდება უპირატესი ჰაერის მასების სეზონური ცვლით. ეს არის ორი სუბეკვატორული ზონა, ანუ ტროპიკული მუსონების ზონა, რომლებშიც ზაფხულში ჭარბობს ეკვატორული, ხოლო ზამთარში - ტროპიკული ჰაერი; ორი სუბტროპიკული ზონა, რომლებშიც ზაფხულში ბატონობს ტროპიკული ჰაერი, ხოლო ზამთარში - ზომიერი; სუბარქტიკული და სუბანტარქტიკული, რომლებშიც ზაფხულში ჭარბობს ზომიერი, ხოლო ზამთარში არქტიკული ან სუბარქტიკული ჰაერი (ნახ. 5.1.1.).



ნახ. 5.1.1. კლიმატების კლასიფიკაცია ბ. ალისოვის მიხედვით

კლიმატური ზონების საზღვრებს ადგენენ კლიმატური ფრონტების საშუალო მდგომარეობის მიხედვით. ასე მაგალითად, ტროპიკული ზონა მდებარეობს ტროპიკული ფრონტების ზაფხულის განლაგებასა და პოლარული ფრონტების ზამთრის განლაგებას შორის. ამიტომ ის მთელი წლის განმავლობაში უპირატესად ტროპიკული ჰაერით იქნება დაკავებული. სუბტროპიკული ზონა მდებარეობს პოლარული ფრონტების ზამთრისა და ზაფხულის განლაგებებს შორის, ამიტომაც ზამთარში ის - პოლარული ჰაერის, ხოლო ზაფხულში - ტროპიკული ჰაერის უპირატესი ზემოქმედების ქვეშ იმყოფება. ანალოგიურად განისაზღვრება სხვა ზონების საზღვრებიც.

განედურ კლიმატურ ზონებში ზღვის, კონტინენტის თუ მათათა სისტემების გავლენის მიხედვით წარმოიქმნება კლიმატების განსხვავებული ტიპები: ზღვის კლიმატი, კონტინენტური კლიმატი, მუსონური კლიმატი, მთის კლიმატი. მაგალითად, ტროპიკულ კლიმატურ სარტყელში ყალიბდება პასატური კლიმატი, ტროპიკული მშრალი კლიმატი, ტროპიკული მუსონური კლიმატი და ტროპიკული პლატოების მუსონური კლიმატი. ანალოგიურად განსხვავებული კლიმატები ყალიბდება სხვა კლიმატურ სარტყელებში (ცხრილი. 5.1.1).

ცხრილი. 5.1.1. კლიმატის ძირითადი ტიპები

განედური ზონალობა	ზღვის კლიმატი	კონტინენტური კლიმატი	მუსონური კლიმატი	მთის კლიმატი
ეკვატორული კლიმატი				

სუბეკვატორული კლიმატი				
ტროპიკული კლიმატი	პასატური კლიმატი	ტროპიკული მშრალი კლიმატი	ტროპიკული მუსონური კლიმატი	მუსონური კლიმატი ტროპიკულ პლატოებზე
სუბტროპიკული კლიმატი	სუბტროპიკული ოკეანური კლიმატი და ხმელთაშუაზღვის კლიმატი	სუბტროპიკული შიდა კონტინენტური კლიმატი	სუბტროპიკული მუსონური კლიმატი	სუბტროპიკული მაღალმთიანეთის კლიმატი
ზომიერი კლიმატი	ზომიერი ზღვის	შიდა კონტინენტური ზომიერი კლიმატი	ზომიერი მუსონური კლიმატი	მთიანი რაიონების კლიმატი ზომიერ განედებში
სუბპოლარული კლიმატი	სუბანტარქტიკული კლიმატი	სუბარქტიკული კლიმატი		
პოლარული კლიმატი	არქტიკული კლიმატი	ანტარქტიკული კლიმატი		

5.2. ლ. ბერგის კლასიფიკაცია

ბერგმა შექმნა კლიმატების კლასიფიკაცია, რომელიც ეფუძვნება მის მიერვე დამუშავებული დედამიწის ლანდშაფტურ-გეოგრაფიული ზონების კლასიფიკაციას. მან კლიმატური ზონები დაამთხვია ლანდშაფტურ-გეოგრაფიულ ზონებს. კლიმატების ერთობრიობა ბერგმა დაყო 2 კლასად: **A** კლასი მიეკუთვნება დაბლობების კლიმატს: a) ოკეანეების კლიმატი და ნ) ხმელეთის კლიმატი; და **B** კლასი - მაღლობების კლიმატი - a) მთიანეთების და პლატოების კლიმატი და ნ) მთის სისტემებისა და ცალკეული მთების კლიმატი. დაბლობის კლიმატები შეიცავს 11 ტიპს: 1. ტუნდრის (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ტუნდრა მატერიკული ქვეტიპის და სამხრეთ ნახევარსფეროს ტუნდრა ოკეანური ქვეტიპის); 2. ტაიგის (დასავლეთისა და აღმოსავლეთი ციმბირის ქვეტიპები); 3. ზომიერი ზონის ტყეების კლიმატი; 4. ზომიერი განედების მუსონური კლიმატი; 5. სტეპების კლიმატი (ზომიერი განედების და სუბტროპიკული და ტროპიკული სტეპების ქვეტიპები); 6. ხმელთაშუაზღვის კლიმატი (სამხრეთ აზიის, სუბტროპიკული სტეპების და კალიფორნიის ქვეტიპები); 7. სუბტროპიკული ტყეების კლიმატი; 8. შიდაკონტინენტური უდაბნოების კლიმატი (ზომიერი განედები); 9. სუბტროპიკული უდაბნოების კლიმატი; 10. სავანების და ტროპიკული ტყესტეპების კლიმატი; 11. ნოტიო ტროპიკული ტყეების კლიმატი.

5.3. ვ. კიოპენის კლასიფიკაცია

ყველაზე გავრცელებული კლასიფიკაცია ვ. კიოპენს ეკუთვნის. დედამიწის კლიმატები ტემპერატურის და სინოტივის რეჟიმების მიხედვით დაყოფილია 6 კლასად - (A, C, D, E, F, B). კლიმატების 5 კლასი - A, C, D, E, F - გამოიყოფა ტემპერატურის კლების მიხედვით ზღვის დონეზე ეკვატორიდან პოლუსების მიმართულებით, ხოლო მეექვსე გამოყოფილია მშრალი კლიმატების დატენიანების ხარისხის მიხედვით - B. ამასთან, A და C კლიმატებს შორის მდებარეობს ყინვის საზღვარი, ხოლო E და F - კლიმატებს შორის მდებარეობს საზღვარი ტყესა და დანარჩენ კლიმატებს შორის, ხოლო B - სიმშრალის საზღვარია.

A. ტროპიკული კლიმატი - საშუალო თვიური ტემპერატურები აღემატება 17°C.

C. სუბტროპიკული კლიმატი - საშუალო თვიური ტემპერატურები 8 - 12 თვის განმავლობაში აღემატება 9°C-ს.

D. ზომიერი კლიმატი - საშუალო თვიური ტემპერატურები 4 - 7 თვის განმავლობაში აღემატება 9°C-ს.

E. სუბარქტიკული კლიმატი - საშუალო თვიური ტემპერატურები 1 - 3 თვის განმავლობაში აღემატება 9°C-ს.

F. პოლარული კლიმატი - საშუალო თვიური ტემპერატურები არ აღემატება 9°C.

B. უდაბნოს კლიმატი .

ცხრილი 5.3.1. კლიმატის კლასები ვ. კიოპენის მიხედვით

	კლასი	განმარტება
A	ტროპიკული	საშუალო თვიური ტემპერატურა წლის განმავლობაში აღემატება 17 °C
ყინვის საზღვარი		
C	სუბტროპიკული	საშუალო თვიური ტემპერატურები 8—12 თვის განმავლობაში აღემატება 9°C
D	ზომიერი	საშუალო თვიური ტემპერატურები 4—7 თვის განმავლობაში აღემატება 9°C
E	სუბარქტიკული	საშუალო თვიური ტემპერატურები 1—3 თვის განმავლობაში აღემატება 9°C-ს.
ტყის საზღვარი		
F	პოლარული	საშუალო თვიური ტემპერატურები არ აღემატება 9°C.
სიმშრალის საზღვარი		
B	მშრალი	აორთქლება აღემატება ნალექებს

ვ. კიოპენის ფორმულაში ნალექების სეზონურობა გამოიხატება შემდეგი სიმბოლოებით:

W - მშრალი ზამთარი; **C** და **D** კლიმატებისთვის წლის თბილი პერიოდის თვეში, როდესაც უდიდესი ნალექებია, ნალექების ჯამი 10-ჯერ უნდა აღემატებოდეს წლის ცივი პერიოდის ყველაზე

მშრალი თვის ნალექების ჯამს; **A** ტიპის კლიმატისათვის ერთი თვის ნალექების ჯამი უნდა იყოს 6 სმ-ზე ნაკლები;

S - მშრალი ზაფხული. **C** და **D** კლიმატებისთვის წლის ცივი პერიოდის თვეში, როდესაც უდიდესი ნალექებია, ნალექების ჯამი 3-ჯერ უნდა აღემატებოდეს წლის თბილი პერიოდის ყველაზე მშრალი თვის ნალექების ჯამს. **A** ტიპის კლიმატისათვის ეს იშვიათია;

f-მკვეთრად გამოხატული მშრალი პერიოდი არ არის, ანუ ნალექი მოდის მთელი წლის განმავლობაში;

m-შუალედური ფორმაა **f** და **w** შორის ტროპიკული მუსონური კლიმატების ოლქში, სადაც მშრალი პერიოდი არსებობს, მაგრამ იმდენად ხანმოკლეა და არაეფექტური რომ ვერავითარ გავლენას ვერ ახდენს ბუნებაზე.

კოპენის ფორმულაში მე-3 ადგილზე მყოფი სიმბოლო მიუთითებს კლიმატურ ტიპში არსებულ სითბურ პირობებზე:

a-ყველაზე თბილი თვის ტემპერატურა $>22^{\circ}$;

b-ყველაზე თბილი თვის ტემპერატურა $<22^{\circ}$, მაგრამ 4 თვის განმავლობაში მაინც ტემპერატურა $>10^{\circ}$;

c-მხოლოდ 1-4 თვის ტემპერატურა $>10^{\circ}$; ყველაზე ცივი თვის ტემპერატურა $>-38^{\circ}$;

d-მხოლოდ 1-4 თვის ტემპერატურა $>10^{\circ}$; ყველაზე ცივი თვის ტემპერატურა $<-38^{\circ}$;

h-ცხელა (წლიური ტემპერატურა $>18^{\circ}$);

k-ცივი ზამთარი (წლიური რემპერატურა $<18^{\circ}$, მაგრამ ყველაზე თბილ თვეში $>18^{\circ}$);

k1-ცივი ზამთარი (წლიური რემპერატურა $<18^{\circ}$, ყველაზე თბილ თვეშიც $<18^{\circ}$);

ტროპიკულ კლიმატში **A** გამოიყოფა 4 ტიპი, ანუ ქვეკლასი: **Af** —ტროპიკული წვიმიანი კლიმატი, **Am** - ტროპიკული მუსონური წვიმიანი, **Aw** - ტროპიკული კლიმატი მშრალი ზამთრით და წვიმიანი ზაფხულით, **As** - ტროპიკული კლიმატი მშრალი ზაფხულით და წვიმიანი ზამთრით. ტროპიკულ კლიმატებში თვე ითვლება წვიმიანი, თუ ნალექების ჯამი არ არის 60მმ-ზე ნაკლები. ტროპიკულ წვიმიან კლიმატს **Af** მიეკუთვნება ადგილები, სადაც 9 თვეზე მეტი წვიმიანია. ტროპიკული მუსონური წვიმიანი კლიმატი **Am** დამახასიათებელია იმ ადგილებისთვის, სადაც წელიწადის 10 თვე წვიმიანია, ყველაზე მშრალი თვის ნალექების ჯამი 25მმ-ია.

სუბტროპიკული კლიმატები **C** იყოფა შემდეგ ტიპად: მშრალი ზაფხულის ან ხმელთაშუა ზღვის კლიმატი (**Csa, Csb, Csc**), ზომიერი ან სუბტროპიკული ცხელი ზაფხულის კლიმატი (**Cfa, Cwa**), ზღვიური ზომიერი კლიმატი და ოკეანის კლიმატი (**Cwb, Cwc, Cfb, Cfc**) ზღვიური სუბტროპიკული კლიმატი ან ქვე-პოლარული ოკეანის კლიმატი (**Cfc**) ზომიერი მთის კლიმატი მშრალი ზამთრით (**Cwb, Cwc**).

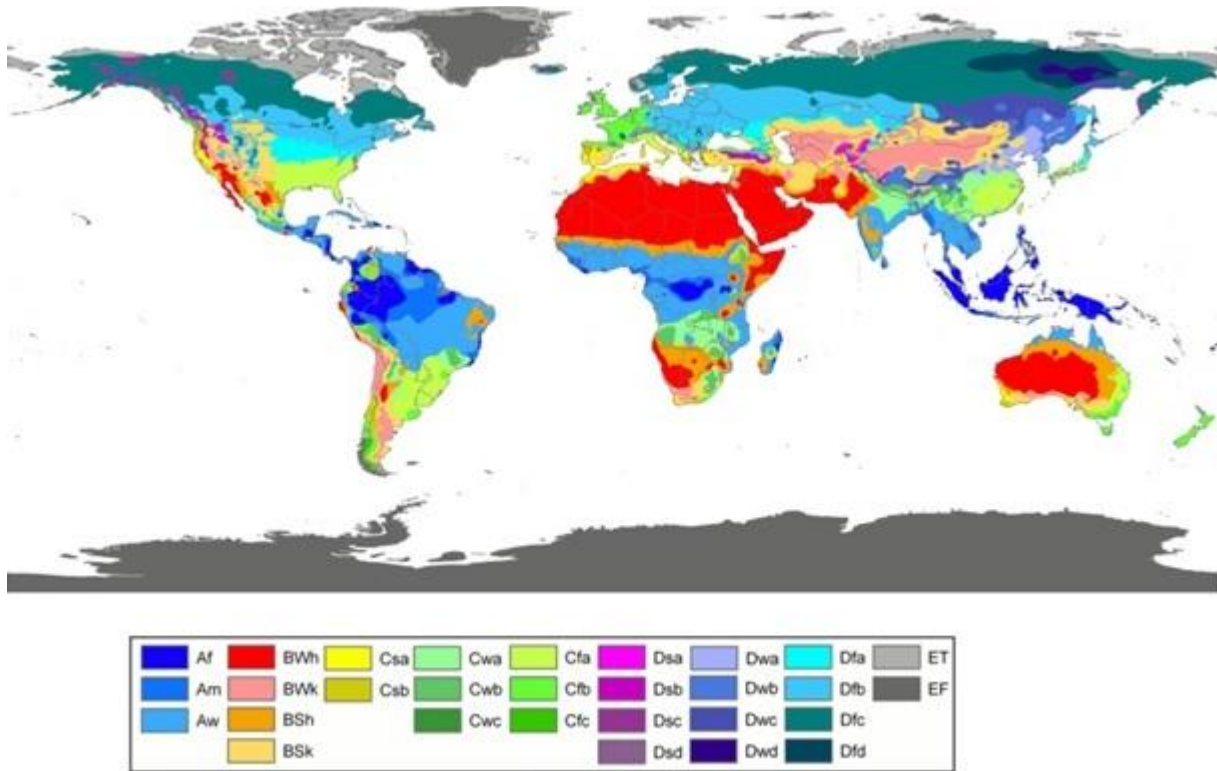
ზომიერი კლიმატები **D** იყოფა შემდეგ ტიპად: ცხელი ზაფხულის კონტინენტური კლიმატი (**Dsa, Dwa, Dfa**), თბილი ზაფხულის კონტინენტური ან ნახევრად არქტიკული კლიმატი (**Dsb, Dwb, Dfb**), კონტინენტური სუბ-არქტიკული ან არქტიკული (ტაიგა) კლიმატი (**Dsc, Dwc, Dfc**), კონტინენტური სუბ-არქტიკული კლიმატი უკიდურესად მკაცრი ზამთრით (**Dsd, Dwd, Dfd**).

სუბარქტიკული, ანუ ბორეალური კლიმატები **E** იყოფა 2 ტიპად: სუბარქტიკული ოკეანური **EO**, ყველაზე ცივი თვის საშუალო ტემპერატურით -10°C -ზე მეტი და სუბარქტიკული კონტინენტური **EC** ყველაზე ცივი თვის საშუალო ტემპერატურით -10°C -ზე ნაკლები.

პოლარული კლიმატები **F** იყოფა 2 ტიპად: ტუნდრის კლიმატი **FT**, სადაც ყველაზე თბილი თვის საშუალო ტემპერატურა მერყეობს 0 и 10°C ფარგლებში და მყინვარული კლიმატი **FI**, სადაც წელიწადის ყველა თვის საშუალო ტემპერატურა 0°C-ზე ნაკლებია.

უდაბნოს კლიმატი **BW**: ცხელი უდაბნო (**BWh**), ცივი უდაბნო (**BWk**) სტეპების კლიმატი (ნახევრად გვალვიანი) **BS**: ცხელი სტეპი (**BSh**), ცივი სტეპი (**BSk**).

კიოპენის კლიმატების კლასიფიკაცია ერთ-ერთი ყველაზე ფართოდ გავრცელებული კლიმატის კლასიფიკაციის სისტემაა. იგი პირველად 1884 წელს გამოაქვეყნა გერმანელმა კლიმატოლოგმა ვლადიმერ კიოპენმა, და რამდენიმე რედაქტირებული ვერსია გამოსცა 1918 და 1936 წლებში. აგრეთვე გერმანელმა კლიმატოლოგმა რუდოლფ გაიგერმა (1954, 1961) კიოპენტან თანამშრომლობით ცვლილებები შეიტანა კლასიფიკაციის სისტემაში, რომელსაც ზოგჯერ კიოპენ-გაიგერის კლიმატის კლასიფიკაციის სისტემას უწოდებენ. კიოპენის კლიმატის კლასიფიკაციის სისტემამ შემდგომში მოდიფიცირება განიცადა, 1960-იანის შუა წლებში ტრევართას კლიმატის კლასიფიკაციის სისტემაში (რედაქტირება 1980 წ). ტრევართას სისტემის მიზანი იყო შეექმნა უფრო დახვეწილი საშუალო განედის კლიმატის ზონა, რომელიც კიოპენის სისტემის ერთ-ერთი კრიტიკის თემას წარმოადგენდა (კლიმატის "T" ჯგუფი ძალიან ფართო იყო). ვ. კიოპენის კლასიფიკაციის საფუძველზე გ. ტრევარტმა შეადგინა დედამიწის კლიმატების რუკა (ნახ. 5.3.1).



ნახ. 5.3.1. კლიმატის ტიპები კიოპენის კლასიფიკაციის თანახმად

5.4. საქართველოს კლიმატური დარაიონება კიოპენის კლასიფიკაციის თანახმად.

კიოპენის კლიმატების კლასიფიკაცია წარმატებით გამოიყენა მ.კორმახიამ 1946 წელს, როდესაც მან შეასრულა საქართველოს პირველი კლიმატური დარაიონება, რასაც საფუძვლად კიოპენის ჰავათა კლასიფიკაცია დაუდო. მ.კორმახიამ საქართველოს ტერიტორიაზე ორი ცირკულაციურ-კლიმატური ოლქი - დასავლეთის, რომელიც ნოტიო სუბტროპიკული ჰავით ხასიათდება და აღმოსავლეთის-სუბტროპიკული კონტინენტური ჰავით, და ერთი სამხრეთ საქართველოს მთიანეთის ქვეოლქი, მშრალი სუბტროპიკებიდან ზომიერად ნოტიოში გარდამავალი ჰავით- გამოყო. დარაიონება მოიცავს ჰავის 22 ტიპს (ნახ.5.4.1.).

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;
8. ზომიერად თბილი სტეპების ჰავა ცხელი ზაფხულით;
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. მუდმივი თოვლისა და მყინვარების მაღალმთიანი ჰავა;
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.



ნახ. 5.4.1. საქართველოს კლიმატური დარაიონება მ.კორმახიას მიხედვით. აღნიშვნები იხ. ტექსტში

რაიონების ძირითადი კლიმატური მახასიათებლები და გავრცელების ადგილები წარმოდგენილია ცხრილში 5.4.1.

ცხრილი. 5.4.1. კლიმატური რაიონების რაიონების ძირითადი კლიმატური მახასიათებლები და გავრცელების ადგილები

კლიმატური რაიონი (კლიმატის ტიპი)	გავრცელების ადგილი	ჰაერის საშუალო ტემპერატურა °C		წალექების წლიური ჯამი, სმ
		იანვარი	ივლისი	
1 (Cfa)	კოლხეთის დაბლობი 200-300 მ სიმაღლემდე	4-7	22-24	125-250
1-ა (Cfa)	აჭარის სანაპირო და გურიის ნაწილი	5-7	22-23	230-270
1-ბ (Cfa)	სამეგრელოს დაბლობი და ქვედა იმერეთი	3.5-6	22.5-23.5	130-220
1-გ (Cfa)	აფხაზეთის სანაპირო	4-6.5	23-24.5	125-150
2 (Csa)	ყვირილას აუზი (400-500მ-მდე) და რაჭა-ლეჩხუმის ქვაბულის ქვედა ნაწილი (600მ-მდე)	0-4	22-24	100-120
3 (Cfb)	დასავლეთ საქართველოს ქედების ფერდობები 300-600 და 1000-1500მ-მდე	-3-+4	16-22	100-200
4 (Dfb)	ფერდობები 1700-1800 მ-მდე	-6--3	15-17.5	100-300
5 (Dfc)	Dfb-ს ზემოთ აფხაზეთში და აჭარაში 1900-2100მ-მდე, აღმოსავლეთით 2400მ-მდე	-5--8	10-15	140-300
6 (EC)	2000-2400-მუდმივი თოვლის ხაზამდე (3200მ)	-9--12	<0	140-300
7 (FI)	3200მ-დან ზემოთ	-12--18	-1-+1	-
8 (BSh)	ქვემო ქართლის ვაკე 550-600მ-მდე	-3.5-+0.7	22-25	35-49
9 (BSh დაCsa)	გარე კბეთის ზეგანი (600-800მ) და შიდა	-2-+0.9	23-24.5	50-60

	ქართლის ბარის აღმოსავლეთი (600-650მ-მდე)			
10 (Csa)	შიდა კახეთი 600-650მ-მდე, ავჭალა-ძეგვი	-0.3-+1	22.5-24	35-100
11 (Csb)	კახეთის მთიანეთი, თრიალეთის ქედი (700-1400მ), ლიხის ქედის აღმოსავლეთი (600-800მ), კავკასიონის სამხრეთ ფერდობი (600-1100მ)	-3--1	19-22	50-75
12 (Dwc)	თრიალეთის ქედი და პლატოები (1300-1900მ), კავკასიონი 100-1900მ	-3--6	16-20	50-140
13 (Dfb)	კავკასიონის ჩრდილო ფერდობი საქართველოს ფარგლებში 1900მ სიმაღლემდე	-3--7	10-14	60-90
14 (Dfc)	თრიალეთის ქედი და კავკასიონის ფერდობები 1800-2600მ-მდე	-6--11	10-14	90-150
15 (Dfc)	კავკასიონის ფერდობებს 1600-2400.	-6--9	10-14	90-130
16 (FT)	კავკასიონი 2500-3400მ, სამხრეთ მთიანეთი 2800-2900მ	-11--14	<10	-
17 (FI)	ცენტრალური კავკასიონი 3300-3400მ-ს მაღლა	-13--16	6-0	100-120
18 (Dfb)	ახალციხე-იმერეთის ქედი, არსიანის ქედი, თრიალეთის ქედი 900-1800მ	-3--7	14-19	55-90
19 (BSk)	ახალქალაქის ქვაბული და ფერდობები (1400-1600მ)	-4--7	18-21	40-52
20 (BSk1)	ჯავახეთის ზეგანის და ახალქალაქის ქვაბულები 1600-2100მ	-7--11	14-16.5	45-55
21 (BSk)	საქართველოს სამხრეთ მთიანეთი 2000-2800მ	-10--13	10-14	50-60

5.5. საქართველოს კლიმატური დარაიონება გ. ჭირაქაძის მიხედვით

გ. ჭირაქაძემ სპეციალურად გამოყენებითი მიზნებისათვის ჩაატარა საქართველოს ახალი კლიმატური დარაიონება. დარაიონებას საფუძვლად დაედო 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.5.5.1-ზე.

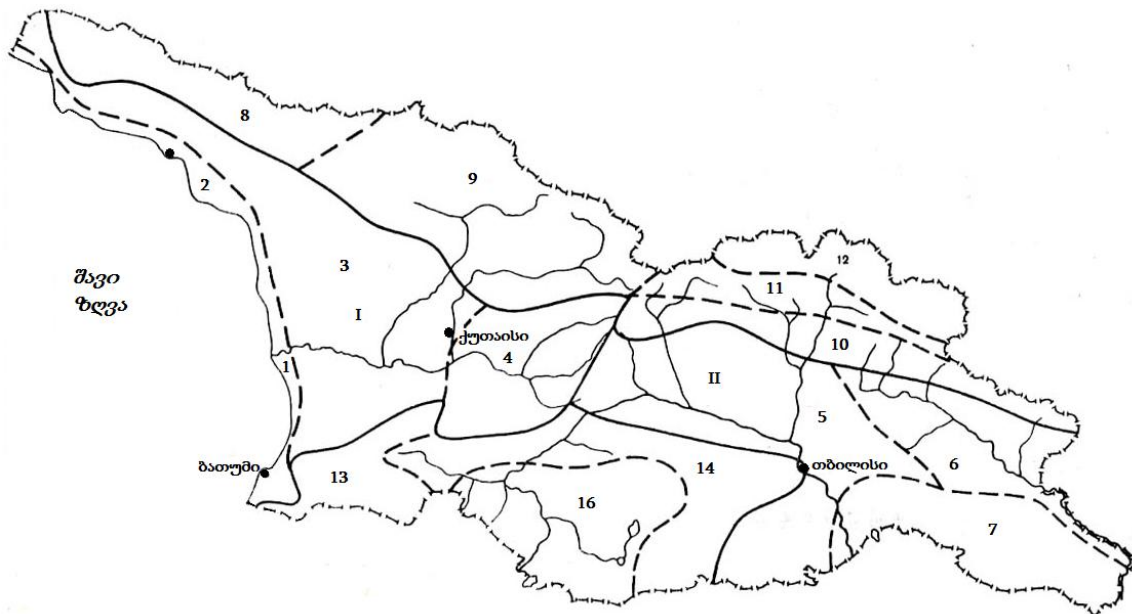
რაიონი 1. შავი ზღვის სანაპიროს სამხრეთი ნაწილი. ხასიათდება ნოტიო სუბტროპიკული ჰავით, ჭარბი დატენიანებით და მაღალი ტემპერატურული ფონით. ზამთარი თბილია, ზაფხული ზომიერად ნოტიო. რაიონის აერაციაში დიდ როლს ასრულებს ბრიზული ცირკულაცია. ნალექების

წლიური ჯამი 1700-2700მმ-ია, მაქსიმუმი შემოდგომა-ზამთარზე მოდის. იანვრის საშუალო ტემპერატურა 5-7⁰-ია, ივლისის-22-24⁰, საშუალო წლიური-13-15⁰.

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 4-6⁰, ივლისის-22-24⁰, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა-14-15⁰.

რაიონი 3. დასავლეთ საქართველოს შიდა ვაკე. 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 4-6⁰, ივლისის-21-23⁰, ხოლო საშუალო წლიური-12-14⁰.

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 3-4⁰-ს, მთაში-0 მინუს 3⁰, ივლისის ტემპერატურა შესაბამისად 22-23⁰ და 15-16⁰-ია, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა-7-14⁰-ია.



ნახ. 5.5.1. საქართველოს კლიმატური დარაიონება გ.ჭირაქაძის მიხედვით

რაიონი 5. ზემო და ქვემო ქართლის ვაკე მთისწინეთით. დატენიანება აღმოსავლეთით თანდათან კლებულობს. ყველაზე მშრალი სეზონი ზამთარია, ნალექიანი-გაზაფხული. თოვლის საფარი არამდგრადია. ნალექების წლიური ჯამი დასავლეთში 600-800მმ-ია, აღმოსავლეთში-400-500მმ. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა 0 მინუს 2⁰, ივლისის-20-24⁰, ხოლო საშუალო წლიური-10-13⁰.

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 იზრდება 1000-1100მმ-მდე. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა 0 მინუს 2^o, ივლისის-23-24^o, ხოლო საშუალო წლიური-11-13^o. 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 შეადგენს 400-600მმ-ს. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა 0 მინუს 2^o, ივლისის-22-24^o, ხოლო საშუალო წლიური-10-12^o.

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 2-7^o, ივლისის-14-19^o, მაღალმთიან ზონაში ივლისის ტემპერატურა კლებულობს 6-8^o-მდე. საშუალო წლიური ტემპერატურა-1-დან მინუს 4^o-მდე იცვლება.

რაიონი 9. დასავლეთ კავკასიონის შიდა ნაწილი. რაიონისათვის დამახასიათებელია ზომიერი დატენიანება. მკვეთრად გამოხატულია ფიონური ეფექტი. ნალექების წლიური ჯამი 900-1200მმ-ია, მაქსიმუმი დამახასიათებელია შემოდგომისა და ზამთრისათვის. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა მთისწინეთში მინუს 2-6^o-ია, ხოლო მაღალმთიან რაიონში-მინუს 12^o-ია. ივლისში ტემპერატურა 7-20^o, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა მინუს 2-პლიუს 6^o-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 3-6^o, ივლისის-17-18^o, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურაა-7-8^o.

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 5-11^o, ივლისის-10-16^o, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურაა 0 მინუს 6^o.

რაიონი 12. კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობები. რაიონი გამოირჩევა განსაკუთრებული კონტინენტურობით და ზომიერი დატენიანებით. ნალექების მინიმუმი მოდის ზამთარში, მაქსიმუმი-გაზაფხულსა და ზაფხულში. მნიშვნელოვანია მყარი ნალექების ხვედრითი წილი. მდგრადი თოვლის საფარი გრძელდება 120-160 დღის განმავლობაში. ნალექების წლიური ჯამი 700-1000მმ-ია. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურაა მინუს 6-10^o-ია, ივლისის-12-14^o, საშუალო წლიური ტემპერატურა-4-დან მინუს 5^o-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^o-ია, ივლისის-13-19^o, ხოლო საშუალო წლიური ტემპერატურა 4-10^o.

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 ტემპერატურაა-4-9⁰.

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 ტემპერატურაა-3-9⁰.

5.6. საქართველოს საკურორტო კლიმატური დარაიონება

საქართველოს პირველი კლიმატური დარაიონება საკურორტო ფაქტორების გათვალისწინებით გ.უშვერიძემ და რ.კავკასიძემ შეასრულეს 1967 წელს. მათ აღნიშნულ დარაიონებას ატმოსფეროს წნევა და მასთან დაკავშირებული ჟანგბადის პარციალური წნევა დაუდეს საფუძვლად, რაც მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ადამიანის ორგანიზმის მთავარ ფუნქციაზე-სუნთქვაზე. ამიტომაც შესაბამის დარაიონებას მედიკო-კლიმატური დარაიონება უწოდეს. ამ პრინციპის საფუძველზე მათ შემდეგი საკურორტო ზონები და ქვეზონები გამოყვეს:

1. დაბლობის საკურორტო ზონა. გავრცელებულია ზღვის დონედან 500მ სიმაღლემდე. ატმოსფეროს წნევა 760-720მმ-ს, ხოლო ჟანგბადის პარციალური წნევა 159-149მმ-ს შეადგენს. ზონა შეიცავს სამ ქვეზონას:

- ა). ზღვისპირა ნოტიო სუბტროპიკულ ქვეზონას;
- ბ). დასავლეთ საქართველოს დაბლობის ნოტიო და ზომიერად ნოტიო ქვეზონას;
- გ). აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობის ზომიერად ნოტიო ქვეზონას (ალაზნის ველი);
- დ). აღმოსავლეთ საქართველოს აღმოსავლეთ ნაწილის დაბლობის ზომიერად მშრალ ქვეზონას.

2. დაბალი მთის საკურორტო ზონა. ვრცელდება 500მ-დან 1000მ სიმაღლეთა ინტერვალში. ატმოსფეროს წნევა 720-680მმ-ს, ხოლო ჟანგბადის პარციალური წნევა 149-140მმ-ს შეადგენს. ზონა შეიცავს ორ ქვეზონას:

- ა). დასავლეთ საქართველოს დაბალი მთის ზომიერად ნოტიო ქვეზონას;
- ბ). აღმოსავლეთ საქართველოს დაბალი მთის ზომიერად მშრალ ქვეზონას.

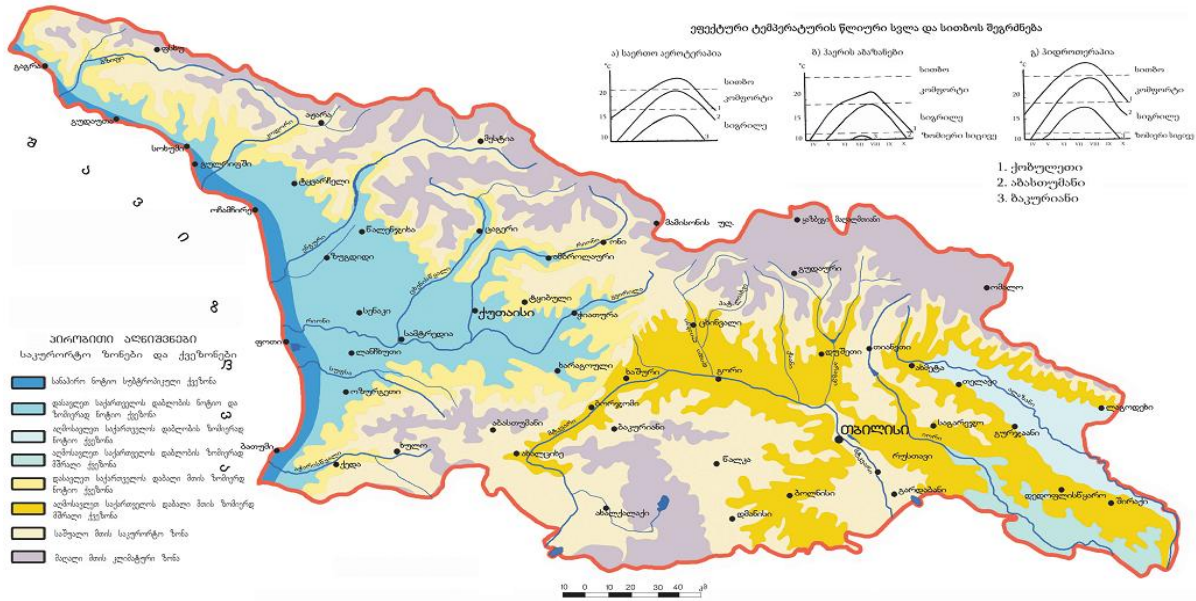
3. საშუალო მთის საკურორტო ზონა. ვრცელდება 1000მ-დან 1500მ სიმაღლეთა ინტერვალში. ატმოსფეროს წნევა 680-640მმ-ს, ხოლო ჟანგბადის პარციალური წნევა 140-132მმ-ს შეადგენს.

4. მაღალი მთის საკურორტო ზონა. ვრცელდება 1500 მ-დან 2200 მ სიმაღლეთა ინტერვალში. ატმოსფეროს წნევა 640-590მმ-ს, ხოლო ჟანგბადის პარციალური წნევა 132-122მმ-ს შეადგენს.

5. მაღალი მთის არასაკურორტო ზონა. ვრცელდება 2200მ-ზე მაღლა. ატმოსფეროს წნევა 590მმ-ზე დაბალია, ხოლო ჟანგბადის პარციალური წნევა 122მმ-ზე დაბალი.

1979 წელს საქართველოს ჯანმრთელობის დაცვის სამინისტროს ი.კონიაშვილის სახელობის კურორტოლოგიის და ფიზიოთერაპიის სამეცნიერო-კვლევით ინსტიტუტში საქართველოს კურორტების და საკურორტო რესურსების ატლასზე მუშაობის დროს ვ.ჯალიაშვილმა, ე.კობახიძემ და ე.ელიზბარაშვილმა დააზუსტეს საკურორტო ზონების საზღვრები. მათ ამ პროცესს გეოგრაფიული

ზონალურობა და საქართველოს კურორტების სამკურნალო ფაქტორები დაუდეს საფუძვლად, დაზუსტება ძირითადად საშუალო მთის საკურორტო ზონის საზღვრებს შეეხება. საშუალო მთის საკურორტო ზონის საზღვრებად მიჩნეული იყო 1000-2000 მ. ეს ზონა წარმოდგენილი იყო ორ იარუსად, ქვედა, 1500 მ სიმაღლემდე და ზედა, 1500 მ-ზე მაღლა. 2000 მ-ზე მაღლა ზონა მიჩნეული იყო არასაკურორტოდ, რადგანაც იქ პრაქტიკულად არ არის კურორტები და ზონას სამკურნალო ფაქტორები არ გააჩნია. ამიტომ ამ ზონას ტურიზმის და ალპინიზმის ზონა ეწოდა (ნახ. 5.6.1).



ნახ. 5.6.1. საქართველოს საკურორტო კლიმატური ზონები

5.7. საქართველოს აგროკლიმატური დარაიონება

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.

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.

თანამედროვე პირობებში საქართველოს აგროკლიმატურ რესურსებს სრულფასოვნად ასახავს გ.მელაძის მიერ შექმნილი საქართველოს აგროკლიმატური რუკა (ნახ. 5.7.1).

რუკა გვიჩვენებს საქართველოს ტერიტორიაზე 10⁰-ზე მეტი აქტიური ტემპერატურების ჯამების და თბილი პერიოდის ატმოსფერული ნალექების კომპლექსურ განაწილებას, რაც ძალიან მნიშვნელოვანია სოფლის მეურნეობისათვის. ცხადია, რომ რაც მეტია ტემპერატურათა ჯამი და

გარდაბნის და მარნეულის რაიონებში. დასავლეთ საქართველოში სუბტროპიკული ხურმა ვრცელდება ზღვის დონიდან 600-700მ სიმაღლემდე.

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. მელაძე გამოყოფს სამ ზონას:

I ზონაში ტემპერატურის ჯამები 4000⁰ 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.

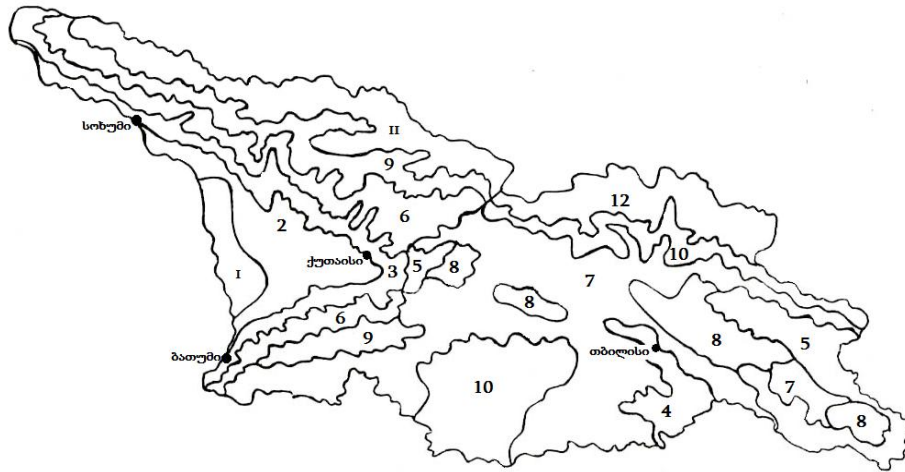
II ზონაში ტემპერატურათა ჯამი 3000⁰ და მეტია. ეს ზონა ვრცელდება ზღვის დონიდან 700-800 მეტრამდე, სადაც შესაძლებელია გერანისა და ევგენოლის რეჰანის ერთი მოსავლის მიღება აგვისტოს მეორე დეკადის ბოლოს. აქ შეიძლება წარმატებით ვაწარმოოთ, აგრეთვე, ეთერზეთოვანი ვარდიც.

III ზონაში ტემპერატურის ჯამი 2000⁰-ზე მეტია. ეს ზონა ვრცელდება 900-1200 მეტრამდე ზღვის დონიდან, სადაც შეიძლება ვაწარმოოთ მხოლოდ გერანის კულტურა.

5.8. საქართველოს ნიადაგების კლიმატური დარაიონება

ნიადაგების კლიმატური დარაიონება გულისხმობს ტერიტორიის დაყოფას ნიადაგის ჰავის დამახასიათებელი ელემენტების საფუძველზე ნიადაგ-კლიმატური რესურსების სასოფლო-სამეურნეო შეფასებისა და რაციონალური გამოყენებისათვის. ნიადაგების კლიმატური დარაიონება წარმოადგენს აგროკლიმატური და უფრო ზოგადი კომპლექსური ფიზიკურ-გეოგრაფიული დარაიონების შემადგენელ ნაწილს. ამავე დროს ის არსებითად განსხვავდება აგროკლიმატური დარაიონებისაგან, რადგანაც უკანასკნელი ძირითადად ითვალისწინებს ატმოსფეროს კლიმატურ პირობებს, 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 მიიჩნევს ნიადაგის სითბურ თვისებებს, დატენიანების და გაზურ რეჟიმს. საქართველოს ნიადაგების კლიმატურ დარაიონებას საფუძვლად დაედო საქართველოს გეოთერმული და აგროკლიმატოლოგიური რაიონები (ნახ. 5.8.1).



ნახ. 5.8.1. საქართველოს ნიადაგების კლიმატური დარაიონება ეელიზბარაშვილის და ნ.სულხანიშვილის მიხედვით

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 5.8.1.

ცხრილი 5.8.1. საქართველოს ნიადაგ-კლიმატური რაიონების ძირითადი მახასიათებლებ

რაიონი,№	კლიმატური მახასიათებლები	ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა თბილ პერიოდში °C	ნიადაგის ტემპერატურა ა 20სმ სიღრმეზე °C	პროდუქტიული ტენის მარაგი 1მ სისქის მიადაგის ფენაში წლის განმავლობაში, მმ
1	მეტად თბილი ნიადაგები ძლიერი გაწყლოვანებით	22და მეტი	20 და მეტი	300 და მეტი
2	მეტად თბილი ნიადაგები ზომიერი გაწყლოვანებით	"	"	250-350
3	მეტად თბილი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით	"	"	200-300
4	მეტად თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით	"	"	100-200
5	მეტად თბილი ნიადაგები გაზაფხულის სრული დასველებით	"	"	50-150

6	თბილი ნიადაგები სუსტი გაწყლოვანებით	15-22	15-20	200-300
7	თბილი ნიადაგები კაპილარული დატენიანებით	"	"	100-200
8	თბილი ნიადაგები გაზაფხულის სრული დასველებით	"	"	50-150
9	თბილი ნიადაგები სუსტი გაქლოვანებით	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 6. კლიმატის ცვლილება

6.1. კლიმატის ცვლილება წარსულში

მეცნიერებამ დიდი ხანია დაადგინა, რომ სხვადასხვა გეოლოგიურ ეპოქაში დედამიწის კლიმატი იცვლებოდა. დედამიწის სფეროს სხვადასხვა ნაწილში მიმდინარეობდა დათბობა ან გამყინვარება. მაგალითად, სხვადასხვა გეოლოგიურ ეპოქაში გამყინვარება მიმდინარეობდა ფინეთსა და კანადაში, გრენლანდიასა და ჩრდილოეთ ევროპაში, აფრიკაში, ავსტრალიაში, სამხრეთ ამერიკაში, ინდოეთში, ევროპასა და ჩრდილოეთ ამერიკაში. ცხელი კლიმატი იყო შპიცბერგენის კუნძულზე, შუა ციმბირის ზეგანზე და სხვაგან. ხმელთაშუა ზღვის ტიპის ჰავა გავრცელებული იყო გრენლანდიაში, ხოლო ნოტიო ჰავა საჰარასა და სხვა უდაბნოებში. დედამიწის კლიმატის ცვლილების ძირითადი თავესებურებები ნაჩვენებია ცხრილში 6.1.1.

ცხრილი 6.1.1. კლიმატური ცვლილებები გეოლოგიურ წარსულში

ერა, პერიოდი	დრო	კლიმატის თავისებურება
პალეოზოური	570 მლნ. წლის უკან	თბილი კლიმატი. ხმელეთის ძირითადი მასები თავმოყრილი იყო ტროპიკულ და ზომიერ განედებში; სამხრეთ და განსაკუთრებით ჩრდილოეთ პოლუსი ოკეანით იყო დაფარული, რაც როგორც ჩანს, ყინულის წარმოქმნას ხელს უშლიდა. კლიმატის აცივება, რომელმაც გამოიწვია მასიური გამყინვარება, დაფიქსირებულია დაახლოებით 450 მლნ. წლის უკან
ტრიასული	230 მლნ. წლის უკან	ხმელეთის ძირითადი მასივები გაერთიანებული იყო ერთ მთლიან სუპერკონტინენტში (პანგეაში), ტემპერატურა ისევ მაღალი რჩებოდა და უდრიდა 24,5°
კაინოზოური	65 მლნ.	თბილი კლიმატი გამოირჩეოდა. მაგალითად ლონდონის განედზე საშუალო

	წლის უკან	წლიური ტემპერატურა შეადგენდა 21° გრადუსს (დღეისათვის კი იგი შეადგენს მხოლოდ 10° გრადუსს).
პლეისტოცენი	1,2-1,0 მლნ.წლის უკან	შედგება გამყინვარების ოთხი პერიოდისაგან, რომელიც დასრულდა გიუნც-მინდელური დათბობით (1,0-0,76 მლნ. წლის წინ), რომლის დროსაც ხმელთაშუა, შავ და ბერინგის ზღვებზე აღინიშნებოდა ტრანსგრესიები.
ჰოლოცენი	10,3-10,2 ათ. წლის უკან	დაიწყო ინტენსიური დათბობით. შედეგად ქრება სკანდინავიის მყინვარული საფარი (8,5 ათ. წლის წინ). ჩვენს წელთაღრიცხვამდე 500 წლის უკან დაიწყო სუბატლანტიკური პერიოდი. ამ პერიოდში ხდება კლიმატის გაუარესება.

პალეოზოოურის დასაწყისი (570 მლნ. წლის უკან) თბილი კლიმატით ხასიათდებოდა. ხმელეთის ძირითადი მასები თავმოყრილი იყო ტროპიკულ და ზომიერ განედებში; სამხრეთ და განსაკუთრებით ჩრდილოეთ პოლუსი ოკეანით იყო დაფარული, რაც როგორც ჩანს, ყინულის წარმოქმნას ხელს უშლიდა. კლიმატის აცივება, რომელმაც გამოიწვია მასიური გამყინვარება, დაფიქსირებულია დაახლოებით 450 მლნ. წლის წინ (გვიანდელ ორდოვიციულში). ამ დროს ხმელეთის ზედაპირზე მოხდა კონტინენტური ფილაქნების მნიშვნელოვანი გადაადგილებები.

ტრიასული პერიოდის დასაწყისში (230 მლნ. წლის უკან) ხმელეთის ძირითადი მასივები გაერთიანებული იყო ერთ მთლიან სუპერკონტინენტში (პანგეაში), რომლის ჩრდილოეთით — ლავრაზია, ხოლო სამხრეთით — გონდვანა გარშემოტყმული იყვნენ ტეთისით. საბოლოოდ იურულ პერიოდში პანგეამ დაშლა დაიწყო.

ტრიასული პერიოდის განმავლობაში მიმდინარეობდა კლიმატის თანდათანობითი დათბობა. დათბობა გრძელდება იურულ ეპოქაშიც. ამ დროისათვის დედამიწის საშუალო ტემპერატურა ისევ მაღალი რჩებოდა და უდრიდა 24,5 გრადუსს. იურულში კლიმატი არსებითად ზონალურობით ხასიათდება და ამასთანავე სამხრეთ და ჩრდილოეთ ნახევარსფეროების საშუალო განედებში ადგილი აქვს ტემპერატურის სეზონურ რყევას. იურულში მასიური გამყინვარება არ ფიქსირდება.

კაინოზოური ერა, რომელიც 65 მლნ. წლის უკან დაიწყო და თავდაპირველად თბილი კლიმატით გამოირჩეოდა. პოლეოცენში თბილი კლიმატი შენარჩუნდა: ამ პერიოდის საშუალო გლობალური ტემპერატურა თანამედროვე ტემპერატურას აღემატებოდა დაახლოებით 8-9 გრადუსით. მაგალითად ლონდონის განედზე საშუალო წლიური ტემპერატურა შეადგენდა 21 გრადუსს (დღეისათვის კი იგი შეადგენს მხოლოდ 10 გრადუსს).

პლეისტოცენში დედამიწა გამყინვარების ფაზაში უკვე შესული იყო. პლეისტოცენში მყინვარული პერიოდი შედარებით თბილ გამყინვარებათშორისით შეცვალა. პლეისტოცენი შედგება გამყინვარების ოთხი პერიოდისაგან, რომელთაგან პირველი გიუნცური გამყინვარება (1,2-1,0 მლნ. წლის უკან) იყო. გიუნცური აცივება დასრულდა გიუნც-მინდელური დათბობით (1,0-0,76 მლნ. წლის უკან), რომლის დროსაც ხმელთაშუა, შავ და ბერინგის ზღვებზე აღინიშნებოდა ტრანსგრესიები.

ახალი გლობალური დათბობა დაიწყო დაახლოებით 10,3-10,2 ათ. წლის უკან. ამრიგად ჰოლოცენი დაიწყო ინტენსიური დათბობით. შედეგად ქრება სკანდინავიის მყინვარული საფარი (8,5 ათ. წლის წინ). ჩვენს წელთაღრიცხვამდე 500 წლის უკან დაიწყო სუბატლანტიკური პერიოდი. ამ პერიოდში ხდება კლიმატის გაუარესება.

ჩვენი ერის პირველ ასწლეულში სინოტივე და ტემპერატურა თანამედროვეს მიუახლოვდა. თუმცა, დაახლოებით ჩვ. წ. IV-V სს. პირობები შეიცვალა, რომელიც გაგრძელდა VIII საუკუნემდე (ცხრილი 6.1.2).

ამ პერიოდში ევროპაში კლიმატი თბილი და მშრალი იყო. ამავე პერიოდში იწყება ტორფნარების შემცირება და ტბათა დონეების დაცემა. ადრინდელ შუა საუკუნეების (VIII-დან XIV ს-მდე) პერიოდს ვიკინგების ეპოქა ეწოდება. ამ დროისათვის კლიმატი უფრო რბილი და თბილი ხდება, რასაც მოჰყვა ჩრდილოეთის ზღვებში ყინულოვანი მასის შემცირება.

800-1200 წწ. ვიკინგები ისეთ განედებზე ნაოსნობდნენ, სადაც დღეს მოტივტივე ყინულებია გავრცელებული. სწორედ მათ გახსნეს და დაასახლეს ისლანდია და გრენლანდია. ჩვ. წ. 750-1200 წწ. დასავლეთ ევროპა თბილი კლიმატით ხასიათდებოდა სინოტივის რამდენადმე ვარდნით. XII-XIII სს. ბალტიის სანაპიროებსა და ინგლისში ვაზი მოჰყავდათ.

VIII-XIII სს. ჩრდილოეთ ამერიკა ასევე დადებითი თბილი კლიმატით გამოირჩეოდა - დიდი ტბების რაიონში გაჩნდა დასახლება, სადაც მიწათმოქმედებას მისდევდნენ. ამიტომაც VIII-XIII საუკუნეების პერიოდმა მიიღო სახელწოდება - მცირე კლიმატური ოპტიმუმი.

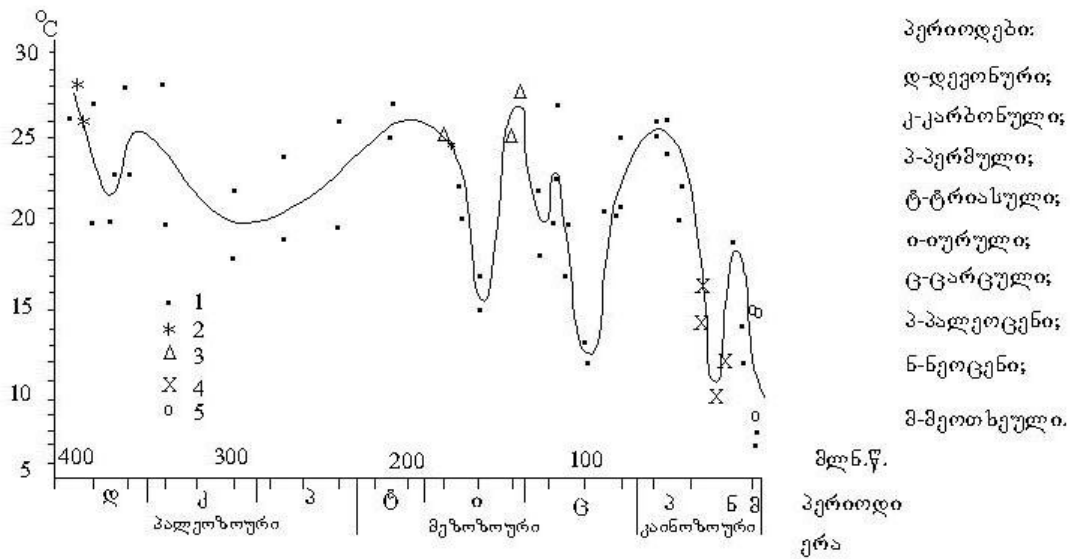
XIII-XIV სს. იწყება კლიმატის ხელახალი აცივება, ჩრდილოეთის წყლებში თანდათანობით იზრდება ყინულოვანი საფრის რაოდენობა, საზღვაო გზები მეტწილად ჩაიკეტა. ამავე პერიოდში იწყება კლიმატის შიდასეზონური ცვლილებანი. შეინიშნებოდა კლიმატის გადასვლა ე.წ. მცირე მყინვარულ პერიოდში. ამ უკანასკნელისთვის ნიშანდობლივი იყო მთის მყინვარების ბუნების ხასიათი.

XVI საუკუნეში შესამჩნევი ხდება ალპური მყინვარების შემოტევა, ხოლო XVI-XVII სს. მან მაქსიმუმს მიაღწია. კლიმატის ცვლილება მცირე კლიმატური ოპტიმუმსა და მცირე მყინვარულ პერიოდში არასინქრონულად მიმდინარეობდა. ამ ცვლილებების ზუსტი მიზეზი უცნობია.

ცხრილი 6.1.2. კლიმატური ცვლილებები ახალ ერაში

საუკუნე	კლიმატური პირობები
I	შეესაბამება თანამედროვე კლიმატს
IV-V - VIII	კლიმატი ცვალებადია, ძირითადად თბილი და მშრალი
VIII - XII	თბილი კლიმატით ხასიათდებოდა სინოტივის რამდენადმე ვარდნით. XII-XIII სს. ბალტიის სანაპიროებსა და ინგლისში ვენახი მოყავდათ – მცირე კლიმატური ოპტიმუმი.
XIII - XIV	კლიმატის ხელახალი აცივება,–მცირე მყინვარულ პერიოდი
XVI - XVII	ალპური მყინვარების შემოტევა

კლიმატური პირობები იცვლებოდა საქართველოს ტერიტორიაზეც (ნახ. 6.1.1). მაგალითად პალეოტემპერატურა მთელი პალეოზოოური ერას განმავლობაში (300-400 მლნ წლის უკან) საკმაოდ მაღალი იყო და საშუალოდ 20-28 გრადუსს შეადგენდა. მეზოზოოური ერას განმავლობაში (100-200 მლნ წელი) წლიური ტემპერატურის რყევადობა უფრო ფართო დიაპაზონში აღინიშნებოდა (12-28⁰). განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი ცვლილებები, კერძოდ ტემპერატურის ხშირი დაცემები კაინოზოოურ ერაში – პალეოცენში (50-100 მლნ.წ) და მეოთხეულ პერიოდებში მიმდინარეობდა. უკანასკნელ მათგანში ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურა 7⁰-მდე დაეცა.



ნახ. 6.1.1. ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილება კავკასიაში უკანასკნელი 400 მლწ. წლის მანძილზე სხვადასხვა ავტორების მიხედვით: 1 - იასამანოვი; 2 - სინიცინი; 3 - ნუცუბიძე; 4 - ემილიანი; 5 - სერგინი.

საქართველოს კლიმატი იცვლებოდა უკანასკნელ ათასწლეულშიც. გამოკვლევების თანახმად იკვეთება XII-XIII საუკუნეების კლიმატური ოპტიმუმი, აგრეთვე XV-XVI და XVII-XVIII საუკუნეების მცირე მყინვარული პერიოდები, რომელთაც გლობალური მასშტაბები ჰქონდათ.

დედამიწის კლიმატი იცვლებოდა უკანასკნელი საუკუნეების მანძილზეც. XYIII- საუკუნის ევროპის კლიმატი შეიძლება დახასიათდეს როგორც კონტინენტური, მცირენალექებიანი. 1850 წლიდან ზომიერ განედებსა და არქტიკაში დაიწყო ტემპერატურის გაზრდა და მიმდინარე საუკუნის 30-იანი წლებისათვის მისმა საშუალო ნაზრდმა შეადგინა 0,3 გრადუსი, ხოლო არქტიკაში-0,9 გრადუსი. XX საუკუნის 40-იანი წლებიდან ჩრდილო-დასავლეთ გრენლანდიაში დაიწყო აცივება, რომელიც გავრცელდა ცენტრალურ არქტიკაში, კანადის არქტიკულ არქიპელაგზე და ნაწილობრივ აღმოსავლეთ ციმბირზე. აცივების ინტენსიურობა განსაკუთრებით მაღალი იყო კარიბის ზღვაზე. აქ 20 წლის განმავლობაში ჰაერის საშუალო ტემპერატურა შემცირდა 3 გრადუსით. გასული საუკუნის 60-იანი წლებიდან აცივება კვლავ დათბობამ შეცვალა.

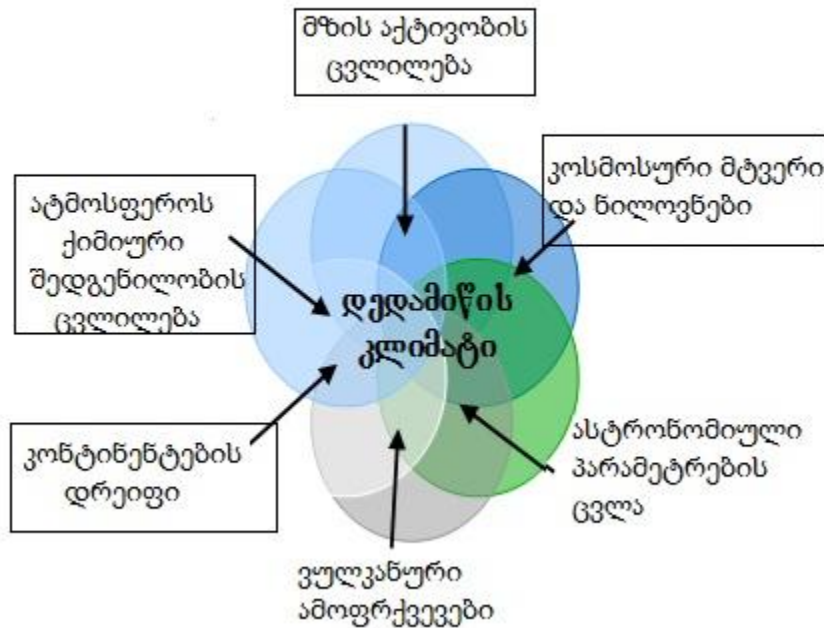
6.2. კლიმატის ცვლილების მიზეზები

ნახ. 6.2.1 - ზე წარმოდგენილია დედამიწის კლიმატის ცვლილების ძირითადი მიზეზები. როგორც ვხედავთ კლიმატის ცვლილების ძირითადი მიზეზებია— კონტინენტების დრეიფი და მასთან დაკავშირებული ტექტონიკური პროცესები, ვულკანური ამოფრქვევები, ასტრონომიული და რადიაციული მიზეზები, რომლებიც დაკავშირებულია დედამიწის ასტრონომიული

პარამეტრების და მზის აქტივობის ცვლილებას, აგრეთვე ატმოსფეროს ქიმიური შემადგენლობის ცვლილება და საპლანეტათაშორისი მტვერი და ნისლოვანებები.

შედარებით დაწვრილებით განვიხილოთ ზოგიერთი მათგანი.

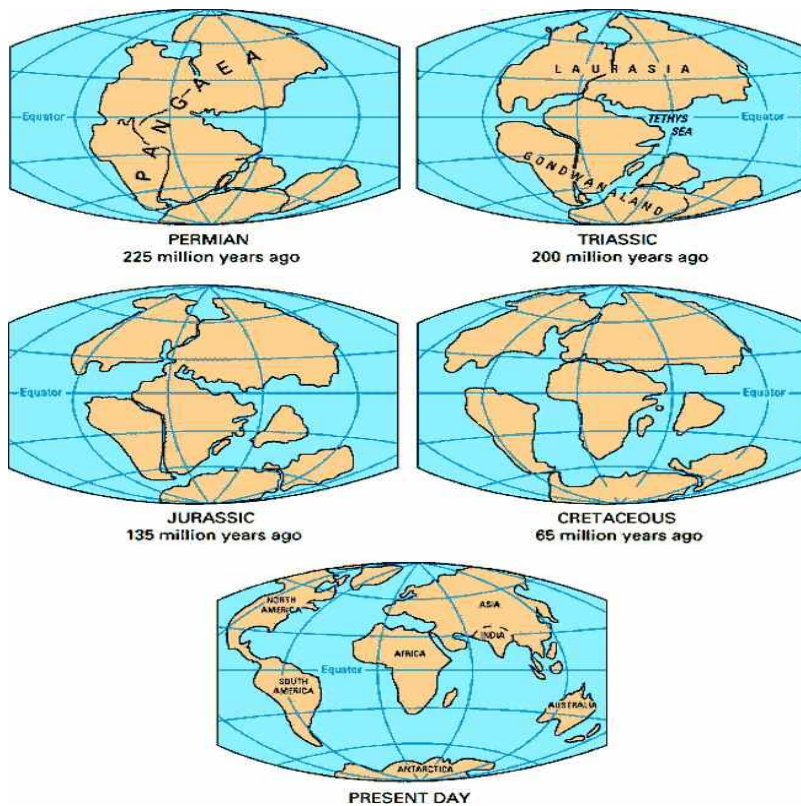
კლიმატის ცვლილებების გამომწვევი ძირითადი მიზეზები



ნახ. 6.2.1. კლიმატის ცვლილების მიზეზები

ტექტონიკური პროცესები იწვევენ რელიეფის მნიშვნელოვან ცვლილებას - დედამიწის ქერქის აწევას ან დაწევას, რასაც მოჰყვება ხმელეთის ფართობის გაზრდა ან შემცირება, ოკეანეთა დინებების ცვლილება, სითბოცვლის გაზრდა ან შემცირება დაბალ და მაღალ განედებს შორის და სხვ. აღნიშნულ ცვლილებებთან დაკავშირებით იცვლება დედამიწის ზედაპირის სითბოს ბალანსის მდგენელები, ტენზორუნვის პირობები და მთლიანად კლიმატი.

გონდვანა დაახლოებით 530-750 მლნ წლის წინ ჩამოყალიბდა და კარგა ხანს სამხრეთ პოლუსის გარშემო იყო. 360 მლნ წლის წინ, ქვა-ნახშირის პერიოდში მკვეთრი მოძრაობით დაიძრა ჩრდილოეთით და ჩრდილოამერიკულ-სკანდინავიურ მიწებთან შეჯახებით გიგანტურ პროტოკონტინენტ პანგეას შეუერთდა. ამის მიუხედავად, 180 მლნ წლის წინ, იურულ პერიოდში პანგეა კვლავ გაიხლიჩა და ისევ გონდვანად და ჩრდილოეთის კონტინენტ ლავრაზიად იქცა. 30 მლნ წლის შემდეგ თავად გონდვანა დაიშალა სამხრეთ ამერიკად, აფრიკად, ავსტრალიად და ანტარქტიდათ, ხოლო ლავრაზიიდან ჩამოყალიბდა ჩრდილოეთ ამერიკა და ევრაზია. აქ აღწერილი კარგად მოჩანს ნახ. 6.2.2-ზე.



ნახ.6.2.2. კონტინენტების დრეიფი

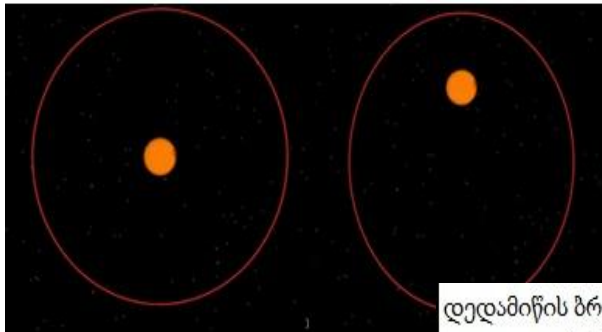
ამავდროულად დედამიწაზე მიმდინარეოს ინტენსიური ტექტონიკური მოძრაობები, ხმელეთის რყევა, რაც თავის მხრივ გავლენას ახდენდა კლიმატურ პირობებზე.

ასტრონომიული ჰიპოთეზა დედამიწის კლიმატის ცვლილებას უკავშირებს დედამიწის ბრუნვის ღერძის და აგრეთვე მისი ორბიტის ცვლილებებს. დედამიწა-მთვარის სისტემის ევოლუციის გამოთვლებმა ცხადყო, რომ დედამიწის არსებობის 4,5-4,7 მლრდ წლის განმავლობაში იცვლებოდა მისი ბრუნვის ხასიათი. თეორიულმა გამოთვლებმა აჩვენა, რომ თანამედროვე პირობებში დედამიწის ბრუნვის ღერძის დახრილობა მისი ორბიტის სიბრტყისადმი იზრდება 5°-ით 1 მლრდ წელიწადში, ხოლო ბრუნვის სიჩქარე მცირდება 20 %-ით. ამით, დღეადამის ხანგრძლივობა საუკუნეში 1,7 მილი - წმ-ით იზრდება. ამრიგად, შეიძლება დავასკვნათ, რომ დედამიწა ადრე ბრუნავდა უფრო სწრაფად, თუმცა მაშინ ბრუნვის ღერძის შედარებით ნაკლები დახრილობის კუთხით. ამიტომ მეტეოროლოგიური ელემენტების წლიური და დღე-ღამური ამპლიტუდები უფრო ნაკლები იყო, ვიდრე ამჟამად, ხოლო ტემპერატურათა სხვაობა ეკვატორსა და პოლუსებს შორის-მეტი. ზემოაღნიშნულის გამო ატმოსფეროს ცირკულაცია შედარებით ინტენსიური იყო, რაც, თავის მხრივ, გავლენას ახდენდა დედამიწის კლიმატზე.

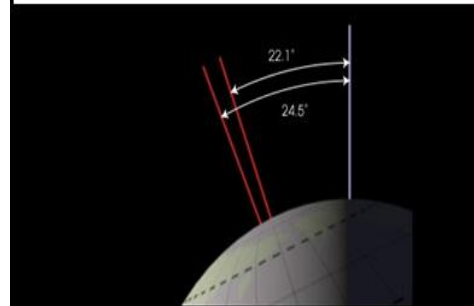
დედამიწის კლიმატის ცვლილება შეიძლება დაკავშირებული იყოს ჩრდილოეთი და სამხრეთი პოლუსების, და აგრეთვე კონტინენტების მდებარეობათა ცვლილებებთან. პალეოკლიმატური გამოკვლევების თანახმად დადგენილია, რომ პალეოზოურ ერაში ჩრდილოეთ პოლუსი მდებარეობდა წყნარი ოკეანის ცენტრში, საიდანაც მან თანდათან გადაინაცვლა არქტიკის მიმართულებით. ცხადია პოლუსებისა და კონტინენტების გადაადგილება იწვევს

კლიმატის მკვეთრ ცვლილებებს. პოლუსების აბსოლუტური გადანაცვლებისას დედამიწის ზედაპირზე გადაადგილდება აგრეთვე გეოგრაფიული კოორდინატების ბადეც, მათთან დაკავშირებულ კლიმატურ ზონებთან ერთად. პოლარულ რაიონებში მოხვედრილ კონტინენტებზე ვითარდებოდა კონტინენტური გამყინვარება, რაც იწვევდა მთელი დედამიწის ზედაპირის ტემპერატურის შემცირებას. პალეომაგნიტური მონაცემების თანახმად, ასეთ მოვლენას ადგილი ჰქონდა კარბონულ და პერმულ პერიოდებში, როდესაც სამხრეთ ამერიკა, აფრიკა, ინდოეთი, ავსტრალია და ანტარქტიდა დაჯგუფებული იყო სამხრეთ პოლუსის რაიონში.

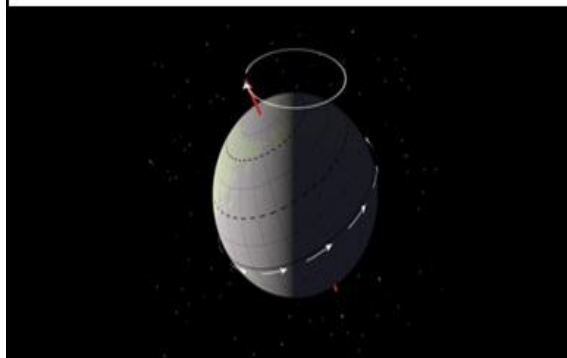
დედამიწის ორბიტის 100000 წლიანი პერიოდული ცვლილება



დედამიწის ღერძის დახრილობის 41000 წლიანი პერიოდული ცვლილება



დედამიწის ბრუნვის მიმართულების 25800 წლიანი პერიოდით ცვლილება



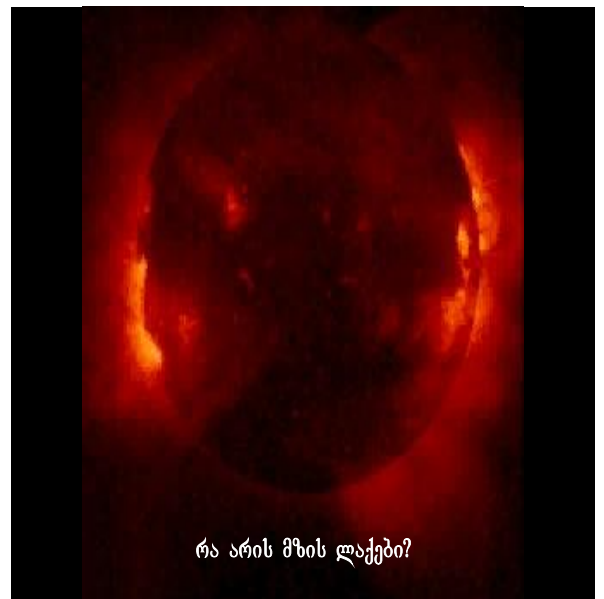
ნახ. 6.2.3. დედამიწის ასტრონომიული პარამეტრების ცვლილება

დედამიწის კლიმატის ცვლილების ასტრონომიულ მიზეზად შეიძლება ჩაითვალოს აგრეთვე მზის სისტემის სხვა პლანეტებისა და დედამიწის ურთიერთმიზიდულობა. ამის შედეგად ადგილი აქვს დედამიწის ღერძის დახრილობის ცვლილებას დაახლოებით 100 000 წლის პერიოდით. ცნობილი მეცნიერის მ. მილანკოვიჩის გამოთვლების თანახმად, ასეთ ცვლილებებს შეუძლია გავლენა მოახდინოს დედამიწის კლიმატზე.

კლიმატის რადიაციული ცვლილება დაკავშირებულია დედამიწაზე მოსული მზის ენერჯიის ცვლილებასთან. ეს უკანასკნელი კი დამოკიდებულია ატმოსფეროს გამჭვირვალობაზე. მაგალითად, ვულკანების დიდი და ხანგრძლივი ამოფრქვევის შედეგად ვულკანური მტვერი ხანგრძლივი დროის მანძილზე რჩება სტრატოსფეროში და დედამიწის ირგვლივ წარმოქმნის მტვრის ფენას. ამის შედეგად მცირდება მზიდან მოსული რადიაციის საერთო რაოდენობა. ასეთ

ვულკანურ ამოფრქვევას შეიძლება მივაკუთვნოთ 1883 წელს კუნძულ კრაკატაუზე მომხდარი ამოფრქვევა, რის შედეგადაც 80კმ-ზე ატყორცნილი ვულკანური ფერფლი ატმოსფეროში რამოდენიმე წელიწადს იყო. თითქმის იგივე ეფექტი ჰქონდა პინატუბოს ამოფრქვევას 1991 წლის 12 ივნისს (ნახ. 2.6.4).

მზე არ არის აბსოლუტურად მუდმივი ვარსკვლავი. მის ზედაპირზე წარმოიქმნება მუქი და ნათელი მონაკვეთები, ანუ ლაქები და ჩირაღდნები. სისტემატურად იცვლება მათი რაოდენობა და ფართობი. მზეზე მიმდინარე ამ პროცესების ერთობრიობას მზის აქტივობა ეწოდება. ეს ცვლილებები, რომლებიც უსათუოდ გავლენას ახდენს დედამიწის კლიმატზე, ზოგჯერ ფიქსირდება ცალკეული მეტეოროლოგიური პუნქტების მიერ. მაგალითად, თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მეტეოროლოგიური სადგურის დაკვირვებათა მონაცემებით აღმოჩნდა, რომ მზის მაქსიმალური აქტიურობის დროს ჰაერის ტემპერატურა 1,0-1,50-ით გაიზარდა. ამასთან ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა მეტწილად აღემატება მიც შესაბამის მნიშვნელობას მზის მინიმალური აქტიურობის დროს.



რა არის მზის ლაქები?

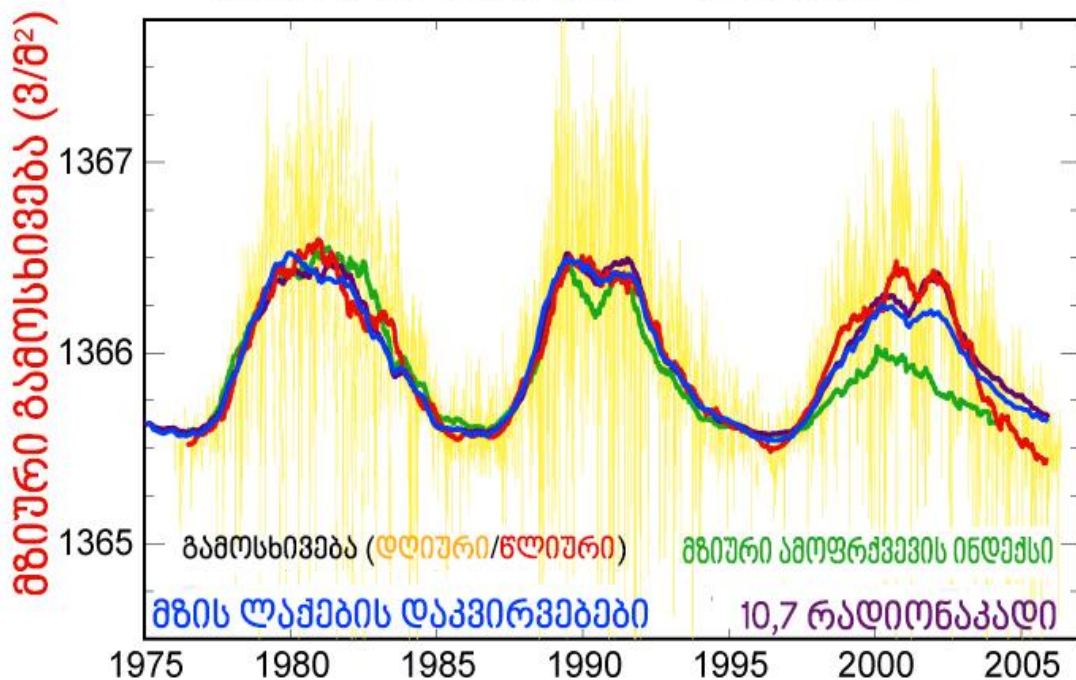
ნახ. 2.6.4. პინატუბოს ამოფრქვევა 1991 წლის 12 ივნისს

ნახ. 2.6.5. მზის ლაქები

მზეზე მიმდინარე აქტიური პროცესები აისახება მზეზე ლაქების საშუალებით (ნახ. 2.6.5). რაც მეტია ლაქათა რიცხვი და ფართობი, მით მეტია მზის აქტიურობა. მზის მოქმედებაში დადგენილია შემდეგი ძირითადი ციკლები: საუკუნოვანი (80 - 100 წ), ნახევარსაუკუნოვანი (30-45 წ), 11 - წლიანი და 22 - წლიანი, რომელიც წარმოიქმნება მზის ლაქების ურთიერთსაწინააღმდეგო მაგნიტური პოლარობის ორი მეზობელი 11 - წლიანი ციკლების მიერ.

ნახ. 2.6.6-ზე წარმოდგენილია მზის აქტივობის ციკლები 1975-2005 წლებში. ნახ-ზე კარგად მოჩანს სამი თერთმეტწლიანი ციკლები, რომელთა მაქსიმუმებიც შეესაბამება 1982, 1993 და 2003 წლებს.

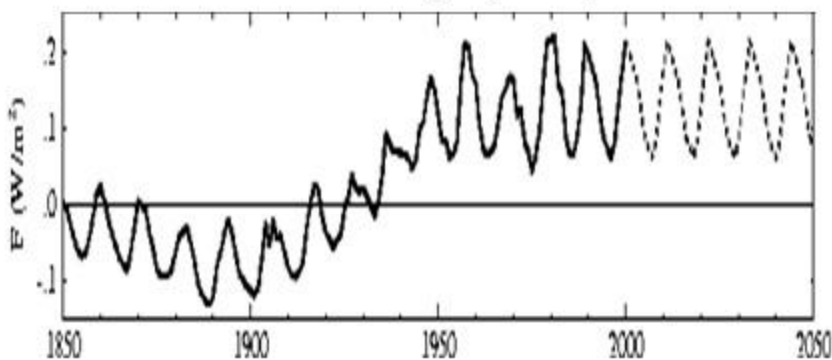
მზის ციკლის ცვალებადობა



ნახ. 6.2.6. მზის აქტიურობა 1975-2005 წლებში

თუ განვიხილავთ მზის მოქმედების უფრო ხანგრძლივ პერიოდს, როგორც ეს ნაჩვენებია ნახ. 6.2.7-ზე, დავრწმუნდებით, რომ 11 - წლიანი ციკლის გარდა, გამოიკვეთება სხვა უფრო გრძელპერიოდული (80 – 90 - წლიანი) ციკლიც. მზეზე მიმდინარე აღნიშნული პროცესები აისახება დედამიწის ატმოსფეროს მაღალ ფენებზე და შესაბამისად გავლენას ახდენს დედამიწის კლიმატზე.

მზის აქტიურობის ცვლილება და პროგნოზი



ნახ. 2.6.7. მზის აქტიურობა 1850-2000 წლებში და მისი პროგნოზი 2050 წლამდე

ცნობილმა ამერიკელმა მეცნიერმა ნ. სლიპერმა ააგო დედამიწის კლიმატზე მზის მოქმედების სპექტრალური მოდელი, რის საფუძველზეც ჩამოაყალიბა შემდეგი დასკვნები: 1800-1880 წლების პერიოდი იყო ცივი საუკუნის ციკლი, ხოლო 1880-1980 წლებისა - თბილი; ამასთან, მეორე პერიოდი შეიცავდა ანომალურად ცივ ზამთრებს (1899-1918 წწ). ამავე დროს, მისი ვარაუდით

1980 წლიდან უნდა დაწყებულიყო ცივი საუკუნის ციკლი, რომელიც უნდა გაგრძელებულიყო 2060 წლამდე.

კლიმატის ცვლილების მრავალი საკითხი შეისწავლეს აკადემიკოსებმა მ. ბუდიკომ და თ. დავითაიამ. მათ დაადგინეს, რომ კლიმატის მიმდინარე ცვლილებები მნიშვნელოვნად იყო დამოკიდებული ატმოსფეროში ნახშირორჟანგისა და ქვედა სტრატოსფეროში აეროზოლის რაოდენობის ცვლილებებთან. ამ უკანასკნელის მასა ჩვეულებრივ იზრდება ინტენსიური ვულკანური ამოფრქვევების შედეგად.

ატმოსფეროს ქიმიური შემადგენლობა. დედამიწის კლიმატის ფორმირებაში უმნიშვნელოვანესი ფაქტორია ატმოსფეროს ქიმიური შემადგენლობა. ამის მაგალითია პლანეტა ვენერა, რომლის ატმოსფეროც გაჯერებულია ნახშირორჟანგით და იქ მაღალი ტემპერატურებია.

დადგენილია დამოკიდებულება ნახშირორჟანგის კონცენტრაციის ცვლილებასა და ჰაერის ტემპერატურას შორის. დამოკიდებულებას არა აქვს წრფივი ხასიათი. ნახშირორჟანგის კონცენტრაციის გაზრდით ტემპერატურა სწრაფად იზრდება, შემდგომში კი შედარებით ნელა.

თანამედროვე კლიმატის ცვლილების შესწავლა დიდი სიზუსტით ხდება ინსტრუმენტალური დაკვირვებათა მონაცემების საფუძველზე. დადგინდა, რომ უკანასკნელი საუკუნის მანძილზე გლობალური ტემპერატურა გაიზარდა 0,5-0,7⁰-ით. ამავე დროს თანამედროვე კლიმატის ცვლილებაში აღინიშნება რამოდენიმე პიკი. პირველი აღინიშნება მე-19 საუკუნის დასასრულს, მეორე – გასული საუკუნის 40-იან წლებში, მესამე – 60-იან წლებში, ხოლო მეოთხე – თანამედროვე მდგომარეობაში, რასაც გლობალურ დათბობას უწოდებენ. ცვლილებები ყველაზე მკვეთრად პოლუსებზე გამოიხატებოდა. გლობალური დათბობის პირობებში იცვლებოდა ნალექების ჯამიც. ცხადია ტემპერატურის ზრდას უნდა ახლდეს ნალექების მომატება, რადგან იზრდება აორთქლება. მაგრამ ყოველთვის ასე არ ხდება. ნალექების ცვლილება არ არის ცალსახად დამოკიდებული ტემპერატურაზე, რადგანაც აქ სხვა ფაქტორებიც ერთვება.

თანამედროვე კლიმატი იცვლება 2 ფაქტორის გავლენით. პირველს წარმოადგენს აგრეთვე ბუნებრივი ფაქტორი, ხოლო მეორეს – ანთროპოგენური. კლიმატის ცვლილების ბუნებრივ ფაქტორებს მიეკუთვნება კვლავ რადიაციული, ასტრონომიული და ტექტონიკური პროცესები. ისინი მუდმივად მოქმედებენ, თუმცა თითოეული მათგანის წვლილი განსხვავებულია.

გლობალური დათბობის უმთავრესი მიზეზი კი ანთროპოგენური ფაქტორია. ადამიანი თავისი სამეურნეო საქმიანობის შედეგად გამოაფრქვევს აირებს, უმთავრესად ნახშირორჟანგს, რომელიც გროვდება ატმოსფეროს ზედა საზღვართან და ქმნის სათბურის ეფექტს. მეცნიერების აზრით თუ ამ პროცესმა შეუქცევადი ხასიათი მიიღო ის ეკოლოგიურ კრიზისს გამოიწვევს

სითბოს გაცვლა დედამიწასა და კოსმოსს შორის მუდმივად მიმდინარეობს: ნახშირორჟანგი თავისუფლად ატარებს მზის სხივებს დედამიწისკენ და ხელს უწყობს დედამიწის ზედაპირის გათბობას. ამავე დროს მისი ჭარბი რაოდენობა აკავებს სითბოს დედამიწაზე. ამ პროცესში ატმოსფერო მოქმედებს როგორც სათბურის კედელი. რომ არა ნახშირორჟანგის ფენა სითბო კოსმოსში გაიფანტებოდა, მაგრამ როდესაც ნახშირორჟანგის შემცველობა ატმოსფეროში ნორმაზე მეტია, ფერხდება სითბოს გაცვლა დედამიწასა და კოსმოსს შორის, რაც იწვევს სათბურის ეფექტის ზრდას და დედამიწის გათბობას.

გლობალური დათბობის პირობებში საქართველოში ტემპერატურის ცვლილებას არაერთგვაროვანი-მოზაიკური ხასიათი აქვს, რაც განპირობებულია ტერიტორიის რთული ფიზიკურ-

გეოგრაფიული, უმთავრესად ოროგრაფიული და ლანდშაფტურ-კლიმატური პირობებით. ძლიერი დათბობის უდიდესი კერები აღმოსავლეთ საქართველოში აღინიშნება გუდამაყარისა და ხარულის ქედებზე, კახეთის ქედის სამხრეთი ნაწილსა და ჯავახეთის პლატოზე. ზომიერი დათბობის კერები აღინიშნება ლიხის ქედის ცენტრალურ ნაწილში, გომბორის ქედის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში, ივრის ზეგანის ცენტრალურ ნაწილში, აგრეთვე კახეთის, გუდამაყარისა და ხარულის ქედების რაიონებში, ხოლო დასავლეთ საქართველოში – სვანეთის, ლეჩხუმის და ეგრისის ქედების მცირე ტერიტორიაზე. სუსტი დათბობის კერები დასავლეთ საქართველოშია, ძირითადად სვანეთის, ლეჩხუმის და ეგრისის ქედებზე და კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში. საქართველოს ტერიტორიის უმნიშვნელო ნაწილზე ტემპერატურა უმნიშვნელოდ იცვლება, ხოლო აცივება ძირითადად დასავლეთ საქართველოში აღინიშნება. ძლიერ აცივებას ადგილი აქვს აჭარის უდიდეს ნაწილზე და სოხუმის მახლობლად. მდინარე რიონის ხეობაში და რაჭის ქედზე აღინიშნება ზომიერი აცივება.

ამრიგად, გლობალური დათბობის პირობებში აღმოსავლეთ საქართველოს არიდული ლანდშაფტები უფრო სწრაფად თბება, ვიდრე დასავლეთ საქართველოს ჰუმიდური ლანდშაფტები, რომლის პირობებშიც სითბოს დიდი რაოდენობა აორთქლებაზე იხარჯება და ამიტომაც ისინი ნაკლებად თბება, ან ცივდება კიდევ, რაც დასაბუთებული იყო ჯერ კიდევ ჩვენს ადრეულ შრომებში.

არსებობს კლიმატის ცვლილების სცენარები, რომელთა მიხედვითაც თუ მსოფლიო განვითარდება ისე, რომ პრიორიტეტი მიენიჭება გარემოს დაცვასა და შენარჩუნებას, მაშინ გვექნება კლიმატის ცვლილების შედარებით შერბილებული ტენდენცია. თუ კი მსოფლიო წავა ინდუსტრიის განვითარების მიმართულებით, შედეგი უარესი იქნება.

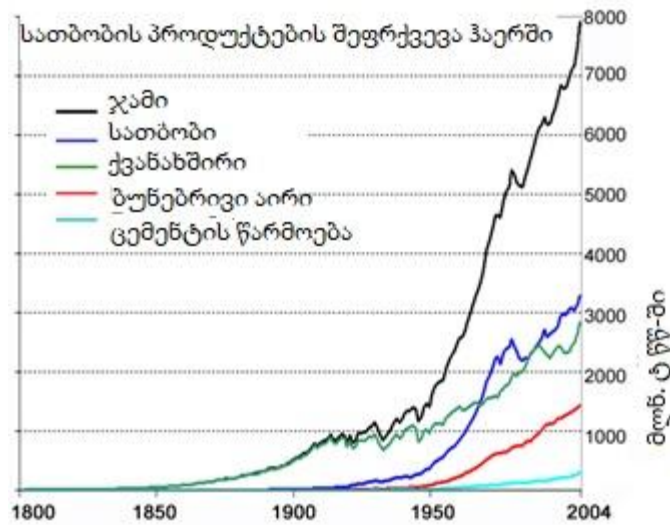
6.3. გლობალური დათბობა და მისი რეგიონალური გამოვლინებები

კლიმატის თანამედროვე ცვლილებაზე დიდ გავლენას ახდენს ადამიანის სამეურნეო საქმიანობა, განსაკუთრებით კი სხვადასხვა სახის სათბობის წვით გამოწვეული ნახშირორჟანგის კონცენტრაციის გაზრდა ატმოსფეროში.

ნახ. 6.3.1-ზე წარმოდგენილია დედამიწის ატმოსფეროში სასარგებლო წიაღისეულის პროდუქტების გამონაბოლქვი. ამ ნახატიდან ჩანს, რომ ატმოსფეროში გამონაბოლქვი პროდუქტების მასა სწრაფად გაიზარდა გასული საუკუნის 50-ნი წლების შემდეგ, რაც სწორედ ინდუსტრიალიზაციის პროცესს უკავშირდება.

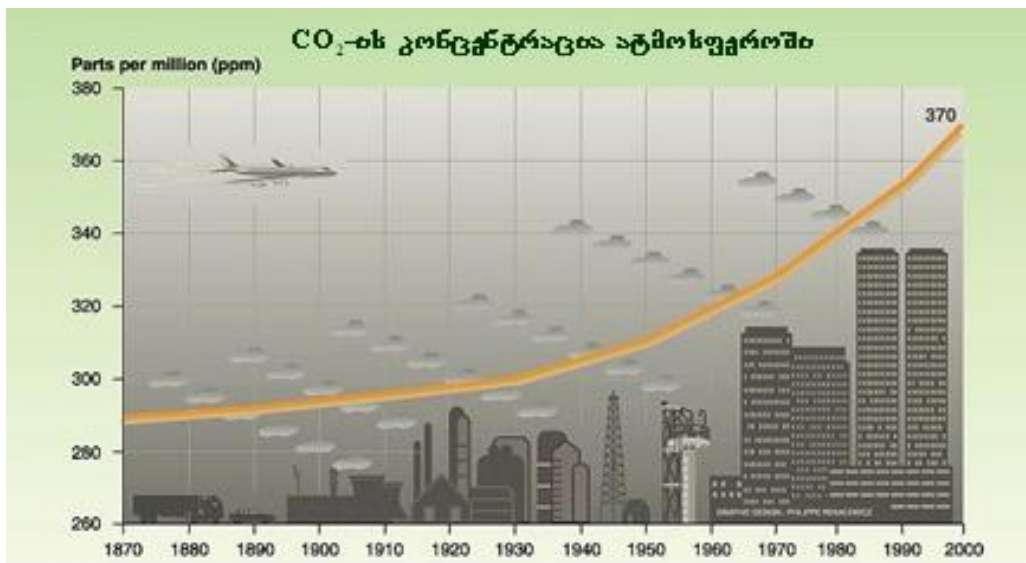
ატმოსფეროში გამონაბოლქვი პროდუქტების საერთო მასა 1950 წელს შეადგენდა 1000-1200 მილიონ ტონას წელიწადში, ხოლო ჩვენი საუკუნის დასაწყისში მან 8000 მილიონ ტონას მიაღწია, ანუ 7-8 ჯერ გაიზარდა. აქედან საწვავის გამონაბოლქვი აღემატება 3000 მილიონ ტონას, ქვანახშირის წარმოების დაახლოებით 3000 მილიონი ტონაა, ბუნებრივი აირის გამონაბოლქვი 1500 მილიონ ტონას, ხოლო ცემენტის წარმოების გამონაბოლქვი 300 მილიონ ტონას შეადგენს წელიწადში.

ინდუსტრიულ ეპოქაში ატმოსფეროში მნიშვნელოვნად გაიზარდა ნახშირორჟანგის კონცენტრაცია (ნახ. 6.3.2).



ნახ. 6.3.1. სასარგებლო წიაღისეულის ატმოსფეროში გამონაბოლქვი პროდუქტები

ნახ 6.3.2 - დან ჩანს, რომ ნახშირორჟანგის კონცენტრაცია ატმოსფეროში 1870-2000 წლების განმავლობაში 290 მილიონი ტონიდან 370 მილიონ ტონამდე გაიზარდა. ამავე დროს, მისი ზრდა ყველაზე ინტენსიური გასული საუკუნის შუა პერიოდიდან იყო.



პრეინდუსტრიული ერის შემდეგ, ატმოსფეროში ნახშირორჟანგის კონცენტრაცია 33%-ით, ხოლო მუთანის კონცენტრაცია 100%-ით გაიზარდა

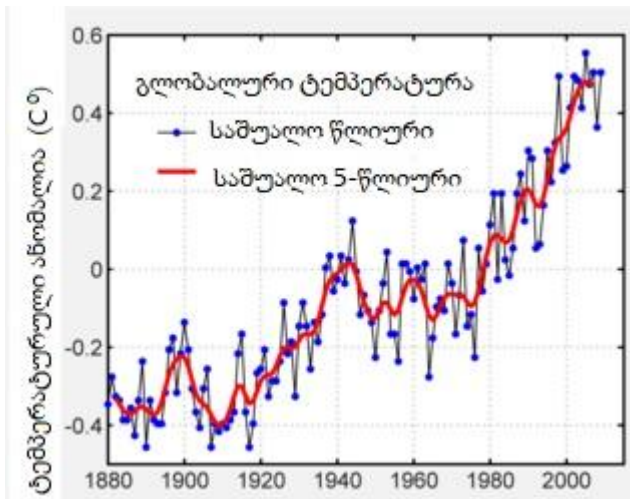
ნახ. 6.3.2. ნახშირორჟანგის კონცენტრაციის ზრდა



ნახ. 6.3.3. გლობალური დათბობის მიზეზები და შედეგები

ატმოსფეროში აირების ემისიების ზრდა, კერძოდ აეროზოლების და სათბურის აირების ზრდა იწვევს ტემპერატურის მომატებას, რასაც თან სდევს ზღვის დონის მომატება, გვალვების, წყალდიდობების და სხვა სტიქიური მოვლენების გახშირება, რაც წარმოდგენილია სქემაზე (ნახ. 6.3.3). ეს კი იწვევს სათბურის ეფექტს და ტემპერატურის შეუქცევად ზრდას (იხ.ნახ. 6.3.4). ამ პროცესს გლობალურ დათბობას უწოდებენ.

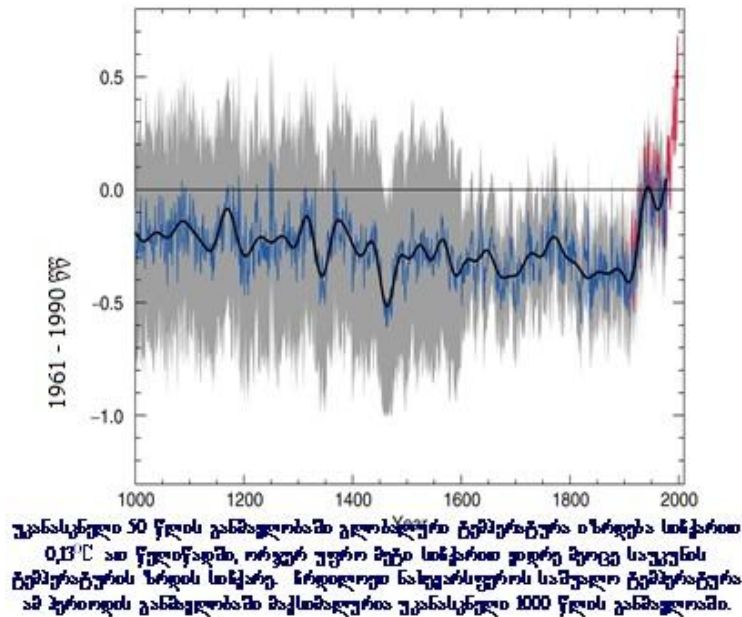
გლობალური დათბობა თანამედროვეობის უმნიშვნელოვანესი გლობალური ეკოლოგიური პრობლემაა. მას შეუძლია შეცვალოს დედამიწაზე ჩამოყალიბებული წონასწორობა-ცირკულაციური მექანიზმები, დინებათა სისტემები, ბუნებრივი ზონები და ეკოსისტემები, და ა.შ., რითაც გაურთულოს და შეუზღუდოს ადამიანს საარსებო პირობები. ამიტომაც გაერთიანებული ერების ორგანიზაციამ სათანადო ყურადღება მიაქცია ამ პრობლემას და მიიღო კლიმატის ცვლილების სპეციალური კონვენცია.



ნახ. 6.3.4. გლობალური ტემპერატურის ცვლილება

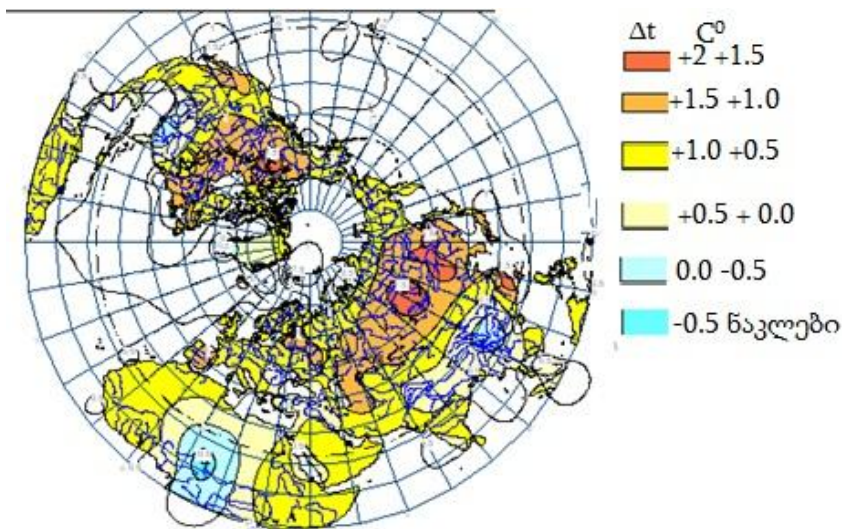
XXI საუკუნის დასაწყისში მსოფლიო მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის ეგიდით ჩატარებულმა გამოკვლევებმა დაადასტურეს გლობალური კლიმატის დათბობის აღნიშნული ტენდენცია. ნათქვამს კარგად ადასტურებს ნახ.6.3.5, რომლის თანახმადაც უკანასკნელი 1000 წლის განმავლობაში ტემპერატურა უდიდეს მნიშვნელობას მიაღწია.

გლობალური ტემპერატურის ცვლილება უკანასკნელი 1000 წლის განმავლობაში, ჩრდილოეთ ნახევარსფერო



ნახ. 6.3.5. გლობალური ტემპერატურის ცვლილება უკანასკნელი 1000 წლის განმავლობაში

გლობალური დათბობის პირობებში დედამიწის სხვადასხვა რაიონებში დათბობა სხვადასხვა ინტენსივობით მიმდინარეობს. უფრო მეტიც ცალკეულ რაიონებში დათბობას აცივება ცვლის (ნახ. 6.3.6).

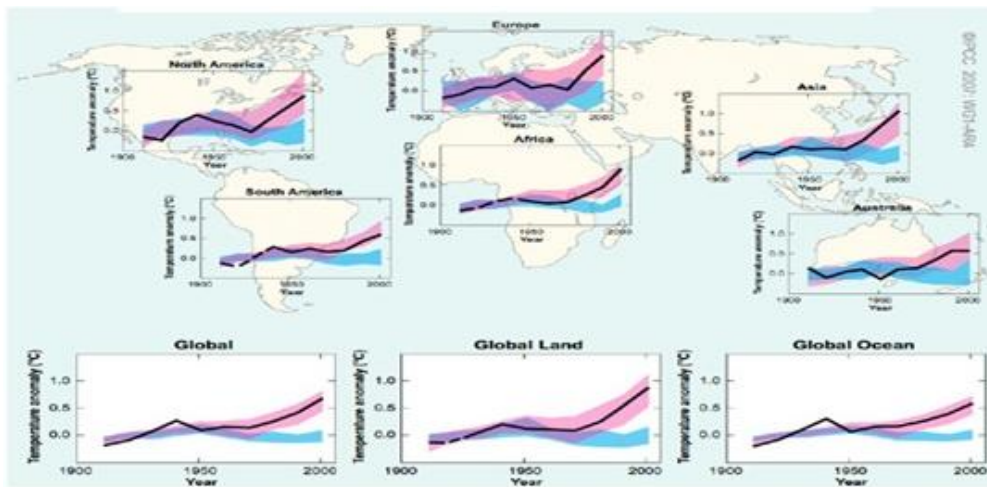


ნახ. 6.3.6. დათბობის ინტენსივობა დედამიწის სხვადასხვა რაიონებში

ნახ.6.3.6-დან ჩანს, რომ 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 აღინიშნება აფრიკის კონტინენტის ცენტრალურ ნაწილში – ნოტიო ეკვატორული ტყეების ზონაში.

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 აღინიშნება აფრიკის კონტინენტის ცენტრალურ ნაწილში – ნოტიო ეკვატორული ტყეების ზონაში.

ტემპერატურის ზრდის ინტენსივობა განსხვავებულია სხვადასხვა კონტინენტზე, ხმელეთზე და ოკეანეზე (ნახ. 6.3.7). ცხადია, რომ ხმელეთი უფრო სწრაფად თბება, ვიდრე ოკეანე.



ნახ. 6.3.7. გლობალური და კონტინენტალური ტემპერატურის ცვლილება

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. დათბობის პროცესი კარგად არის გამოხატული მთის მყინვარებზე, რასაც ადასტურებს ნახ.6.3.8. აქ კარგად ჩანს ავსტრიაში და ალასკაზე მყინვარების უკან დახვევის პროცესი.

პასტერეცის მყინვარი ავსტრია, 1875-2004 წწ

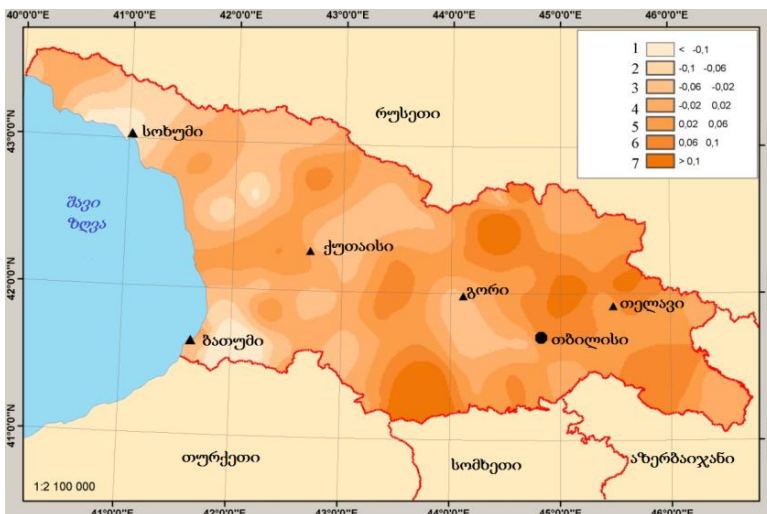


პორტიჯის მყინვარი ალასკა 1014-2004 წწ



ნახ. 6.3.8. მყინვარების უკან დახვევის პროცესი

კლიმატის ცვლილების განსაკუთრებული თავისებურებით გამოირჩევა საქართველო. 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°C-ს. ტემპერატურის უმნიშვნელო კლებაა ჯავახეთის ზეგანზე (ნახ. 6.3.9).

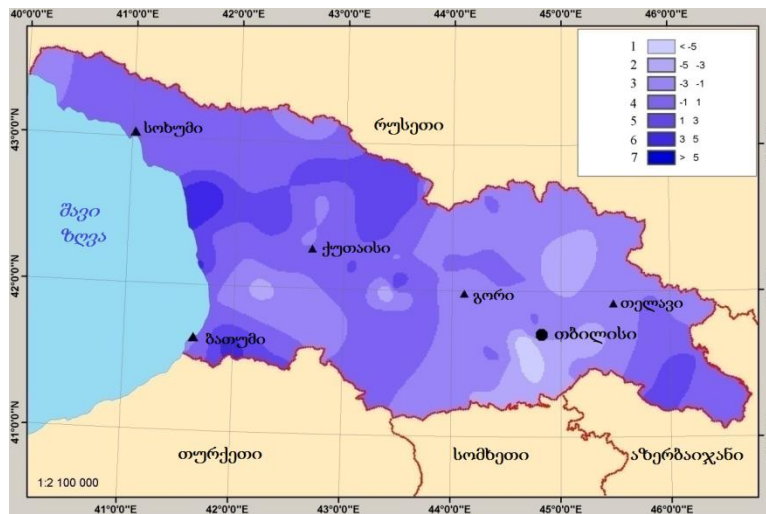


ნახ. 6.3.9. ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე 10 წელიწადში

დასავლეთ საქართველოს დიდ ნაწილზე წლიური ტემპერატურების მნიშვნელოვანი ცვლილება არ შეინიშნება, მის უბნებზე კი შეიმჩნევა აცივება, რაც დამახასიათებელია კოლხეთის დაბლობის შიდა ნაწილში, მესხეთის ქედის დასავლეთ ფრაგმენტსა

და მდინარე ენგურის ხეობის ზემო წელისათვის. დათბობის ცალკეული კერებია შავი ზღვის სანაპიროზე, აჭარაში ჩაქვის მახლობლად, იმერეთის მაღლობზე და რაჭის ქედზე. ტემპერატურის ცვლილების მიმართ განსაკუთრებით მგრძობიარეა იანვარი.

მრავალფეროვანია აგრეთვე ნალექების ცვლილების ხასიათი. კოლხეთის დაბლობზე და აჭარის მთებში გასული საუკუნის განმავლობაში ნალექები იზრდებოდა საშუალოდ 6მმ-ით ყოველ 10 წელიწადში, კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში კი ნალექები მცირდებოდა 9მმ სიჩქარით 10 წელიწადში (ნახ. 6.3.10).



ნახ. 6.3.10. ატმოსფერული ნალექების ცვლილების სიჩქარე % 10 წელიწადში

6.4. კლიმატის ცვლილების სცენარები

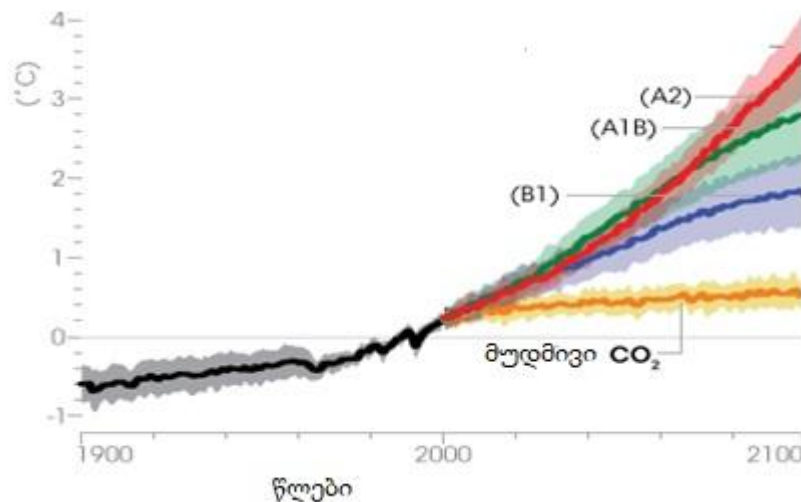
ჯერ კიდევ მ. ბუდიკომ და ო. დროზდოვმა, დაუშვეს რა გასული საუკუნის 70-იან წლებში ატმოსფეროში ნახშირორჟანგის რაოდენობის ზრდის არსებული ტენდენციების შენარჩუნება, შეაფასეს XXI საუკუნეში მოსალოდნელი კლიმატური პირობები. მათი გაანგარიშებით XXI საუკუნის 20-ანი წლებისათვის ტემპერატურა საგრძნობლად გაიზრდება. მისი ნამატი არქტიკულ აუზში მიაღწევს 12-15⁰-ს ივლისში და 15-20⁰-ს იანვარში. ზომიერ განედებში ტემპერატურა შესაბამისად გაიზრდება 2-5 და 10-15⁰-ით. ამრიგად მ.ბუდიკოს და ო.დროზდოვის თანახმად, მიმდინარე საუკუნის 20-იანი წლების თერმული რეჟიმი მიუახლოვდებოდა ადრეული პლიოცენის ეპოქის პირობებს, რაც საბედნიეროდ არ დადასტურდა.

გერმანელი მეცნიერის ჯ. მერსერისა და აკადემიკოს ვ. კოტლიაკოვის აზრით 20-30-იანი წლებისათვის მოსალოდნელია დაირღვეს ანტარქტიკული მყინვარის დასავლეთი ნაწილი, რაც გამოიწვევს მსოფლიო ოკეანის დონის 5 მ-ით მომატებას. იგივე ბედი მოელის არქტიკულ მყინვარულ საფარებს.

მ. ბუდიკოს აზრით ამ დროისათვის კავკასიისა და შუა აზიის მცინვარებზე ნალექების რაოდენობა მოიმატემს შესაბამისად 75 და 100-150 მმ-ით, იანვრის საშუალო ტემპერატურა-7-8⁰-ით, ხოლო ივლისის ტემპერატურა უცვლელი დარჩება.

ამჟამად ცნობილია დედამიწის მომავალი კლიმატის მრავალრიცხოვანი სცენარები. მეცნიერთა ჯგუფმა მსოფლიოს მეტეოროლოგიური ორგანიზაციის ეგიდით დაამუშავა გლობალური კლიმატის 4 სცენარი – **A,B,C** და **D**. **A** სცენარის თანახმად მიმდინარე საუკუნეში გლობალური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე ყოველ 10 წელიწადში იქნება 0,3⁰C, **B** სცენარის თანახმად - დაახლოებით 0,2⁰C, ხოლო **C** და **D** სცენარების თანახმად - შესაბამისად 0,1⁰C-ზე რამდენადმე მეტი და დაახლოებით 0,1⁰C. ეს იმას ნიშნავს, რომ გლობალური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე XXI საუკუნეში XX საუკუნესთან შედარებით გაიზრდება **A** სცენარის განხორციელების შემთხვევაში 0,25⁰C-ით, **B** სცენარის განხორციელების შემთხვევაში 0,15⁰C-ით ხოლო **C** და **D** სცენარების განხორციელების შემთხვევაში - დაახლოებით 0,05⁰C-ით. თუ დათბობის პროცესი საწყის ეტაპზე წრფივად წარიმართება, რაც სავსებით დასაშვებია, უნდა ვივარაუდოთ, რომ ცალკეულ ლანდშაფტებში ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე გაიზრდება ანალოგიური სიდიდებით. მაშინ მოსალოდნელია, რომ ჰუმიდურმა ლანდშაფტებმა თანდათანობით გათბობა დაიწყოს. არაჰუმიდური ლანდშაფტები უფრო სწრაფად გათბებიან.

ნახ 6.4.1-ზე წარმოდგენილია ტემპერატურის მოსალოდნელი ცვლილება სხვადასხვა სცენარების მიხედვით. გლობალური ტემპერატურის ყველაზე მნიშვნელოვანი ზრდა **A2** სცენარის განხორციელების შემთხვევაშია (წითელი ხაზი) მოსალოდნელი. ამ შემთხვევაში მიმდინარე საუკუნის დასასრულს გლობალური ტემპერატურა დაახლოებით 3.5⁰-ით გაიზრდება. **A1B** სცენარების შემთხვევაში ტემპერატურა გაიზრდება 2.5-2.7⁰-ით (მწვანე ხაზი). **B1** სცენარის შემთხვევაში ტემპერატურა მოიმატებს 1.5-1.6⁰ - ით (ლურჯი ხაზი), ხოლო ნახშირორჟანგის კონცენტრაციის მუდმივობის დაშვების შემთხვევაში, საუკუნის დასასრულს ტემპერატურა მხოლოდ 0.4⁰-ით მოიმატებს (ყვითელი ხაზი ნახაზზე).



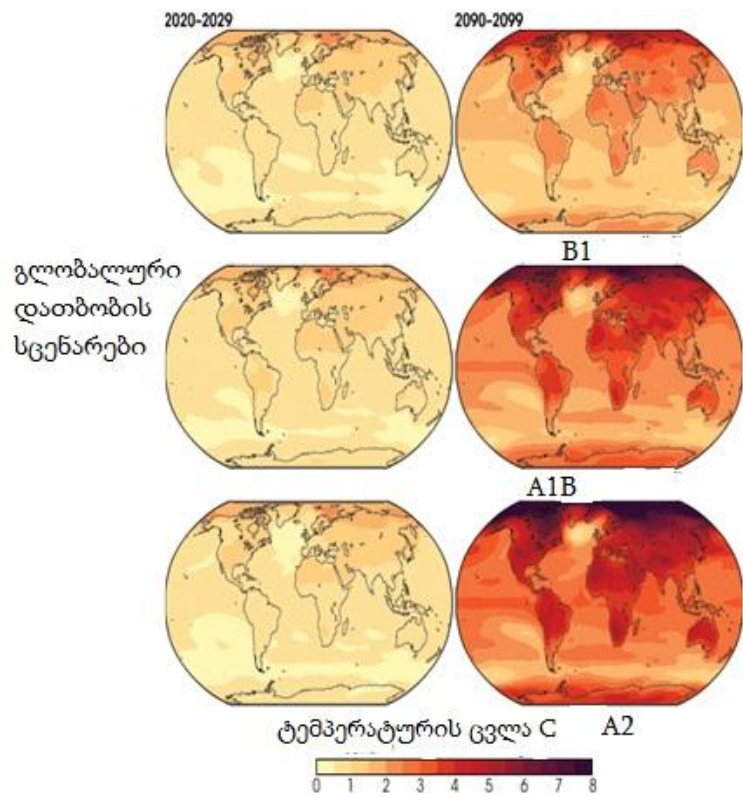
ნახ. 6.4.1. ტემპერატურის ცვლილება სხვადასხვა სცენარების მიხედვით

ნახ. 6.4.2-ზე წარმოდგენილია გლობალური დათბობის სცენარები მთელი დედამიწისათვის 2020-2029 (მარცხნივ) და 2090-2099 (მარჯვნივ) წლებში. ყველაზე სახიფათო **A2** სცენარის შედეგები

ნახაზზე ნაჩვენებია ქვედა სურათზე. განხილვიდან ჩანს, რომ **A2** სცენარის განხორციელების შემთხვევაში მიმდინარე საუკუნის 20-30-იან წლებში ტემპერატურა ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში 2-3⁰-მდე გაიზრდება (მარცხენა სურათი), ხოლო საუკუნის დასასრულს ტემპერატურის ნაზრდი ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ხმელეთზე 8⁰-მდე მიაღწევს (მარჯვენა სურათი).

A1 და **B** სცენარების შედეგები წარმოდგენილია ნახ. 6.4.2-ის შუა სტრიქონში განლაგებულ სურათებზე. ამ შემთხვევაში ტემპერატურის ზრდა შედარებით ნაკლები სიდიდითაა მოსალოდნელი და საუკუნის დასასრულს ის 6-7⁰-მდე მიაღწევს.

ნახ. 6.4.2-ის პირველ სტრიქონში ნაჩვენებია გლობალური დათბობის სცენარები ყველაზე მისაღები **B1** სცენარის მიხედვით. ამ შემთხვევაში მიმდინარე საუკუნის დასასრულს ჩრდილოეთ ნახევარსფერო 3-4⁰-ით გათბება, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში ტემპერატურა მხოლოდ 1-3⁰-ით მოიმატებს.



ნახ. 6.4.2. გლობალური დათბობის სცენარები 2020-2029 (მარცხნივ) და 2090-2099 (მარჯვნივ) წლებში

საქართველოს ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტში გათვლილი იყო ტემპერატურის ცვლილების სცენარები კავკასიისათვის. თუ განხორციელდება **A** სცენარი კავკასიის ზოგიერთ ბუნებრივ ლანდშაფტებში გარკვეული ცვლილებები შესაძლებელია მხოლოდ XXI საუკუნის დასასრულს. დაბლობ რაიონებში ამ შემთხვევაში მოსალოდნელია ზომიერი ლანდშაფტების ტრანსფორმაცია სუბტროპიკულში. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი ცვლილებები რამდენადმე მოგვიანებით (1,5-2 საუკუნე) შეიძლება მოხდეს მთის ლანდშაფტებში. კერძოდ მოხდეს მათი გადმონაცვლება თითო საფეხურით ქვემოთ. სცენარის განხორციელების შემთხვევაში ანალოგიურ

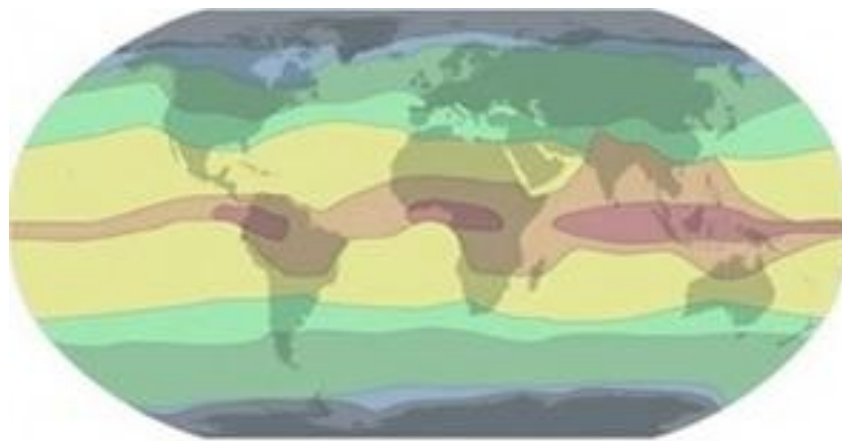
ცვლილებებს დასჭირდება დაბლობში 2,0-2,5, ხოლო მთებში - დაახლოებით 3,0-3,5 საუკუნე. **C** და **D** სცენარების განხორციელების პირობებში კი ლანდშაფტთა ტიპების იგივე თანმიმდევრობით გადანაწილება მოსალოდნელია ვაკეში 4-5, ხოლო მთებში 7-10 საუკუნის შემდეგ. რა თქმა უნდა ეს მხოლოდ თეორიული გათვლებია და მათი პროგნოზული მნიშვნელობა არ არის დიდი.

ნაწილი II. კლიმატოგრაფია

თავი 7. ქვეყნის ნაწილების კლიმატოგრაფია

7.1. დედამიწის კლიმატური სარტყელები

დედამიწის უთანაბრო გათბობის და ნალექების გადანაწილების მრავალფეროვნების გამო ყალიბდება განსხვავებული კლიმატური სარტყელები, კლიმატების არსებული კლასიფიკაციის (ნახ. 7.1.1) თანახმად დედამიწაზე გამოიყოფა 7 კლიმატური სარტყელი, მათ შორის 4 ძირითადი და 3 გარდამავალი. ძირითად კლიმატურ სარტყელებს მიეკუთვნება ეკვატორული, ტროპიკული, ზომიერი და პოლარული, ხოლო გარდამავალია სუბეკვატორული, სუბტროპიკული და სუბპოლარული სარტყელები.



- არქტიკული და ანტარქტიკული
- სუბარქტიკული და სუბანტარქტიკული
- ზომიერი
- სუბტროპიკული
- ტროპიკული
- სუბეკვატორული
- ეკვატორული

ნახ. 7.1.1. დედამიწის კლიმატური სარტყელები

ეკვატორული კლიმატური სარტყელი. დამახასიათებელია მთელი წლის განმავლობაში ეკვატორული ჰაერის მასები. ტამპერატურა წლის განმავლობაში მუდმივია (+24-28°C). ნალექების წლიური ჯამი მნიშვნელოვანია (3000 მმ) ზოგიერთ ადგილებში 6000 მმ-ს აღწევს. აქ ნალექების რაოდენობა აღემატება აორთქლებას და ამიტომ ნიადაგი დაჭაობებულია და იზრდება ხშირი და

მაღალი ეკვატორული ტყეები. ამ სარტყლის კლიმატზე გავლენას ახდენენ პასატებიც, რომელთაც უხვი ნალექი მოაქვს. კლიმატის ეკვატორული ტიპი ფორმირდება სამხრეთ ამერიკის ჩრდილოეთ რიონებში, გვინეის ყურეში, მდინარე კონგოს აუზში, ნილოსის ზემო წელში, ინდონეზიის არქიპელაგში და მიმდებარე ტერიტორიებზე.

სუბეკვატორული სარტყელი. ზაფხულში გაბატონებულია ეკვატორული ჰაერის მასები, ზამთარში-ტროპიკული. ზაფხულში ნალექები მნიშვნელოვანია (1000-3000 მმ), ჰაერის საშუალო ტემპერატურა $+30^{\circ}\text{C}$ -ია. ზამთარი გრილია ($+14^{\circ}\text{C}$), ნალექები ნაკლები მოდის. ზაფხულის წვიმების შემდეგ ნიადაგი შრება და ამიტომ ეკვატორული სარტყელისაგან განსხვავებით აქ ჭაობები ნაკლებია. ჩრდილოეთის სუბეკვატორულ სარტყელს მიეკუთვნება ვენესუელა, გვინეა აფრიკის საჰელი, ინდოეთი, ინდოჩინეთი, ბანგლადეში, სამხრეთ ჩინეთი, ფილიპინები. სამხრეთ სარტყელშია ამაზონის დაბლობი, ბრაზილია, აფრიკის ცენტრალური და აღმოსავლეთ ნაწილი, ავსტრალია.

ტროპიკული კლიმატური სარტყელი. წარმოდგენილია 2 სარტყელის სახით, ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროებში. კლიმატის ამ ტიპში ატმოსფეროს მდგომარეობა კონტინენტზე და ოკეანეზე განსხვავებულია, ამიტომაც განასხვავებენ კონტინენტურ და ოკეანურ ტროპიკულ კლიმატს. ჩრდილოეთის სარტყელი მოიცავს საჰარას, არაბეთს, ირანის ზეგანს, მექსიკას, კუბას, ხოლო სამხრეთის სარტყელი-სამხრეთ ამერიკას, კალახარის უდაბნოს აფრიკაში, ავსტრალიის ცენტრალურ ნაწილს. ტროპიკული სარტყლის კონტინენტურ ნაწილში მოდის ძალიან მცირე ნალექი (100-250 მმ წელიწადში). აქ კლიმატი გამოირჩევა ძალიან ცხელი ზაფხულით ($+35-40^{\circ}\text{C}$). ზამთრის ტემპერატურა დაბალია ($+10-15^{\circ}\text{C}$). ტემპერატურის რღელამური რყევადობა დიდია (40°C -მდე). იშვიათია ღრუბლები, ამიტომ ღამე ცივია. ტემპერატურის ასეთი მკვეთრი რყევადობა განაპირობებს მთის ქანების გამოფიტვას და ჰაერში ხშირად ვრცელდება ქვიშის მასა და მტვერი. ეს მტვერის ქარიშხალი სახიფათოა უდაბნოს მეგზურისათვის. დასავლეთ და აღმოსავლეთ სანაპიროს კონტინენტური ტროპიკული კლიმატები განსხვავებულია. სამხრეთ ამერიკის, აფრიკის და ავსტრალიის დასავლეთ სანაპიროების გასწვრივ ჩაივლის ცივი დინებები ამიტომ კლიმატი აქ ხასიათდება დაბალი ტემპერატურით ($+18-20^{\circ}\text{C}$) და ნალექების მცირე რაოდენობით (100 მმ-ზე ნაკლები). ამავე კონტინენტების აღმოსავლეთ სანაპიროების გასწვრივ ჩაივლის თბილი დინებები, ამიტომ ტემპერატურა მაღალია და ნალექებიც იზრდება. ოკეანური ტროპიკული კლიმატი ეკვატორული კლიმატის მსგავსია. ზაფხული ოკეანეზე არ არის ძალიან ცხელი ($+20-27^{\circ}\text{C}$), ხოლო ზამთარი გრილი ($+10-15^{\circ}\text{C}$). ნალექი ძირითადად ზაფხულში მოდის (50 მმ-მდე).

სუბტროპიკული სარტყელი. ზაფხულში გაბატონებულია ტროპიკული ჰაერის მასები, ზამთარში - ზომიერი განედების ჰაერის მასები, რომელთაც მოაქვთ ნალექი. ასეთი ცირკულაციური პროცესები აყალიბებს ცხელ, მშრალ ზაფხულს ($+30 - +50^{\circ}\text{C}$) და შედარებით ცივ ნალექიან ზამთარს, მდგრადი თოვლის საფარი არ წარმოიქმნება. ნალექების წლიური რაოდენობა დაახლოებით 500 მმ-ია. კონტინენტების სიღრმეში ნალექები კლებულობს, აქ ვრცელდება მშრალი სუბტროპიკების კლიმატი ცხელი ზაფხულით ($+50^{\circ}\text{C}$ -მდე) და არამდგრადი ზამთრით, როდესაც შესაძლებელია ყინვები -20°C -მდე. ამ ადგილებში მოდის 120 მმ და ნაკლები ნალექი. კონტინენტების დასავლეთ ნაწილში გაბატონებულია ხმალთაშუაზღვიური კლიმატი, რომელიც ხასიათდება ცხელი, უნალექო ზაფხულით და გრილი წვიმიანი ზამთრით. ნალექების წლიური ჯამი 500-600 მმ-ია და ზოგიერთ ადგილებში მეტი. აღმოსავლეთ სანაპიროების კლიმატი მუსონურია. ზამთარი შედარებით ცივია ზაფხული კი ცხელი ($+25^{\circ}\text{C}$) და ნოტიო (800 მმ). ეს აიხსნება მუსონების გავლენით, რომლებიც ქრის ზამთარში

ხმელეთიდან ზღვისკენ და ზაფხულში ზღვიდან ხმელეთისკენ და მოაქვს ნალექი. მუსონური სუბტროპიკული კლიმატი კარგად არის გამოხატული მხოლოდ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, განსაკუთრებით აზიის აღმოსავლეთ სანაპიროზე.

ზომიერი კლიმატური სარტყელი. აღინიშნება დასავლეთის ქარების მნიშვნელოვანი გავლენა, რომელთაც მოაქვთ ნალექი. ზაფხული ზომიერად თბილია (+10°C - +25-28°C). ზამთარი ცივი (+4°C - -50°C). ნალექების წლიური ჯამი 1000 - 3000 მმ-ია, შიდა რაიონებში 100 მმ მკვეთრად გამოხატული სეზონურობა. ეს ტიპიც ქმნის 2 სარტყელს ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროებში და ყალიბდება ზომიერ განედებში. ზომიერი კლიმატი იყოფა 2 ქვეტიპად: ზღვიურ, რომელიც გავრცელებულია ამერიკის და ევრაზიის დასავლეთ ნაწილებში ყალიბდება უშუალოდ დასავლეთის ქარების ზემოქმედებით, ამიტომ გამოირჩევა გრილი ზაფხულით (+15-20°C) და თბილი ზამთრით (+5°C). დასავლეთის ქარების მოტანილი ნალექივი მოდის მთელი წლის განმავლობაში და შეადგენს 500 - 1000 მმ-ს, მთებში კი 6000 მმ-მდე; კონტინენტური კლიმატი გავრცელებულია კონტინენტების ცენტრალურ ნაწილში. აქამდე ციკლონები ნაკლებად აღწევენ და ამიტომ ზაფხული თბილია (+17-26°C), ზამთარი ცივი(-10-24°C) მდგრადი თოვლის საფარით. ევრაზიის აღმოსავლეთში ტემპერატურა ეცემა -40°C-მდე და ნალექები კლებულობს. ევრაზიის აღმოსავლეთში კამჩატკიდან კორეამდე, იაპონიის და ჩინეთის ჩრდილოეთში გაბატონებულია მუსონური კლიმატი, რაც დიდ გავლენას ახდენს ნალექების რეჟიმზე და რაოდენობაზე.

სუბპოლარული სარტყელი. ზაფხულში ზომიერი განედებიდან შემოიჭრება ნოტიო ჰაერის მასები, ამიტომ ზაფხული გრილია (+5 და +10°C) ნალექები დაახლოებით 300 მმ. მიუხედავად ნალექების მცირე რაოდენობისა, დაბალი აორთქლებადობის გამო, ტენი ვერ ასწრებს აორთქლებას, ამიტომ ევრაზიის და ჩრდილოეთ ამერიკის პოლარულ კლიმატურ სარტყელში ბევრია წვრილ-წვრილი ტბები, ტერიტორიების დიდი ნაწილი დაჭაობებულია. ზამთარში ამინდზე გავლენას ახდენს არქტიკული და ანტარქტიკული ჰაერის მასები, ამიტომ აქ იცის ხანგრძლივი, ცივი ზამთარი, ტემპერატურა შეიძლება დაეცეს -50°C-მდე. სუბპოლარული კლიმატური სარტყლები განლაგებულია მხოლოდ ევრაზიის და ჩრდილოეთ ამერიკის ჩრდილოეთ განაპირას და ანტარქტიკულ წყლებში.

პოლარული კლიმატური სარტყელი. მას მიეკუთვნება 2 სარტყელი: არქტიკული და ანტარქტიკული. მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებულია პოლარული ჰაერის მასები, მზე რამოდენიმე თვე საერთოდ არ ჩნდება (პოლარული ღამე), ხოლო რამოდენიმე თვე არ გადადის ჰორიზონტიდან (პოლარული დღე). მთელი წლის განმავლობაში არ დნება თოვლი. გაბატონებულია მაღალი წნევა, ამიტომ ძლიერი ქარი არ იცის, ღრუბლები საერთოდ არ არის, ნალექები ძალიან მცირე მოდის, ჰაერი გაჯერებულია წვრილი ყინულოვანი ნაწილაკებით, დდამიწაზე დალექვისას ისინი იძლევიან მხოლოდ 100 მმ ნალექს. ზაფხულის საშუალო ტემპერატურა არ აღემატება 0°C, ხოლო ზამთრის ტემპერატურა -20-40°C.

ამ ძირითად კლიმატურ სარტყელებს შორის გავრცელებულია გარდამავალი სარტყელები, მათ წინ ერთვის „სუბ“, რაც ლათინურად ნიშნავს „ქვე“. გარდამავალ კლიმატურ სარტყელებში ჰაერის მასები მონაცვლეობს სეზონების მიხედვით, ისინი აქ შემოიჭრება მეზობელი სარტყლებიდან. ეს აიხსნება დედამიწის ბრუნვით თავისი ღერძის გარშემო. ამ დროს ხდება კლიმატური სარტყელების გადაადგილება ხან ჩრდილოეთით, ხან სამხრეთით. განასხვავებენ 3 გარდამავალ კლიმატურ სარტყელს:

7.2. ევროპის კლიმატი

ევროპის უდიდესი ნაწილი ზომიერ კლიმატურ სარტყელშია მოქცეული. აქ წლიური რადიაციული ბალანსი დადებითია და მერყეობს 10 კკალ/სმ²-დან სკანდინავიის ჩრდილოეთში 60 კკალ/სმ²-მდე სამხრეთ ხმელთაშუა ზღვისპირეთში. აღმოსავლეთიდან შემოიჭრება კონტინენტური ჰაერის მასები. ჩრდილოეთის რაიონებში გაბატონებულია ცივი არქტიკული ჰაერი, რომელიც ზამთარში ალპების და პირინეის მთებამდე აღწევს. სამხრეთ ევროპა განიცდის ტროპიკული ჰაერის მასების გავლენას, რომელიც ზაფხულში სკანდინავიის სამხრეთ რაიონებამდე აღწევს. ატმოსფეროს ცირკულაცია ზამთარში განპირობებულია ისლანდიის მინიმუმით, რომელიც განლაგებულია ჩრდილოეთ ატლანტიკაში, და ციმბირის მაქსიმუმით. მაღალი წნევა დამახასიათებელია არქტიკაში.

ამრიგად ზოგადპლანეტარულ ცირკულაციას ამ შემთხვევაში ემატება რეგიონალური ცირკულაცია, რაც დაკავშირებულია ატმოსფეროს მოქმედების სეზონურ ცენტრებთან. ჰაერის მასების განსხვავებული ფიზიკური თვისებები განაპირობებს ფრონტების ჩამოყალიბებას, რაზედაც მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული ნალექების მოსვლა. ზამთარში ჰაერის მასების შემოჭრა ხდება ოკეანიდან და ჩრდილო ატლანტიკური თბილი დინება არბილებს კლიმატს. ამიტომ ჭარბობს დადებითი ტემპერატურები. იანვრის ნულოვანი იზოთერმა გაივლის ნორვეგიის სამხრეთ-დასავლეთიდან იუტლანდიის ნახევარკუნძულზე, ბერლინზე და ბელგრადზე.

იზოთერმიდან დასავლეთით იანვრის საშუალო ტემპერატურები დადებითია, ხოლო აღმოსავლეთით უარყოფითია. თითქმის მთელი ფენოსკანდია და აღმოსავლეთ ევროპა იანვრის უარყოფითი ტემპერატურების ფარგლებშია. ატლანტიკის ტენით გაჯერებული დასავლეთიდან შემოჭრილი ჰაერის მასები და ციკლონური მოქმედება იწვევს უხვ ნალექებს, უმთავრესად წვიმის სახით. განსაკუთრებით ბევრი ნალექი მოდის დასავლეთ სკანდინავიაში და ბრიტანეთის კუნძულებზე, რომლებიც პირველები ხვდებიან ატლანტიკურ ჰაერის მასებს.

თოვლის საფარი მყარდება ყოველწლიურად ჰამბურგ-ვენა-ბელგრადის შემაერთებელი ხაზის აღმოსავლეთით. ჩრდილოეთ ფენოსკანდიაში მისი ხანგრძლივობა 6-7 თვეა, ხოლო მის სამხრეთ რაიონებში და შუა ევროპის ვაკეებზე 1-2 თვემდე კლებულობს. დუნაის ვაკეებზე თოვლი დევს 3-4 კვირის განმავლობაში. საფრანგეთში, ბრიტანეთის კუნძულებზე, ჩრდილოეთ ხმელთაშუა ზღვის სანაპიროზე თოვლი მოდის, მაგრამ სწრაფადვე დნება, მხოლოდ მთებში მყარდება მდგრადი საფარი. შუა ევროპის ვაკეების აღმოსავლეთი ნაწილისათვის დამახასიათებელია მდგრადი თოვლის საფარი, მისი უდიდესი სიმძლავრე 60-80 სმ-ს აღწევს ჩრდილოეთ შვეციაში.

ციმბირის ანტიციკლონი ზაფხულში ქრება და ვითარდება აზორის მაქსიმუმი, რომელიც მოიცავს სამხრეთ ევროპის აღმოსავლეთ პერიფერიას. ზაფხულის თერმული რეჟიმი განისაზღვრება უმთავრესად რადიაციული ფაქტორებით, ამიტომ ზაფხულის იზოთერმებს განედური მიმართულება აქვს. ფენოსკანდიის ჩრდილოეთში გაივლის იზოთერმა +15° C, ხოლო ევროპის სამხრეთში +25°C. ნალექების ყველაზე დიდი რაოდენობა (1000-2000 მმ) მოდის სკანდინავიის, ბრიტანეთის, ალპების, აპენინის მთების ქარპირა ფერდობებზე. აღმოსავლეთის მიმართულებით ჰაერში არსებული ტენის შემადგენლობა კლებულობს, და შესაბამისად ნალექებიც კლებულობს 400 მმ-მდე.

ნალექების განაწილება სეზონების მიხედვით უთანაბროა. ოკეანისპირა რაიონებში და სამხრეთ ევროპაში ნალექების მაქსიმუმი ზამთარში მოდის, რაც აიხსნება ზამთარში ისლანდიის ციკლონის გააქტიურებით. აღმოსავლეთით გადაადგილებით ნალექების მაქსიმუმი გადაინაცვლებს ზაფხულის

თვეებზე, რაც შიდამასიური კონვექციით აიხსნება. ჭარბად ტენიანდება დასავლეთ ევროპის ზღვისპირა რაიონები.

ევროპაში ვრცელდება 4 კლიმატური სარტყელი: არქტიკული, სუბარქტიკული, ზომიერი და სუბტროპიკული. სარტყელებს შიგნით დასავლეთიდან აღმოსავლეთით ზღვიური კლიმატი იცვლება კონტინენტურით. მათ საზღვრად პირობითად მიღებულია იანვრის და ივლისის საშუალო ტემპერატურებს შორის სხვაობა 25°.

არქტიკულ სარტყელში მდებარეობს შპიცბერგენი, სადაც მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებულია არქტიკული ჰაერის მასები. ზაფხულის ტემპერატურა იშვიათად აღემატება +5°-ს, ხოლო წლიური ნალექები შეადგენს 300-350 მმ. სუბარქტიკული სარტყელი მოიცავს ისლანდიას და სკანდინავიის ჩრდილოეთ ნაწილს. კლიმატი შედარებით რბილია, იანვრის ტემპერატურა მერყეობს +1-დან -3°-მდე, ყველაზე თბილი თვის ტემპერატურა აღწევს +10°-მდე. ხშირია ღრუბლიანი დღეები და ნისლი. წლიური ნალექები 1000 მმ-ს შეადგენს.

ზომიერ სარტყელში გაბატონებულია პოლარული ჰაერი, თუმცა მის ჩრდილოეთ რაიონებში აღწევს არქტიკული, ხოლო სამხრეთ რაიონებში-ტროპიკული ჰაერის მასები. რადიაციული პირობების განსხვავების გამო ჩრდილოეთ რაიონებში იცის გრილი ზაფხული და ცივი ზამთარი, ხოლო სამხრეთ რაიონებში-თბილი ზაფხული და რბილი ზამთარი. მკვეთრად გამოხატულია კლიმატის 2 ტიპი: ზღვიური და კონტინენტური. ზღვიური ტიპის კლიმატში ნალექები მეტია (1000 მმ), იანვრის ტემპერატურა -8-16°-ია, ხოლო ივლისის - 12-16°. კონტინენტური ტიპის კლიმატში ნალექები კლებულობს (400-500 მმ), იანვრის ტემპერატურა დაახლოებით 0°-ია, ხოლო ივლისის - 12-15°.

სუბტროპიკულ კლიმატში განლაგებულია პირენეს, აპენინის, ბალკანეთის ნახევარკუნძულები, აგრეთვე საფრანგეთის სამხრეთი სანაპირო. იანვრის საშუალო ტემპერატურებია 4-10°, ხოლო ივლისის-20-28°. დასავლეთ რაიონებისთვის დამახასიათებელია ზღვიური კლიმატი მნიშვნელოვანი ნალექებით (1000-1500 მმ), ხოლო აღმოსავლეთ და სამხრეთ რაიონებისთვის დამახასიათებელია კონტინენტური კლიმატი მცირე ნალექებით (400-500 მმ). მთიანი რაიონების კლიმატი მრავალფეროვანი და ხასიათდება ვერტიკალური სარტყელოობით.

7.3. აზიის კლიმატი

კონტინენტზე გავრცელებულია ყველა ტიპის კლიმატი დაწყებული არქტიკულიდან დამთავრებული ეკვატორულით. ამიტომ კონტინენტზე რადიაციული ბალანსი იცვლება ფართო დიაპაზონში 30-140 კკალ/სმ².

აზიის ჩრდილოეთი განაპირა ტერიტორიები მოქცეულია სუბარქტიკულ და არქტიკულ კლიმატურ სარტყელებში, სადაც გაბატონებულია უარყოფითი ტემპერატურები, არის მუდმივი გამყინვარების ზონა. კონტინენტზე, ყველა კლიმატურ სარტყელში ჭარბობს კონტინენტური ტიპის კლიმატი. კონტინენტური კლიმატების საერთო მაჩვენებელია ტემპერატურის მნიშვნელოვანი წლიური ამპლიტუდა და ნალექების მცირე რაოდენობა. ყველაზე ფართო ტერიტორია უკავია

ზომიერი კლიმატური სარტყლის კონტინენტური ტიპის კლიმატს, ხოლო აზიის შიდა რაიონები (შუა ციმბირი, მონღოლეთი) იმყოფებიან მკვეთრი კონტინენტური ტიპის კლიმატში. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 50-70⁰-ს შეადგენს, ექსტრემალური ტემპერატურები 100⁰-ს აღემატება. ასეთი დიდი ამპლიტუდა წარმოიქმნება ტემპერატურების დიდი კონტრასტულობის გამო. ზამთარში ტემპერატურა -30 - -40⁰-მდე ეცემა, ხოლო ზაფხულში სიცხე ტროპიკულს უახლოვდება, ამიტომაც იაკუტიაში საზამთროც კი მწიფდება.

სამხრეთ-დასავლეთ აზიის დიდი ნაწილი და აგრეთვე სამხრეთ აზია ნაწილობრივ იმყოფება კონტინენტური ტროპიკული უდაბნოს ტიპის კლიმატის პირობებში, რომელიც საჰარის კლიმატის მსგავსია. ზაფხულში მზის სხივები უდაბნოს ქვიშას ახურებენ 80⁰-მდე, ამ დროს ჩრდილში აღინიშნება 50 °C და მეტი. ზამთარში ტემპერატურა არ ეცემა 15 °C-ზე დაბლა. სამხრეთ აზიის უდაბნოებში მთელი წლის განმავლობაში ქრიან პასატები. ისინი ჩაისახებიან და ქრიან ხმელეთიდან, ამიტომ უმთავრესად მშრალი და ცხელი ჰაერია. ამის შედეგად წელიწადში დაახლოებით 200 დღე უღრუბლოა, ხოლო ნალექების წლიური ჯამი არ აღემატება 100 მმ-ს. აქ ხშირია ქვიშის ქარიშხალი-სამუმი, რაც არაბულ ენაზე ნიშნავს ცხელს.

სუბტროპიკული კონტინენტური ტიპის კლიმატურ ოლქს უკავის ირანის ზეგანის ჩრდილოეთი, და ცენტრალური აზიის ზოგიერთი რაიონი. კლიმატის ეს ტიპი თითქმის არ განსხვავდება ზაფხულის სიცხით ტროპიკული კლიმატისაგან. მაგრამ ზამთარი გაცილებით ცივი იცის.

მუსონური ტიპის კლიმატები დამახასიათებელია სამხრეთ და აღმოსავლეთ აზიისთვის, სადაც აღინიშნება ზაფხულის და ზამთრის მძლავრი მუსონური ნაკადების გავლენა. განასხვავებენ ზომიერ და სუბტროპიკულ მუსონურ კლიმატებს. ზომიერი მუსონური კლიმატისათვის დამახასიათებელია ტემპერატურისა და ნალექების დიდი სეზონური კონტრასტები: ზამთარში ძლიერი ყინვა და მცირე ნალექი, ზაფხულში სიცხე და მნიშვნელოვანი ნალექი. სუბტროპიკული მუსონური კლიმატი ხასიათდება სეზონების მნიშვნელოვანი განსხვავებით დატენიანების მიხედვით. ზამთრის მუსონი გადაადგილდება აზიის ცენტრალური რაიონებიდან ოკეანის მიმართულებით და მოაქვს მშრალი კონტინენტური ჰაერი, რის შედეგადაც ტემპერატურა მკვეთრად ეცემა, ზოგჯერ 0 °C-მდეც, და მთელი 3-4 თვის მანძილზე შესაძლოა ერთი წვიმის წვეთიც არ ჩამოვარდეს. მაისის დასასრულს ხდება ქარების მიმართულების მკვეთრი შეცვლა, ჰაერის მასები უკვე გადაადგილდებიან ოკეანიდან ხმელეთის მიმართულებით და სანაპიროზე მოაქვთ უხვი ნალექი. მუსონების ხელშეწყობის გამო სამხრეთ აზია ერთადერთი ადგილია დედამიწაზე, სადაც ერთმანეთს ესაზღვრება 2 გარდამავალი კლიმატური სარტყელი-სუბტროპიკული და სუბეკვატორული. აქ ტროპიკული სარტყელი არ არის. ამხრეთ აზიაში მთა ჩარაპუნჯისტან (ინდოეთი) წელიწადში საშუალოდ მოდის 12000 მმ, ცალკეულ წლებში კი - 20000 მმ ნალექი. ზაფხულის მუსონებთან დაკავშირებულია ციკლონების გააქტიურება სამხრეთ-აღმოსავლეთ აზიაში. აგრეთვე წარმოქმნება ტაიფუნები-მძლავრი ნაკადები, ქარი, რომლის სიჩქარეც აღწევს 120 მ/წმ-ს და ოკეანეში წარმოქმნის 15 მ სიმაღლის ტალღებს, ჰაერში აიტაცებს მრავალტონიან საგნებს, ხოლო ირგვლივ თითქმის ყველაფერს ანადგურებს. ტაიფუნის გავლა იწვევს კატასტროფულ წყალდიდობებს.

კლიმატის ეკვატორული ტიპი დამახასიათებელია მალაის არქიპელაგის კუნძულებისთვის, მალაკის ნახევარკუნძულის სამხრეთისათვის და ფილიპინების კუნძულებისათვის. მისი ძირითადი

ნიშნებია-მაღალი ტემპერატურები უმნიშვნელი წლიური და დღეღამური ამპლიტუდებით, უხვი ნალექები მთელი წლის განმავლობაში.

განსაკუთრებულია მსოფლიოს ყველაზე მაღალი მთიანეთის-ტიბეტის კლიმატი. დიდი სიმაღლე და ჩაკეტილობა განაპირობებენ ნალექების სიმცირეს. დღეღამის განმავლობაში აღინიშნება ტემპერატურის მკვეთრი რყევადობა, რაც 35 - 37 °C-ს შეადგენს. ტიბეტში აღინიშნება ჰაერის განსაკუთრებული სიმშრალე, რაც იწვევს არსებული მცენარეების სწრაფ გახმობას. გამომშრალი ჰაერი, ძლიერ ყინვებთან და მაღალმთიანი ზონისთვის დამახასიათებელ ჟანგბადის ნაკლებობასთან ერთად ძნელად გადაიტანება ადამიანის მიერ.

7.4. აფრიკის კლიმატი

აფრიკის კლიმატი განპირობებულია მისი ტერიტორიის დიდი ნაწილის მდებარეობით ტროპიკებს შორის და ხასიათდება მზის ჯამური რადიაციის მაღალი მნიშვნელობებით (180-200 კკალ/სმ² წწ). ამის გამო აფრიკა ყველაზე ცხელი კონტინენტია. გვინეის ყურის ჩრდილოეთ სანაპიროზე და კონგოს ღრმულში საშუალო ტემპერატურები წლის განმავლობაში 25-26°C-ია. ზაფხულის საშუალო ტემპერატურები განსაკუთრებით მაღალია სუდანის ჩრდილოეთში, საჰარაში (38⁰-მდე), ხოლო ლივიაში აღინიშნება დედამიწის მაქსიმუმი +58⁰. სუბტროპიკულ განედებში ზაფხულში ტემპერატურა 16 - 22 °C. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, ხმელეთის დიდი განფენილობისა და აზიასთან სიახლოვის გამო ძლიერ არის გამოხატული კონტინენტურობა. სამხრეთ ნახევარსფეროში ბევრი ნალექი მოდის. აფრიკის ძირითადი ცირკულაციური პროცესი პასატების მიერ ტროპიკული ჰაერის გადატანაა. ეს ჰაერი ჩრდილოეთში და სამხრეთში ხვდება ეკვატორიალურს და წარმოიქმნება თავსხმა ნალექები ელჭექით.

აფრიკის კლიმატური სარტყელები ერთმანეთისაგან განსხვავდება უპირველეს ყოვლისა ატმოსფერული ნალექების რაოდენობით და რეჟიმით. მაგალითად ეკვატორულ და სუბეკვატორულ კლიმატურ სარტყელებში ნორმად მიჩნეულია 2000-3000 მმ, ხოლო სუბტროპიკების ზოგიერთ რაიონებში ნორმა მხოლოდ 300 მმ-ია. ყველაზე ნალექიანი ადგილი კამერუნის მთების ძირშია, სადაც შესაძლებელია წელიწადში მოვიდეს 9500 მმ ნალექი.

ეკვატორულ კლიმატურ სარტყელში ნოტიო და ცხელი კლიმატია. ამ სარტყელში წელიწადის დროები არ განსხვავდება. საშუალო წლიური ტემპერატურა +23-+28⁰-ია, ტემპერატურის დღეღამური რყევადობა უფრო მნიშვნელოვანია ვიდრე წლიური რყევადობა. ნალექების წლიური ჯამი აღწევს 2000 მმ-ს. ეკვატორული სარტყელიდან ჩრდილოეთით და სამხრეთით გავრცელებულია სუბეკვატორული სარტყელები. საშუალო ტემპერატურაა +23-+25⁰. ზაფხულის ნალექები აღემატება ზამთრის ნალექებს. აღინიშნება ჰაერის მასების სეზონურობა, ხშირია მუსონური ქარები. ჩრდილოეთის და სამხრეთის ტროპიკული სარტყელები რამდენამდე განსხვავდება ერთმანეთისაგან. ჩრდილოეთის სარტყელში ნალექი პრაქტიკულად არ მოდის, ზაფხულში ტემპერატურა დაახლოებით +40⁰-ია, ზამთარში კი - +18⁰. სამხრეთ ტროპიკულ სარტყელში უფრო ცივა, ნალექები მეტია, მხოლოდ უმნიშვნელო ნალექებია

დასავლეთ ნაწილში-ნამიბის უდაბნოში. ზაფხულის და ზამთრის ტემპერატურები თანაბარია, საშუალო წლიური ტემპერატურა $+20 - +15^{\circ}$ -ია. აღმოსავლეთ ნაწილში, დრაკონის მთებში ყველაზე მაღალი სინოტივე აღინიშნება, რაც გამოწვეულია ეკვატორის მხრიდან წამოსული ჰაერის მასების ურთიერთქმედებით ოკეანიდან გადაადგილებულ თბილ ჰაერის მასებთან. ორივე ტროპიკულ სარტყელში თავმოყრილია უდაბნოები. უდაბნოში ტემპერატურის დღელამური რყევადობა ძალიან დიდია, დღისით ტემპერატურა ხშირად აღწევს 70° -ს, ხოლო ღამით ჩადის ნულს ქვემოდ. ქრის აფრიკული ქარი-სამუმი. სუბტროპიკულ კლიმატურ სარტყელში კლიმატის მკვეთრი ცვლილებები აღინიშნება. სამხრეთ-დასავლეთში მშრალი, ცხელი ზაფხული და თბილი ნოტიო ზამთარია (ხმელთაშუაზღვიური კლიმატი), ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთ სანაპიროზე ინდოეთის ოკეანიდან წამოსული თბილი ნოტიო ჰაერის მასების გამო ზაფხული ცხელი და ტენიანია, ზამთარი კი, კაპის მთების მიერ ჰაერის მასების შემაკავებელი ეფექტის გამო, ცივი და მშრალი.

7.5. ჩრდილოეთი ამერიკის კლიმატი

კონტინენტის ჩრდილოეთ ნაწილში გაბატონებულია იანვრის უარყოფითი ტემპერატურები: ატლანტიკის სანაპიროზე, ლაბრადორის ჩრდილოეთში $0 - -20^{\circ}\text{C}$, კანადის შიდა რაიონებში -10 დან -30°C -მდე, ალიასკის ჩრდილოეთში $-20 - -30^{\circ}\text{C}$; წყნარი ოკეანის სანაპიროზე $+5 - 0^{\circ}\text{C}$. დადებითი იანვრის ტემპერატურებია ფლორიდაში და ჩრდილოეთ მექსიკაში $+15^{\circ}\text{C}$. ზაფხულში დიდი მნიშვნელობა აქვს $+10^{\circ}\text{C}$ იზოთერმას, რომელიც შეესაბამება ტუნდრის სამხრეთ საზღვარს. ჰუმონის ცივი ყურის და ლაბრადორის დინების გავლენით, აღმოსავლეთ ნაწილში იზოთერმა ეშვება სამხრეთით, ამიტომაც ჩრდილოეთ ამერიკაში ტუნდრა ვრცელდება ღრმად სამხრეთში იმ განედებზე, სადაც დასავლეთ ევროპაში ფართოთლოვანი ტყეები იზრდება. კონტინენტის ცენტრალურ ნაწილს კვეთს იზოთერმა $+20^{\circ}\text{C}$, რომელიც გაივლის კანადისა და აშშ საზღვრის გასწვრივ. მაქსიმალური ტემპერატურები დამახასიათებელია სამხრეთ-დასავლეთ რაიონებისთვის, სიკვდილის ველზე მაქსიმალური ტემპერატურა 57°C -ს აღწევს.

კონტინენტის დატენიანებაში მთავარი როლი ატლანტიკის ოკეანეს ეკუთვნის. წყნარი ოკეანის გავლენა შემოისაზღვრება ვიწრო დასავლეთ სანაპიროთი, სადაც 5000 მმ-მდე ნალექი მოდის. კორდილიერები ასუსტებს დასავლეთიდან შემოსულ ნოტიო ჰაერის მასებს და შიდა რაიონებში ნალექები კლებულობს 400-800 მმ-მდე, ზაფხულის მაქსიმუმით. კანადის აღმოსავლეთ ნაწილში და აშშ-ს ჩრდილო-აღმოსავლეთში ნალექები იზრდება 1000 მმ-მდე და ციკლონების ხშირი გავლის გამო წლის განმავლობაში თანაბრად ნაწილდება.

საბარქტიკულ სარტყელში, დაბალი ტემპერატურების გამო, ნალექები კლებულობს 300-400 მმ-მდე, ხოლო სუბტროპიკულ სარტყელში ნალექების რეჟიმი გამოირჩევა მრავალფეროვნებით. აშშ-ს აღმოსავლეთში ნალექები მატულობს 1500 მმ-მდე, დამახასიათებელია ზაფხულის მაქსიმუმი. ცენტრალურ და დიდ ვაკეებზე აღმოსავლეთიდან დასავლეთის მიმართულებით ნალექები

კლებულობს 1000-დან 300 მმ-მდე, ხოლო სიკვდილის ველზე 100 მმ-ზე ნაკლებია. მექსიკის სანაპიროზე წლიური ნალექები შეადგენს 2000 მმ-ს, ხოლო მექსიკის ზეგანზე კლებულობს 500-600

7.6. სამხრეთ ამერიკის კლიმატი

სამხრეთი ამერიკა მდებარეობს 2 ნახევარსფეროში, შედარებით მცირე ნაწილი ჩრდილოეთ ნახევარსფეროშია, ხოლო უფრო დიდი ნაწილი-სამხრეთში. როდესაც კონტინენტის ჩრდილოეთში ზაფხულია, სამხრეთში-ზამთარია, და პირიქით. ის ყველაზე ნოტიო კონტინენტია. კონტინენტის შიდა წყლები ყოველწლიურად ივსება ატმოსფერული ნალექების დიდი რაოდენობით, რომლებიც განსაკუთრებით უხვია მდინარე ამაზონის დელტაში, რაც იმით აიხსნება, რომ კონტინენტის მნიშვნელოვანი ნაწილი ეკვატორულ კლიმატურ სარტყელშია მოქცეული.

ეკვატორული კლიმატური სარტყლის ფარგლებში ყალიბდება სტაბილურად თბილი და ძალიან ნოტიო კლიმატი, ნალექების წლიური რაოდენობა შეადგენს 5000 მმ-ს. ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე მაღალია და ხშირად აღწევს 100%-ს. მთელი წლის განმავლობაში ჰაერის ტემპერატურა არ ეშვება 20-25C -ზე დაბლა. ეკვატორულ სარტყელს ორივე მხრიდან აკრავს სუბეკვატორული სარტყლები. აქ მოდის ნაკლები ნალექები (1500-2000 მმ წელიწადში), კონტინენტის სიღრმეში კი კლებულობს 500 მმ-მდე. წვიმის სეზონი დგება ზაფხულში. მთელი წლის განმავლობაში ამინდი იცვლება უმნიშვნელოდ, ზამთარშიც კი ჰაერის ტემპერატურა მერყეობს 15-25^o ფარგლებში.

სამხრეთ ამერიკის ტროპიკული კლიმატური სარტყელი განსხვავდება აფრიკის და სხვა კონტინენტების ანალოგიური სარტყლისგან. ის გამოირჩევა საკმარისი სინოტივით, რაც განპირობებულია აღმოსავლეთში თბილი დინების გავლენით, რის შედეგადაც სამხრეთ ამერიკის ტროპიკებში პრაქტიკულად არ არის უდაბნო, მცირე გამოწკლისის გარდა კონტინენტის დასავლეთ ნაწილში. ესაა უდაბნო ატაკამა - ყველაზე გვალვიანი უდაბნო მსოფლიოში, სადაც დაფიქსირებულია გვალვების ისტორიაში ყველაზე ხანგრძლივი გვალვა, რომელიც გაგრძელდა 4 საუკუნის განმავლობაში. სუბტროპიკულ სარტყელს უკავია კონტინენტის მცირე ნაწილი. ის იმყოფება ცივი დინებების გავლენის ქვეშ და გამოირჩევა გვალვიანობით, წლიური ნალექები არ აღემატება 400-500 მმ-ს. კონტინენტის უკიდურესი სამხრეთი ნაწილი იმყოფება ზომიერი კლიმატური სარტყლის ზონაში, ის თითქმის მთლიანად დაკავებულია უდაბნოებით, რაც გამოწვეულია ცივი დინებების ძლიერი ზემოქმედებით. ტემპერატურულ რეჟიმზე გავლენას ახდენს არქტიკა და ამიტომ ზაფხულში არ აღემატება 20C-ს, ხოლო ზამთარში ეცემა 0C -ზე დაბლა. ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამი არ აღემატება 250 მმ-ს.

7.7. ავსტრალიის კლიმატი

ავსტრალია მდებარეობს 3 კლიმატურ სარტყელში: სუბეკვატორული, ტროპიკული და სუბტროპიკული, ხოლო კუნძულ ტასმანიის შემთხვევაში ემატება ზომიერი სარტყელი. ავსტრალია ყველაზე გვალვიანი კონტინენტია, რაც იმით აიხსნება, რომ უდიდესი ფართობი უკავია ტროპიკულ სარტყელს. ავსტრალიის ჩრდილოეთი უკავია სუბეკვატორულ სარტყელს. მთელი ჩრდილოეთი ნაწილი განიცდის თბილი სამხრეთ პასატური დინების გავლენას. ზაფხულში (დეკემბერი-თებერვალი) ვრცელდება ეკვატორული ჰაერის მასები, რომელსაც მოაქვს ნალექი, ხოლო ზამთარში (ივნისი-აგვისტო) გაბატონებულია ტროპიკული ჰაერის მასები, რომელთათვისაც დამახასიათებელია ნათელი მშრალი ამინდები.

სუბეკვატორული სარტყლიდან სამხრეთით გავრცელებულია ტროპიკული სარტყელი, სადაც დიდი ფართობები უკავია უდაბნოებს. დიდი განფენილობის გამო ამ სარტყელში გამოიყოფა 3 სექტორი: დასავლეთი, კონტინენტური და აღმოსავლეთი. დასავლეთი სექტორი იმყოფება ცივი დინების გავლენის ქვეშ ამიტომ კლიმატი უფრო გვალვიანია. კონტინენტური სექტორი აგრეთვე გვალვიანი, წლიური ნალექები 250მმ-ზე ნაკლებია. აღმოსავლეთ სექტორის კლიმატზე გავლენას ახდენს თბილი აღმოსავლეთ ავსტრალიის დინება, და სანაპიროზე ნალექები აღწევს 2000 მმ-მდე, ხოლო სიღრმეში შეადგენს 500 მმ-ს. აქ ყალიბდება ზღვიური ტიპის კლიმატი. კონტინენტის სამხრეთი ნაწილი მდებარეობს სუბტროპიკულ კლიმატურ სარტყელში. ეს სარტყელი განიცდის ტროპიკული და ზომიერი ჰაერის მასების გავლენას, ამიტომ ხასიათდება ცხელი ზაფხულით და წვიმიანი ზამთრით. აღნიშნულ სარტყელშიც, ტროპიკულის მსგავსად, გამოიყოფენ 3 სექტორს: დასავლეთის, კონტინენტურ და აღმოსავლეთის სექტორებს. დასავლეთ სექტორის კლიმატი აგრეთვე ცივი დასავლეთ ავსტრალიის დინების გავლენით ყალიბდება, თუმცა ნალექი მეტი მოდის ტროპიკებთან შედარებით. კონტინენტური სექტორი დაკავებულია უდაბნოებით. აღმოსავლეთი სექტორის კლიმატზე გავლენას ახდენს თბილი აღმოსავლეთ ავსტრალიის დინება და ზაფხულის მუსონები, რომელთაც მოაქვთ ნალექი.

7.8. ანტარქტიდის კლიმატი

ანტარქტიდა დედამიწის ყველაზე ცივი კონტინენტია, მისი უდიდესი ნაწილი, ანტარქტიკული ნახევარკუნძულის სანაპიროს გამოკლებით, ანტარქტიკულ კლიმატურ სარტყელში მდებარეობს. მიუხედავად მზის ჯამური რადიაციის სიუხვისა, თოვლის ზედაპირის მიერ აირეკლება მისი 90% და მხოლოდ 10% იხარჯება დათბობაზე. ამიტომ ანტარქტიდის რადიაციული ბალანსი უარყოფითია, ხოლო ტემპერატურა ძალიან დაბალია. ცენტრალურ ანტარქტიდაში მდებარეობს ჩვენი პლანეტის სიცივის პოლუსი, სადგური ვოსტოკი, სადაც 1960 წლის 24 აგვისტოს დარეგისტრირდა ტემპერატურა $-88,3^{\circ}\text{C}$. ზამთრის თვეების საშუალო ტემპერატურაა $-60 - -70^{\circ}\text{C}$, ზაფხულის - $-30 - -50^{\circ}\text{C}$. ანტარქტიკული ნახევარკუნძულის სანაპიროზე ზაფხულის ტემპერატურა აღწევს $10-12^{\circ}\text{C}$, ხოლო

ყველაზე თბილი თვის (იანვარი) საშუალო ტემპერატურა შეადგენს 1-2⁰-ს. ზამთარში (ივლისი) საშუალო ტემპერატურა შეადგენს -8⁰-ს.

ხშირია ძლიერი ქარები, მათი საშუალო წლიური სიჩქარე შეადგენს 12 მ/წმ-ს, ხოლო გრიგალური ქარების დროს აღწევს 50-60მ/წმ-ს, ზოგჯერ 90 მ/წმ-ს. ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე 60-80 %-ია, ანტარქტიკულ ოაზისებში კი ეცემა 5-20%-მდე. მცირეა მოდრუბლულობა, ნალექი მხოლოდ თოვლის სახით მოდის. მისი რაიდენობა კინტინენტის ცენტრში შეადგენს 30-50 მმ-ს, კონტინენტურ ფერდობზე მატულობს 400-500 მმ-მდე, ხოლო ანტარქტიკულ ნახევარკუნძულზე იზრდება 700-1000 მმ-მდე. ძლიერი ქარების და უხვი ნალექების გამო ხშირია ქარბუქი.

თავი 8. მსოფლიოს ქვეყნების კლიმატები

8.1 ევროპის ქვეყნების კლიმატები

ისლანდია. ისლანდია წარმოადგენს კუნძულს, რომლის რელიეფის დიდი ნაწილი ზეგანია. მისი საშუალო სიმაღლე ზღვის დონედან 600 მეტრია, ხოლო ცალკეული მწვერვალები 2000მ-ს აღწევს. დაბლობს მცირე ტერიტორია უკავია, ძირითადად სანაპირო ზოლში. რელიეფის მნიშვნელოვანი ნაწილი უკავია მყინვარებს, თანამედროვე გამყინვარება ისლანდიის ფართობის 13%-ზე ვრცელდება. კუნძული არის დედამიწაზე აქტიური ვულკანიზმის ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი კერა.

ისლანდიის კლიმატის ჩამოყალიბებაზე დიდ გავლენას ახდენს შემდეგი ფაქტორები: მისი გეოგრაფიული მდებარეობა მაღალ განედებში, ანუ პოლარული წრის მახლობლად, ატმოსფეროს ცირკულაციის ხასიათი, ოკეანის დინებები, კერძოდ თბილი ჩრდილო ატლანტიკური დინება და მისი განშტოებები, რომლებიც კუნძულს ჩაუვლის სამხრეთ და დასავლეთ სანაპიროებთან, და ჩრდილო-აღმოსავლეთ სანაპიროებთან გამდინარე ცივი აღმოსავლეთ გრენლანდიის დინება.

ისლანდია მიეკუთვნება ზომიერი განედების ატლანტიკურ-არქტიკულ ოლქს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში გაბატონებულია აღმოსავლეთის ქარები, რაც კუნძულის რელიეფის გავლენით ხშირად იცვლის მიმართულებას. სანაპიროებზე ხშირია ქარი ხმელეთის შიდა რაიონებიდან. ზამთარი სამხრეთ და დასავლეთ სანაპიროებთან თბილი ჩრდილო ატლანტიკური დინების გავლენით შედარებით რბილია. ყველაზე ცივი თვე თებერვალია და თვის საშუალო ტემპერატურა აქ მინუს 20⁰-ია, ხოლო სამხრეთ სანაპიროზე დადებითიც კია. ჩრდილოეთ სანაპიროზე ზამთარი გაცილებით ცივია, რაც აიხსნება ჩრდილოეთის პოლარულ წრესთან მისი სიახლოვით და ცივი აღმოსავლეთ გრენლანდიის დინების გავლენით. უფრო ცივია ზამთარი კუნძულის ცენტრალურ ნაწილში, რასაც ადგილის სიმაღლის გაზრდა უწყობს ხელს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში უმთავრესად იცის ღრუბლიანი ამინდი, სამხრეთ სანაპიროზე, ჩრდილოეთისაგან განსხვავებით, ხშირია ნალექები. ნალექები მოდის ძირითადად თოვლის სახით.

წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში აგრეთვე გაბატონებულია აღმოსავლეთის ქარები. ზაფხული, კუნძულის მაღალ განედებში განლაგების გამო, ძალიან ცივია. ივლისსა და აგვისტოში

ყველაზე თბილ დღეებში ჰაერის ტემპერატურა 20⁰-ს არ აღწევს. ივლისის თვის საშუალო ტემპერატურა სამხრეთ, აღმოსავლეთ და დასავლეთ სანაპიროებზე დაახლოებით 10⁰-ია, ხოლო ჩრდილოეთ სანაპიროზე და კუნძულის ცენტრალურ ნაწილში 10⁰-ზე ნაკლები. ზაფხული ნაკლებად ღრუბლიანია, ხშირია ნისლი. ნალექები ხშირია სამხრეთ სანაპიროზე, შედარებით იშვიათია ჩრდილოეთ სანაპიროზე. საერთოდ წლის განმავლობაში სამხრეთ სანაპიროზე მოდის 2000მმ, ხოლო ჩრდილოეთ სანაპიროზე, სულ 300-400მმ ნალექი.

ნორვეგია და შვედეთი. ეს სახელმწიფოები მდებარეობენ ევროპის უდიდეს სკანდინავიის ნახევარკუნძულზე. ნახევარკუნძულის მთელი დასავლეთ სანაპიროს გასწვრივ 1500 კმ-ის მანძილზე გადაჭიმულია მასიური სკანდინავიის მთიანეთი, რომლის სამხრეთ ნაწილში უმაღლესი მწვერვალი(გლიტერტინი) აღწევს 2481 მ სიმაღლეს. მთიანეთი დასავლეთით ციცაბოდ ეშვება ნორვეგიის ზღვისკენ, ხოლო აღმოსავლეთით –შედარებით დამრეცად ბალტიის ზღვისკენ. მთიანეთის ჩრდილოეთი ნაწილი 400-500 მ სიმაღლისაა, თუმცა ცალკეული მწვერვალები 2000 მ-ს აღწევს. მთიანეთი ფართო ხეობების საშუალებით დანაწევრებულია ცალკეულ მასივებად, საიდანაც ბევრი მყინვარი იღებს სათავეს. აღმოსავლეთით მთები თანდათან გადადის დაბლობში, რომელიც გადაჭიმულია 150-200 კმ სიგანეზე. შვეციის სამხრეთ ნაწილში ბევრია ტბა, მათი საერთო ფართობი ქვეყნის ფართობის 8 %-ს შეადგენს. სკანდინავიის ნახევარკუნძულის დასავლეთ სანაპირო ძლიერ დანაწევრებულია და ბევრ ყურეს, ანუ ფიორდებს ქმნის. აღმოსავლეთ სანაპირო უფრო სწორი მოხაზულობისაა. ნახევარკუნძულის ფართობის 15 % ჩრდილოეთ პოლარული წრის შიგნითაა.

კლიმატური თავისებურებების თვალსაზრისით ნორვეგიის და შვედეთის დიდი ნაწილი მიეკუთვნება ზომიერი სარტყლის ატლანტიკურ-არქტიკულ ოლქს, ხოლო ამ სახელმწიფოთა სამხრეთი რაიონები- ატლანტიკურ-ოლქს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ნორვეგიის დასავლეთ სანაპიროზე გაბატონებულია დასავლეთის, სამხრეთ-დასავლეთის და სამხრეთის მიმართულების ქარები. მთაგორიან რაიონებში ქარის მიმართულება განისაზღვრება რელიეფის ხასიათით. ქარის სიჩქარე სანაპირო ზოლში საშუალოდ 5მ/წმ-ია, ხოლო ნახევარკუნძულის შიდა რაიონებში არ აღემატება 2 მ/წმ-ს. ნორვეგიის ჩრდილოეთ და ჩრდილო-დასავლეთ სანაპიროებზე ხშირია გრიგალი და ქარბუქი.

ნორვეგიის ჩრდილო-დასავლეთ სანაპიროზე იანვრის და თებერვლის საშუალო ტემპერატურა მინუს 3⁰-ია, ხოლო სამხრეთით იზრდება პლიუს 2⁰-მდე. ამის მიზეზია ატლანტიკის ოკეანიდან თბილი ჰაერის გადმოადგილება, რომელიც თბილი ჩრდილო-ატლანტიკური დინების შედეგად ყალიბდება. ცალკეულ დღეებში ჰაერის ტემპერატურამ შესაძლოა მინუს 25⁰-მდე დაიკლოს. უფრო დაბალი ტემპერატურები აღინიშნება ნორვეგიის და შვედეთის შიდა რაიონებში, სადაც ვერ აღწევს ატლანტიკიდან თბილი ჰაერი. ამ შემთხვევაში სკანდინავიის მთიანეთი კლიმატგამყოფის როლს ასრულებს და ეღობება თბილი ჰაერის მასებს. ცალკეულ დღეებში აქ ტემპერატურა ეცემა მინუს 30⁰-მდე, ხოლო აბსოლუტური მინიმუმი დაფიქსირებულია მინუს 51⁰. ნორვეგიის და შვედეთის შიდა რაიონებში, სადაც სკანდინავიის მთები დაბლდება, კარგად აღწევს თბილი ატლანტიკური ჰაერი და ტემპერატურაც იზრდება. ბალტიის ზღვა ვერ ახდენს მნიშვნელოვან გავლენას შვედეთის ჰავაზე, მის სანაპიროებზე ტემპერატურა 3-7⁰-ით დაბალია, ვიდრე ატლანტიკის ოკეანის სანაპიროზე. ამავე დროს აშკარად არის გამოხატული ზღვების გავლენა კლიმატის ტიპზე-სანაპიროებზე ყველაზე ცივი თვე თებერვალია, რაც დამახასიათებელია ზღვიური ჰავისათვის, ხოლო ნახევარკუნძულის შიდა რაიონებში ყველაზე ცივი თვე იანვარია.

დასავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის მიმართულების ქარების ბატონობის გამო ნორვეგიის სანაპიროზე უმთავრესად ღრუბლიანი და წვიმიანი ამინდი დგას. დეკემბერ-თებერვალში სანაპიროს ჩრდილოეთ ნაწილში ნალექი უმთავრესად თოვლის სახით მოდის, სამხრეთში თოვლი იშვიათია და, როგორც წესი სწრაფად დნება. ნორვეგიის და შვედეთის შიდა რაიონებში თოვლის საფარი თითქმის შვიდი თვის განმავლობაში დევს(ოქტომბრის შუა რიცხვებიდან მაისის შუა რიცხვებამდე), ხოლო სამხრეთის სანაპიროებზე თოვლის საფარი ერთ თვესაც ვერ სძლებს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში, ანუ ოქტომბრიდან მარტის ჩათვლით, საკმაო რაოდენობის ნალექები მოდის და შეადგენს სანაპიროზე 500-700 მმ-ს, ხოლო ცივად ფერდობებზე 1500 მმ-ს. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში დასავლეთის, სამხრეთ-დასავლეთის და სამხრეთის მიმართულების ქარები სუსტდება, და აქტიურდება ჩრდილოეთის ქარები, ანუ ქარები არქტიკიდან. ამ დროს ტემპერატურის განაწილებას შებრუნებული სურათი აქვს წლის ცივ პერიოდთან შედარებით- ნორვეგიის და შვედეთის შიდა რაიონებში უფრო თბილა, ვიდრე დასავლეთის სანაპიროებზე. შიდა რაიონებში ივლისის საშუალო ტემპერატურაა 15-17⁰. ზაფხულში ნაკლებია ღრუბლიანობა, თუმცა მაინც გაბატონებულია მოღრუბლული და ნოტიო ამინდები. ნათელი უღრუბლო ამინდი იშვიათია და თვეში მხოლოდ ერთი-შვიდი დღე აღინიშნება. სანაპირო რაიონებში ხშირია ნისლი.

ფინეთი. ოროგრაფიული აგებულების თვალსაზრისით ფინეთი წარმოადგენს პლატოების, ქედების და ღრმულების მრავალფეროვნებას, რომელთა მნიშვნელოვანი ნაწილი უკავია ტბებს. ტბების სიუხვით მას მსოფლიოში პირველი ადგილი უკავია, ტბების წყლის ზედაპირის ფართობი ქვეყნის ფართობის 12 %-ს შეადგენს. ტერიტორიის დიდი ნაწილი მდებარეობს ზღვის დონიდან 80-300 მ ფარგლებში.

ფინეთი მიეკუთვნება ზომიერი სარტყლის ატლანტიკურ-არქტიკულ ოლქს. სკანდინავიის ნახევარკუნძულისგან განსხვავებით, ფინეთის ჰავა ხასიათდება თანდათანობითი ცვლილებით დასავლეთიდან აღმოსავლეთის და ჩრდილოეთიდან სამხრეთის მიმართულებით, რაც აქ მნიშვნელოვანი მთის ქედების არ არსებობით აიხსნება.

ზამთარი ჩრდილოეთში მკაცრი იცის. არქტიკული ჰაერის ხშირი შემოჭრების გამო ჰაერის ტემპერატურა იანვარ-თებერვალში საშუალოდ მინუს 15⁰-ია, ხოლო ცალკეულ დღეებში ყინვა მინუს 40⁰-ზე დაბლა ჩადის. ყინვები საერთოდ იცის ოქტომბრიდან აპრილამდე, თოვლის საფარი 8 თვის განმავლობაში დევს და ხშირად ივნისის დასაწყისამდე გასტანს. ამინდები უმთავრესად ნოტიო და ღრუბლიანია. სამხრეთის მიმართულებით ზამთრის ხანგრძლივობა იკლებს და ყინვები აღინიშნება დეკემბრიდან მარტამდე. ყველაზე ცივი თვის-იანვრის საშუალო ტემპერატურა მინუს 6⁰-ია, თუმცა ცალკეულ დღეებში შესაძლოა დაიკლოს მინუს 25-30⁰-მდე. დასავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის ქარებს ატლანტიკიდან ხშირად მოაქვს თბილი ჰაერი, ამიტომ სანაპიროზე ზამთარი რბილი იცის, აქ ყველაზე ცივი თვე თებერვალია. გაზაფხული ცივი და ხანგრძლივი იცის. ღრუბლიანობა და სინოტივე ზამთართან შედარებით მნიშვნელოვნად იკლებს. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში ფინეთის თითქმის მთელ ტერიტორიაზე გაბატონებულია ჩრდილოეთის და ჩრდილო-დასავლეთის ქარები, ხოლო სანაპირო ზოლში, განსაკუთრებით სამხრეთში განვითარებულია ბრიზი, ანუ პერიოდული ქარი, რომელიც დღისით ქრის სანაპიროდან ხმელეთისაკენ, ხოლო ღამით პირიქით-ხმელეთიდან ოკეანისაკენ. ყველაზე თბილი თვე ივლისია. თვის საშუალო ტემპერატურა ჩრდილოეთში საშუალოდ 12⁰-ია, ხოლო სამხრეთში-17⁰. ღრუბლიანობა ზაფხულში ნაკლებია ზამთართან

შედარებით, მაგრამ ნალექები უფრო მეტი მოდის. ხშირია თავსხმა ნალექები და სეტყვა. ზაფხული საერთოდ ხანმოკლეა და წაყინვები უკვე სექტემბრიდან იწყება.

დიდი ბრიტანეთი. ყველაზე შემადლებულია დიდი ბრიტანეთის ჩრდილოეთი ნაწილი, ანუ შოტლანდია და ინგლისის ჩრდილოეთ რაიონები. შოტლანდია უკავია მთიანეთს, სადაც დიდი ბრიტანეთის უმაღლესი მწვერვალია-მთა ბენ-ნევისი (1343 მ ზღვის დონიდან). ინგლისის ტერიტორიაზე შედარებით დაბალი სიმაღლის-პენინის მთებია, რომელთა სიმაღლეც 1000მ-ს ვერ აღწევს. ინგლისის აღმოსავლეთ რაიონებში ჭარბობს დაბლობები. სანაპირო ზოლი განსაკუთრებით დანაწევრებულია დასავლეთში, ხოლო ნაკლებად დანაწევრებული აღმოსავლეთში და სამხრეთში.

დიდი ბრიტანეთი მიეკუთვნება ზომიერი სარტყლის ატლანტიკურ-კონტინენტურ კლიმატურ ოლქს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში გაბატონებულია დასავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის ქარები. სანაპირო რაიონებში ხშირია ძლიერი ქარები, ხოლო ჩრდილოეთში-შტორმი. 1953 წლის თებერვალში ჩრდილოეთის ზღვაში განვითარდა ისეთი შტორმი, რომ მთლიანად დატბორა ინგლისის აღმოსავლეთ სანაპირო და მიწიდან აღგავა მრავალი დასახლებული პუნქტი.

გაბატონებული თბილი ზღვიური ქარების გამო ზამთარი ძალიან რბილი იცის, იანვარ-თებერვლის საშუალო ტემპერატურა 3-5⁰, ხოლო ინგლისის სამხრეთში 6-7⁰-ია. ტერიტორიის დასავლეთი ნაწილი, თბილი ჩრდილო-ატლანტიკური დინების გამო, უფრო თბილია, ვიდრე აღმოსავლეთი ნაწილი, სადაც ხშირად ხდება ცივი ჰაერის მასების შემოჭრა ევროპის კონტინენტური ნაწილიდან. დამახასიათებელია ღრუბლიანი, ნოტიო ამინდი. ხშირია ნისლი, თოვსა, თუმცა მდგრადი თოვლის საფარი მყარდება მხოლოდ მთებში. გაზაფხულზე ტემპერატურის ზრდა ძალიან ნელა მიმდინარეობს, რაც ზღვიური ჰაერის მასების შემოჭრებს უკავშირდება.

წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში დასავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის ქარებთან ერთად აქტიურდება ჩრდილოეთის ქარები. როგორც დამახასიათებელია ზღვიური ჰავისათვის, ზაფხული გრილია, განსაკუთრებით შოტლანდიის ჩრდილოეთში, სადაც ყველაზე თბილი თვის საშუალო ტემპერატურა 12-14⁰-ია. ინგლისის სამხრეთ ნაწილში ტემპერატურა 16-17⁰-მდე იზრდება. ზაფხულში ღრუბლიანობა ზამთართან შედარებით იკლებს, თუმცა ნათელი მზიანი დღეები მაინც იშვიათია. ნალექები ბევრი მოდის, განსაკუთრებით ჩრდილოეთ რაიონებში, სადაც მათი წლიური ჯამი 2000მმ-მდე აღწევს. ნალექების დიდი რაოდენობის და ზაფხულის დაბალი ტემპერატურების გამო მდინარეები წყალუხვია.

საფრანგეთი. საფრანგეთის რელიეფი მრავალფეროვანია. ტერიტორიის დიდი ნაწილი წარმოადგენს საშუალო სიმაღლის მთების და ვაკეების კომპლექსს. ყველაზე მაღალი მთები ქვეყნის სამხრეთშია-პირინეის მთების სამხრეთი ფერდობები, ალპების დასავლეთი ფერდობები, ცენტრალური საფრანგეთის მასივი. ჩრდილო-დასავლეთის სანაპირო ზოლი ძლიერ დანაწევრებულია.

საფრანგეთის ჩრდილოეთი ნაწილი მიეკუთვნება ზომიერი სარტყლის ატლანტიკურ-კონტინენტურ კლიმატურ ოლქს, ხოლო სამხრეთი ნაწილი სუბტროპიკული სარტყლის ატლანტიკურ-ხმელთაშუაზღვიურ ოლქს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ქვეყნის ჩრდილოეთში გაბატონებულია სამხრეთ-დასავლეთის, ხოლო სამხრეთში - ჩრდილო-აღმოსავლეთის და აღმოსავლეთის ქარები. დაბალ განედებში მდებარეობისა და ატლანტიკის ოკეანეს გავლენის გამო ზამთარი ტერიტორიის მნიშვნელოვან ნაწილზე ძალიან რბილია. დაბლობ რაიონებში ტემპერატურა ზამთარშიც დადებითია, და საშუალოდ აღემატება 7⁰-ს, მხოლოდ ჩრდილოეთში ჩამოდის ტემპერატურა 0⁰-მდე. მთებში ზამთარი შედარებით ცივია. ღრუბლიანობა მნიშვნელოვანია

ჩრდილოეთში და მთებში, სამხრეთში უმნიშვნელოა. ბევრი ნალექები მოდის დასავლეთ სანაპიროზე, რაც ოკეანის გავლენით აიხსნება. სამხრეთ სანაპიროზე და შიდა რაიონებში ნალექები მცირეა. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში ატმოსფეროს ცირკულაციას განსხვავებული ხასიათი აქვს. საფრანგეთის მთელ ტერიტორიაზე გაბატონებულია დასავლეთის, ჩრდილო-დასავლეთის და ჩრდილოეთის ქარები, რის შედეგადაც ზაფხული ზომიერად თბილია. ივლისის საშუალო ტემპერატურა ქვეყნის ჩრდილოეთში 16⁰-ია, პარიზში-18⁰, სამხრეთში-20⁰-ზე მეტი, ხოლო მთებში ზღვის დონედან 2000-2500მ სიმაღლეზე ეცემა 10⁰-მდე. ზაფხულშიც ბევრი ნალექები მოდის, ხშირია თავსხმა ნალექები, გამონაკლისია სამხრეთ რაიონები, სადაც ზაფხული გვალვიანი იცის.

ნიდერლანდები, ბელგია და ლუქსემბურგი. ნიდერლანდები და ბელგიის დიდი ნაწილი ხასიათდება ბრტყელი, ერთგვაროვანი რელიეფით, ამაღლებები მხოლოდ ბელგიის სამხრეთშია, სადაც გადაჭიმულია მთის მასივი. ნიდერლანდების ტერიტორიის მნიშვნელოვანი ნაწილი ზღვის დონეზე დაბლა მდებარეობს და დაცულია დატბორვისაგან კაშხალების ხელოვნური ქსელით.

კლიმატური თვალსაზრისით ნიდერლანდებს, ბელგიას და ლუქსემბურგს გააჩნია შედარებით ერთგვაროვანი პირობები, უკავიათ ზომიერი სარტყლის ატლანტიკურ-კონტინენტური კლიმატური ოლქი. ზამთარში ამ სახელმწიფოების ტერიტორიაზე გაბატონებულია დასავლეთის, სამხრეთ-დასავლეთის და სამხრეთის ქარები, რომლებიც ქრის თბილი ატლანტიკის ოკეანედან. ამის გამო აქ ზამთარი ძალიან რბილია. იანვრის და თებერვლის საშუალო თვიური ტემპერატურები სანაპირო ზოლში დაახლოებით 3⁰-ია, ხოლო ხმელეთის სიღრმეში 0⁰-თან ახლოსაა. ზაფხული შედარებით გრილი იცის. ივლისის და აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა 16-18⁰-ია. მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებულია მოღრუბლული ამინდი, თუმცა ზაფხულში ზამთართან შედარებით სინოტივე ნაკლებია.

გერმანია. გერმანიის ზედაპირის რელიეფი ხასიათდება დიდი მრავალფეროვნებით. ქვეყნის ჩრდილოეთი ნაწილი დაბლობს წარმოადგენს, რომელიც ძირითადად ზღვის დონედან 100მ სიმაღლემდე მდებარეობს. დაბლობი სამხრეთით იცვლება უძველესი მთებით, რომელთა სიმაღლე არ აღემატება 800-1000მ-ს. ტერიტორიის ზედაპირი დახრილია ჩრდილოეთისაკენ, და შესაბამისად ყველა მთავარი მდინარე მიემართება სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ. ჩრდილოეთ გერმანიის დაბლობი ხასიათდება ტბების სიუხვით.

გერმანია მიეკუთვნება ზომიერი სარტყლის ატლანტიკურ-კონტინენტურ კლიმატურ ოლქს. მისი ჰავა მნიშვნელოვან წილად განისაზღვრება ატლანტიკის ოკეანის გავლენით. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში გაბატონებულია სამხრეთ-დასავლეთის ქარები. ამის გამო, ჩრდილოეთ გერმანიის დაბლობზე, განსაკუთრებით კი მის დასავლეთ ნაწილში, ზამთარი ძალიან რბილია. ყველაზე ცივი თვის –იანვრის საშუალო ტემპერატურა დაახლოებით 0⁰-ია. აღმოსავლეთის მიმართულებით ტემპერატურა თანდათან ეცემა, მაგრამ ჩრდილოეთ გერმანიის დაბლობზე ძლიერი ყინვები მაინც არ აღინიშნება. ქვეყნის სამხრეთში ზამთარი შედარებით მკაცრია, რასაც ხელს უწყობს ადგილის სიმაღლის გაზრდა. მდგრადი თოვლის საფარი მხოლოდ მთებში წარმოიქმნება, ჩრდილოეთ გერმანიის დაბლობზე ის სწრაფად დნება. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში უფრო ხშირდება დასავლეთის და ჩრდილო-დასავლეთის მიმართულების ქარები, ანუ ქარები ატლანტიკის ოკეანედან. ამ დროს ოკეანეს წყალი გრილია და შესაბამისად გერმანიის ჩრდილო-დასავლეთ რაიონებში ზაფხული თუმცა ხანგრძლივია, მაგრამ გრილია. ივლისის თვის საშუალო ტემპერატურა დაახლოებით 16⁰-ია. აღმოსავლეთით და სამხრეთით ტემპერატურა მნიშვნელოვნად იზრდება. მთებში ზღვის

დონედან 1000-1200მ სიმაღლეზე ივლისის ტემპერატურა დაახლოებით 10⁰-ს შეადგენს. ღრუბლიანობა ზაფხულშიც მნიშვნელოვანია, ნალექები, როგორც ზამთარში, ხშირია. სწორედ ამიტომ გერმანიის მდინარეები წყალუხვია მთელი წლის განმავლობაში.

შვეიცარია. შვეიცარია მთაგორიანი ქვეყანაა, მისი რელიეფი ძლიერ დანაწევრებულია. მას უკავია ალპების ყველაზე მძლავრი ნაწილი. მრავალი მასივი და მწვერვალია აღმართული ზღვის დონედან 4000მ-ზე მაღლა. აქ არის ევროპის უმაღლესი მწვერვალი მონბლანი(4810მ). მნიშვნელოვანი ფართობი უკავია თოვლის მინდვრებს და ფართო მყინვარებს. ალპებს კვეთენ მდინარეთა ღრმა ხეობები.

შვეიცარია მიეკუთვნება ზომიერი სარტყლის ატლანტიკურ-კონტინენტურ კლიმატურ ოლქს, ამავე დროს მთის ლანდშაფტი განსაზღვრავს კლიმატების თავისებურებებს, რაც გამოარჩევს შვეიცარიას ამავე კლიმატურ ოლქში განლაგებულ სხვა ქვეყნებისაგან. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში შვეიცარიაში გაბატონებულია ატლანტიკის ოკეანეს ჰაერის მასები. მაგრამ ქვეყნის საკმაოდ დიდი სიმაღლის გამო ზამთარი მაინც ცივია. საშუალო ტემპერატურები 0⁰-თან ახლოსაა, ხოლო რამდენადმე მაღალია ჩრდილოეთით. ზაფხული, მაღალმთიანი ზონის გარდა, ზომიერად თბილია. ზეგანზე ტემპერატურა 18-19⁰-ია, დახურულ ხეობებში- 21-22⁰, ხოლო მაღალმთიან ზონაში 2500მ სიმაღლეზე დაახლოებით 5⁰. ზაფხულში მომატებულია ღრუბლიანობა და ნალექები.

ავსტრია. ავსტრიის მთაგორიანი რაიონები, ლანდშაფტის ხასიათის მხრივ, ძალზე წააგავს შვეიცარიას. ქვეყნის ფართობის 70% უკავია აღმოსავლეთ ალპებს, რომელიც გამოყოფილია შვეიცარიის ალპებისაგან ფართო ხეობებით და ქვაბულებით. ქვეყნის ყველაზე დასახლებული ადგილი არის დუნაის ხეობა.

ავსტრია აგრეთვე მიეკუთვნება ზომიერი სარტყლის ატლანტიკურ-კონტინენტურ კლიმატურ ოლქს. მდინარე დუნაის ხეობაში ზამთარი შედარებით რბილია, უარყოფითი საშუალო თვიური ტემპერატურები აქ მხოლოდ იანვარშია. ალპებში კი, განსაკუთრებით მაღალმთიან რაიონებში ზამთარი საკმაოდ მკაცრია, სადაც უარყოფითი ტემპერატურები სექტემბრიდან ივნისის ჩათვლით აღინიშნება, ხოლო თებერვლის საშუალო ტემპერატურა მინუს 14⁰-ია. ნალექები ზამთარში უმთავრესად თოვლის სახით მოდის, თუმცა მდგრადი თოვლის საფარი მხოლოდ მთებში ყალიბდება. ზაფხული ხეობებში ძალიან თბილია, ივლისის საშუალო ტემპერატურა ვენაში 20⁰-ია. მაღალმთიან რაიონებში ზაფხული, რა თქმა უნდა ცივია, ყველაზე თბილი თვის საშუალო ტემპერატურა 0-თან ახლოსაა. ზაფხული ყველაზე ღრუბლიანი და ნალექიანია.

პორტუგალია და ესპანეთი. ორივე ქვეყანა მდებარეობს პირინეის ნახევარკუნძულზე. ნახევარკუნძულის რელიეფის ფორმა უმთავრესად მთები და ზეგნებია, დაბლობები მხოლოდ სანაპირო ზოლშია და მათ უმნიშვნელო ფართობები უკავია. განსაკუთრებით მაღალია მთები ნახევარკუნძულის ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნაწილებში. ჩრდილოეთში გადაჭიმულია მძლავრი პირინეის ქედი, სადაც უმაღლესი მწვერვალის სიმაღლე აღემატება 3400მ-ს. სამხრეთსა და სამხრეთ-აღმოსავლეთში განლაგებულია მძლავრი მთათა სისტემა - ანდალუზიის მთები.

პორტუგალია და ესპანეთი მიეკუთვნება სუბტროპიკული სარტყლის ატლანტიკურ-ხმელთაშუაზღვიურ კლიმატურ ოლქს. ამავე დროს ნახევარკუნძულის დიდი განფენილობის, ოკეანიდან სხვადასხვა მანძილით დაშორების და რთული ოროგრაფიული აგებულების გამო, ნახევარკუნძულის სხვადასხვა ნაწილში კლიმატი არსებითად განსხვავებულია. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში პირინეის ნახევარკუნძულზე გაბატონებულია ატლანტიკის ოკეანიდან წამოსული

ზომიერი განედების ჰაერი. სანაპირო რაიონები ხასიათდება თბილი, წვიმიანი ზამთრით. ყველაზე ცივი თვის – იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა ჩრდილოეთ და დასავლეთ სანაპიროებზე 8-10⁰-ია, ხოლო სამხრეთ სანაპიროზე 12⁰-ს აღემატება. აქ ნალექები წვიმის სახით უფრო იშვიათია ვიდრე ჩრდილოეთში. ჩრდილოეთში ზოგჯერ იცის თოვა. პორტუგალიის და ესპანეთის ცენტრალურ რაიონებში ზამთარი უფრო ცივია, რადგანაც მთის მასივზე გადაადგილებისას ჰაერი ცივდება. ცენტრალურ რაიონებში ღრუბლიანობაც ნაკლებია და შედარებით ნაკლები ნალექები მოდის, ვიდრე სანაპიროზე. ზაფხული პორტუგალიის და ესპანეთის უმეტეს ტერიტორიაზე ცხელია. პირინეის ნახევარკუნძულის ჩრდილოეთ და ჩრდილო-დასავლეთ სანაპიროზე აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა 18-20⁰-ია, ხოლო სამხრეთ სანაპიროზე, სადაც აღწევს ცხელი ჰაერი საჰარიდან, ტემპერატურა 26⁰-ს შეადგენს. ზაფხულში წვიმები იშვიათია, ყველაზე ბევრი ნალექები მოდის გაზაფხულსა და შემოდგომაზე. ამასთან დაკავშირებით ზაფხულში მდინარეები წყალმცირეა, ხოლო წყალუხვობა ზამთრისთვისაა დამახასიათებელი.

იტალია. მდებარეობს აპენინის ნახევარკუნძულზე, რომლის დიდი ნაწილი დანაწევრებულია საშუალო სიმაღლის მთებით. მთელი ნახევარკუნძულის გასწვრივ გადაჭიმულია აპენინის მთები. ქვეყნის ჩრდილოეთში განლაგებულია ლომბარდის ფართო დაბლობი, სადაც მიედინება მდინარე პო. დაბლობი ჩრდილოეთიდან შემოსაზღვრულია ალპების მძლავრი მთის სისტემით, რომელიც გამოყოფს ნახევარკუნძულს მთელი დანარჩენი ევროპისაგან.

იტალია, ლომბარდიის დაბლობის გამოკლებით, მიეკუთვნება სუბტროპიკული სარტყლის ატლანტიკურ-ხმელთაშუაზღვიურ კლიმატურ ოლქს, ლომბარდის დაბლობი კი მიეკუთვნება ატლანტიკურ-კონტინენტურ კლიმატურ ოლქს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში აპენინის, ისევე როგორც პირინეის ნახევარკუნძულზე, გაბატონებულია ატლანტიკის ოკეანიდან წამოსული ზომიერი განედების ჰაერი. ალპები აფერხებს ნახევარკუნძულზე ევროპიდან ცივი კონტინენტური ჰაერის მასების შემოჭრას. ამიტომ ზამთარი იტალიაში, მისი უკიდურესი ჩრდილოეთ რაიონების გამოკლებით, განსაკუთრებით რბილია. ყველაზე ცივი თვის, იანვრის, საშუალო ტემპერატურა სანაპიროზე 7-10⁰-ია. ჩრდილოეთში ლომბარდის დაბლობზე ზამთარი უფრო ცივია. აქ იანვრის საშუალო ტემპერატურა 1-2⁰-ია, ხოლო ყინვებმა შესაძლოა მიაღწიოს მინუს 8⁰-ს. ამის მიზეზი არის არქტიკული ჰაერის შემოჭრა ჩრდილოეთიდან. როგორც ხმელთაშუაზღვიური კლიმატისათვის არის დამახასიათებელი, იტალიაშიც ზამთარი ყველაზე წვიმიანია. ხშირად წვიმები კატასტროფულ ხასიათს ატარებენ და მდინარე პოზე იწვევენ წყალდიდობას. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში ნახევარკუნძულზე გაბატონებულია ტროპიკული ჰაერი და ქარი ქრის სამხრეთიდან და სამხრეთ-დასავლეთიდან. ასეთ ქარებს, როგორც წესი, მოაქვს სითბო და ტენი. ამიტომ ზაფხული, მაღალმთიანი რაიონების გარდა, ყველგან ცხელია. ივლის-აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა დაბლობ რაიონებში 24-26⁰-ია, მთებში ტემპერატურა ნაკლებია და 700-800მ სიმაღლეზე ზღვის დონიდან დაახლოებით 20⁰-ია. ზაფხულში ნალექები ძალიან ცოტა მოდის, სამხრეთში კი ხშირია გვალვები. შესაბამისად ძალიან ცოტაა ღრუბლიანობა და უმთავრესად ნათელი მზიანი ამინდი დგას.

საბერძნეთი. საბერძნეთს უკავია ბალყანეთის ნახევარკუნძულის სამხრეთის ვიწრო ნაწილი. ქვეყნის დიდი ნაწილი მთაგორიანია, დაბლობებს ძალიან მცირე ტერიტორია უკავია. რელიეფი, განსაკუთრებით ტერიტორიის აღმოსავლეთ ნაწილში, ძლიერ დანაწევრებულია. დიდი მდინარეები საბერძნეთში არ არის. ბევრი მდინარე ზაფხულში საერთოდ შრება. სანაპირო ზოლი ძლიერ დანაწევრებულია.

საბერძნეთი მიეკუთვნება სუბტროპიკული სარტყლის კონტინენტურ-ხმელთაშუაზღვიურ კლიმატურ ოლქს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში, როგორც დამახასიათებელია სუბტროპიკული კლიმატისათვის, საბერძნეთშიც გაბატონებულია ზომიერი განედების ჰაერი. დაბლობში ზამთარი რბილია, განსაკუთრებით ტერიტორიის დასავლეთში, სადაც ხშირად იჭრება თბილი ზღვიური ჰაერი. დასავლეთ სანაპიროზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა დაახლოებით 10⁰-ია. ხმელეთის სიღრმეში ტემპერატურა რამდენადმე, ხოლო მთებში უფრო მეტად კლებულობს. საბერძნეთის აღმოსავლეთ სანაპიროზე ზამთარი რამდენადმე თბილია, ვიდრე ნახევარკუნძულის ცენტრალურ რაიონებში, მაგრამ დასავლეთ სანაპიროსთან შედარებით უფრო ცივია. ეს აიხსნება დასავლეთ სანაპიროზე ევროპის კონტინენტიდან ცივი ჰაერის ხშირი შემოჭრებით. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ხშირია ღრუბლიანობა და ნალექები. განსაკუთრებით ბევრი წვიმა მოდის დასავლეთ სანაპიროზე. იანვარ თებერვალში ჩრდილოეთ რაიონებში, სამხრეთისაგან განსხვავებით, ხშირია თოვლი. მაღალ მთებში თოვლი დევს წლის დიდი დროის განმავლობაში. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში, ისევე როგორც ზამთარში, ქარები არამდგრადია. ზაფხული მთელ საბერძნეთში, მაღალმთიანი რაიონების გამოკლებით, ძალიან ცხელი და გვაღვიანია. ივლისის და აგვისტოს საშუალო ტემპერატურები დაბლობში და მთებში დაბალ სიმაღლეებზე 26-30⁰-ია. ნალექები ზაფხულში ძალიან იშვიათია, განსაკუთრებით სამხრეთ-აღმოსავლეთ რაიონებში, სადაც ივლის-აგვისტოში მხოლოდ 2-5 ნალექიანი დღეა. აქ ამ პერიოდის განმავლობაში მოდის არაუმეტეს 5-15 მმ ნალექი. დასავლეთ სანაპიროზე ნალექები უფრო ხშირია, აქ წლის განმავლობაში მოდის დაახლოებით 1400 მმ ნალექი, მაშინ როდესაც აღმოსავლეთ სანაპიროზე ნალექების წლიური ჯამი შეადგენს 300-600 მმ-ს.

ბულგარეთი. მიუხედავად ტერიტორიის სიმცირისა, ბულგარეთი ხასიათდება რელიეფის დიდი მრავალფეროვნებით. ქვეყნის ჩრდილოეთში განლაგებულია დუნაის ვაკე, მისგან სამხრეთით განედური მიმართულებით გადაჭიმულია სტარა პლანინა, ანუ ბალყანეთის მთები., რომლის უმაღლესი მწვერვალია მთა ბოტევი(2376მ). უფრო მაღალი მთები განლაგებულია ბულგარეთის სამხრეთ-დასავლეთში- რილა-როდოპის მთიანეთი, რომლის მწვერვალთა უმრავლესობის სიმაღლე აღემატება 2700მ-ს. შავი ზღვა ბულგარეთის სანაპიროზე წყალმარჩხია, ხოლო სანაპირო ზოლი ნაკლებად დანაწევრებულია.

ბულგარეთის ჩრდილოეთ ნაწილი მიეკუთვნება ზომიერი სარტყლის კონტინენტურ, ხოლო სამხრეთი –სუბტროპიკული სარტყლის კონტინენტურ-ხმელთაშუაზღვიურ კლიმატურ ოლქს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ბულგარეთის ტერიტორიაზე გაბატონებულია დასავლეთის ქარები, დუნაის ვაკეზე და შავი ზღვის სანაპიროზე- აგრეთვე ჩრდილოეთის და ჩრდილო-აღმოსავლეთის ქარები. სწორედ კონტონენტური ჰაერის ბატონობის შედეგად ბულგარეთში ზამთარი ცივი იცის. ჩრდილოეთში, დუნაის ვაკეზე, იანვრის ტემპერატურა 0-ზე დაბალია. მაღალმთიან რაიონებში კი რამოდენიმე თვის განმავლობაშია შენარჩუნებული უარყოფითი საშუალოთვიური ტემპერატურები, შესაძლოა ტემპერატურის დაცემა მიწუს 40⁰-მდე. შავი ზღვის სანაპიროზე რამდენადმე თბილა, მაგრამ ზღვის შემსრბილებელი გავლენა, ჩრდილოეთის ქარების სიხშირისა და ზღვის დაბალი სიღრმის გამო, შესამჩნევად უმნიშვნელოა. ყველაზე დიდი სითბო ზამთარში ქვეყნის სამხრეთ რაიონებშია, რომლებიც მთებით დაცულია ცივი კონტინენტური ჰაერისაგან. ღრუბლიანობა და შეფარდებითი სინოტივე ზამთარში მაღალია, ნალექები მცირემოდის. ოქტომბრიდან აპრილის ჩათვლით მოსალოდნელია თოვა. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მატულობს აღმოსავლეთის ქარების სიხშირე, რაც განაპირობებს ცხელი და მშრალი ამინდების ჩამოყალიბებას. ივლისის საშუალო

ტემპერატურა ვაკეში 22⁰-ია, სამხრეთში-24⁰ და მეტი. ღრუბლიანობა, ზამთართან შედარებით იკლებს, ნალექები კი იზრდება, ხშირია ელჭექი, თავსხმა ნალექები და სეტყვა, აგრეთვე გვალვა.

8.2. აზიის ქვეყნების კლიმატები

თურქეთი. თურქეთი მთაგორიანი ქვეყანაა. მისი ცენტრალური ნაწილი უკავია ზეგანს, რომელიც აღმოსავლეთში გადადის მაღალ სომხეთის მთიანეთში. ჩრდილოეთიდან ზეგანს ესაზღვრება პონტოს მთები, რომელთა სიმაღლე აღწევს 4000 მ, ხოლო სამხრეთიდან- ტავრის და ანტიტავრის მთები. მცირე აზიის ნახევარკუნძულის დასავლეთ სანაპირო ძლიერაა დანაწევრებული, სამხრეთ და ჩრდილოეთ ნაპირებს კი მარტივი მოხაზულობა გააჩნია.

ჰავა სუბტროპიკული სარტყლის ხმელთაშუაზღვიურია. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ხშირია ციკლონები, ამიტომ სანაპირო რაიონებში ეს დრო ყველაზე მოღრუბლული და წვიმიანია. ყველაზე ცივი თვის, იანვრის, საშუალო ტემპერატურა შავი და ეგეოსის ზღვების სანაპიროებზე 6-8⁰-ია, ხოლო ხმელთაშუაზღვის სანაპიროზე- 10⁰. მაგრამ ცალკეულ დღეებში ჩრდილოეთში, სანაპიროზეც კი, შესაძლებელია ყინვები მინუს 8-10⁰-მდე და თოვა. ქვეყნის შიდა რაიონებში ზამთარში პირიქით უღრუბლო ამინდი ჭარბობს, და ზეგანზე ზღვის დონედან 700-800მ-ზე იანვრის ტემპერატურა უარყოფითია, ცალკეულ დღეებში კი ყინვები მინუს 25⁰-ს აღწევს. ზაფხულში ჭარბობს ცხელი, უღრუბლო ამინდი, მაგრამ ზღვის სიახლოვის გამო ჰაერის ტენიანობა მაინც მაღალი რჩება. ყველაზე თბილი თვეების, ივლისის და აგვისტოს, საშუალო ტემპერატურა ეგეოსის და ხმელთაშუაზღვის სანაპიროებზე 26-30⁰-ია, ხოლო შავი ზღვის სანაპიროზე დაახლოებით 25⁰. ზეგანზეც კი, მიუხედავად მისი სიმაღლისა, ჰაერი ძლიერ თბება და მაღალი ტემპერატურები აღინიშნება, 700-800 მ სიმაღლეზე 20-22⁰-ს აღწევს. ამ დროს წვიმები, ისევე როგორც თურქეთის მთელ ტერიტორიაზე, იშვიათია.

ერაყი. ერაყის ცენტრალურ ნაწილში მდებარეობს ფართო მესოპოტამიის დაბლობი. ქვეყნის დასავლეთ და აღმოსავლეთ რაიონები მნიშვნელოვნად შემადლებულია. ერაყის სამხრეთი ხასიათდება ტროპიკული ჰავით, ხოლო ჩრდილოეთი- სუბტროპიკული ხმელთაშუაზღვიური ჰავით. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ერაყის ჩრდილოეთ რაიონებზე ხშირია ციკლონების გავლა, ამიტომ ზამთარი განსაკუთრებით წვიმიანია. ნალექები უმთავრესად თავსხმა წვიმის სახით მოდის. იშვიათად თოვს, დაბლობში ის სწრაფად დნება. თოვლის საფარი წარმოიქმნება მხოლოდ მთებში. სამხრეთში ნალექები მცირდება. იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა მესოპოტამიის დაბლობის ჩრდილოეთში დაახლოებით 7⁰-ია, სამხრეთში 10⁰. ამავე დროს, ზოგჯერ, ცივი ჰაერის ჩრდილოეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან შემოჭრების დროს აღინიშნება ძლიერი ყინვები- ჩრდილოეთში მინუს 18-20⁰, სამხრეთში მინუს 7⁰. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში ერაყის ტერიტორიაზე გაბატონებულია მშრალი და ცხელი ჩრდილო-დასავლეთის ქარები, რომელთაც ხშირად ახლავს ქვიშიანი ქარიშხლები. ამ დროს დგას ცხელი ამინდები და შესაძლოა რამოდენიმე თვე

წვიმის წვეთი არ ჩამოვარდეს. ივლისი-აგვისტოს საშუალო ტემპერატურები დაბლობში შეადგენს 34-35^o-ს, ხოლო მაქსიმალური ტემპერატურა აღწევს 45-50^o-ს.

ირანი. ქვეყნის ტერიტორიის დიდი ნაწილი ზეგანია, მისი სიმაღლე დასავლეთში 1000-1200მ-ს, აღმოსავლეთში კი 500-700მ-ს შეადგენს. ზეგანი ჩრდილო-დასავლეთიდან შემოსაზღვრულია ქედებით. ირანის ჰავა კონტინენტური-სუბტროპიკულია, მხოლოდ ქვეყნის სამხრეთშია ტროპიკული ჰავა. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ირანზე გადის პოლარული ფრონტი, ანუ საზღვარი ტროპიკულ და ზომიერ ჰაერს შორის. ამიტომ ეს პერიოდი განსაკუთრებით წვიმიანია. იანვრის საშუალო ტემპერატურა 0^o-თან ახლოსაა, ყინვები შესაძლებელია მინუს 20^o-მდე. თბილი ზამთარი მხოლოდ ქვეყნის სამხრეთშია, სპარსეთის ყურის სანაპიროზე, სადაც იანვრის საშუალო ტემპერატურა 13-15^o-ს აღწევს. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში ირანის ტერიტორიაზე გაბატონებულია მშრალი და ცხელი ჩრდილო-დასავლეთის ქარები. ამიტომ მყარდება მშრალი, უღრუბლო, უნალექო ამინდი. ზაფხული ცხელია, ივლისის საშუალო ტემპერატურა 30-32^o-ია, ხოლო მაქსიმალური ტემპერატურა აღწევს 40-45^o-ს.

ინდოეთი. ინდოეთი მდებარეობს ინდოსტანის ნახევარკუნძულზე, რომლის ზედაპირიც ხასიათდება დიდი მრავალფეროვნებით. ჩრდილოეთში გადაჭიმულია დედამიწაზე ყველაზე მაღალი-ჰიმალაის მთები. ფართოა მდინარეების ინდის, განგისა და ბრაჰმაპუტრის ველები. ჩრდილო-დასავლეთი უკავია ქვიშიან უდაბნოებს (თარის უდაბნო). ნახევარკუნძულის სამხრეთი ნაწილი დეკანის ზეგანს უკავია, რომელიც შემოსაზღვრულია დასავლეთის და აღმოსავლეთის გატების მთებით.

ინდოეთი მუსონების კლასიკური ქვეყანაა, ის მიეკუთვნება ეკვატორული მუსონების კლიმატურ სარტყელს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში მუსონური ქარები მიმართულია ხმელეთიდან ზღვისკენ. მაღალი ჰიმალაის მთები ეღობება ცენტრალური აზიიდან წამოსულ ცივ მშრალ ჰაერს, ამიტომ ზამთარი ინდოეთში ძალიან თბილი, უღრუბლო და მშრალია. ამ დროს მცირე წყალსატევები და მდინარეები შრება. იანვრის ტემპერატურა დაბლობზე 15-20^o-ია, ხოლო ჰიმალაის მთებზე 3500მ სიმაღლეზე- მინუს 8^o-ია. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მუსონური ცირკულაციის ხასიათი იცვლება. ისინი ქრიან სამხრეთ-დასავლეთიდან, ანუ ოკეანიდან, და მნიშვნელოვანი ტენი მოაქვთ. მუსონების დაწყებამდე, მაის-ივნისში, ძალიან ცხელა, ტემპერატურა 40-45^o-მდე აღწევს. მუსონები უეცრად იწყება და სწრაფად იცვლება ამინდი. ტემპერატურა ეცემა, იზრდება ღრუბლიანობა და ნალექები. ოთხი თვის განმავლობაში ნალექების წლიური ჯამის 90% მოდის. სწორედ აქ მთა ჩარაპუჯაზეა დაფიქსირებული დედამიწაზე ნალექების მაქსიმუმი-11000 მმ წელიწადში. ცალკეულ წლებში ნალექები 22000 მმ-ს აღწევს.

ჩინეთი. რელიეფის მრავალფეროვნების თვალსაზრისით ერთ-ერთი პირველთაგანია. აქ არის მსოფლიოს უმაღლესი მთები- აღმოსავლეთ ტიან-შანი, ჰიმალაი, კუნ-ლუნი, ყველაზე უმაღლესი ზეგანი-ტიბეტი, რომლის საშუალო სიმაღლე 3500-4000მ-ია, მრავალრიცხოვანი ქედები 7000-8000მ-სიმაღლით, და ქვეყნის აღმოსავლეთში განლაგებული ფართო დაბლობები. ჩინეთის უდიდესი მდინარეებია ხუანხე და იანცზი, რომლებიც დასავლეთიდან აღმოსავლეთისკენ მიემართებიან. ივლის-აგვისტოს წვიმების დროს ისინი გადმოდინან კალაპოტიდან და ტბორავენ მიმდებარე ტერიტორიებს. წყალდიდობები და წყალმოვარდნები ხშირია და დიდი ზარალის, ზოგჯერ კი მსხვერპლის მომტანი.

ქვეყნის დიდი განფენილობის და ლანდშაფტების მრავალფეროვნების გამო, მისი ცალკეული პროვინციების კლიმატური პირობები განსხვავებულია. ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ჰავა

სუბტროპიკულია, სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილი კი მიეკუთვნება ეკვატორული მუსონების კლიმატურ სარტყელს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ქვეყნის ჩრდილოეთში ცივი მუსონური ქარები ქრის აღმოსავლეთ ციმბირიდან. ამიტომ ზამთარი ცივია. ჩრდილოეთში იანვრის საშუალო ტემპერატურა მინუს 15⁰-ია, მაშინ როდესაც დასავლეთ ევროპაში იგივე განედებზე ტემპერატურა 8-10⁰-ია. ცივი ზამთარია დასავლეთ რაიონებშიც. სამხრეთში ტემპერატურა იზრდება, ისე რომ იანვრი არ იყინება. ყველაზე თბილი ზამთარი ჩინეთის უკიდურეს სამხრეთ-აღმოსავლეთშია, სადაც ყველაზე ცივი თვის, თებერვლის, ტემპერატურა 15⁰-მდე აღწევს. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მუსონები ქრის ოკეანიდან- აღმოსავლეთიდან, სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან და სამხრეთიდან. მათ მოაქვთ ტენი, ამიტომ ამ დროს ღრუბლიანობა და ნალექები მაქსიმუმს აღწევს. თოვა მოსალოდნელია ქვეყნის მთელ ტერიტორიაზე, უკიდურესი სამხრეთ-აღმოსავლეთის გამოკლებით. მაგრამ თოვლის საფარი ძალიან თხელია და ხშირად საერთოდ არ წარმოიქმნება. დაბლობ რაიონებში ზაფხული ძალიან თბილია. ივლისის საშუალო ტემპერატურა 25-30⁰-ია. ტიბეტში, ლხასაში ტემპერატურა 17⁰-ია, ხოლო 5000მ სიმაღლეზე – დაახლოებით 10⁰.

მონღოლეთი. ტერიტორიის ძირითადი ნაწილი შემადგენულ ვაკეს წარმოადგენს, რომელიც ცალკეულ ადგილებში დანაწევრებულია მთის ქედებით. მათ შორის ფართო ქვაბულებია, რომლებშიც ბევრი მსხვილი ტბაა.

მონღოლეთი ოკეანეებიდან დიდ მანძილზეა დაშორებული. ის ჩრდილოეთიდან და სამხრეთიდან გარსემორტყმულია სამხრეთ ციმბირის და ცენტრალური აზიის მთებით. ამიტომ მისი ჰავა მკვეთრად კონტინენტურია. მონღოლეთი მიეკუთვნება ზომიერი სარტყლის კონტინენტურ კლიმატურ ოლქს. ზამთრისათვის დამახასიათებელია უღრუბლო, ყინვიანი ამინდი. იანვრის საშუალო ტემპერატურა მინუს 25⁰-ია. თოვა იშვიათი მოვლენაა, თოვლის საფარი წარმოიქმნება მხოლოდ მთებში. დაბალი ტემპერატურებისა და თოვლის საფარის არარსებობის გამო, ნიადაგი იყინება დიდ სიღრმეზე, ხოლო ჩრდილოეთ მონღოლეთში ნიადაგი მუდმივად მზრალია. რადგანაც ჰავა კონტინენტურია ზაფხული ცხელი იცის. ზღვის დონედან 900მ სიმაღლეზე ივლისის საშუალო ტემპერატურა 25⁰-ს აღწევს. ნალექები ძალიან მცირეა, წლის განმავლობაში მხოლოდ 200მმ მოდის.

იაპონია. იაპონია მდებარეობს კუნძულებზე, რომელთა შორის უდიდესებია ჰოკაიდო, ჰონსიუ, სიკოკუ და კიუ-სიუ. კუნძულები წაგრძელებულია ჩრდილოეთიდან სამხრეთის მიმართულებით. წყნარი ოკეანეს სანაპიროები ძლიერ დანაწევრებულია, ხოლო დასავლეთის სანაპიროები, რომლებიც მიმართულია იაპონიის ზღვისკენ, შედარებით გლუვია. წყნარი ოკეანე იაპონიის სანაპიროებთან ძალიან ღრმაა. კუნძულების რელიეფის დიდი ნაწილი მთაგორიანია. ცალკეული ქედები აღწევენ 3500მ სიმაღლეს, უმაღლესია ვულკანი ფუძიამა(3790მ). ძალიან ბევრი მომქმედი ვულკანია, ხშირია მიწისძვრები. ვულკანების მახლობლად ცხელი ვულკანური წყაროებია. მდინარეები მოკლეა, მაგრამ სწრაფი და წყალუხვი.

იაპონია მიეკუთვნება სუბტროპიკული სარტყლის მუსონური ოლქის კლიმატს. გამონაკლისია მხოლოდ კუნძული ჰოკაიდო და ჰონსიუს ჩრდილოეთ ნაწილი, რომელიც ზომიერი სარტყლის მუსონური კლიმატურ ოლქს მიეკუთვნება. იაპონიის კლიმატის ჩამოყალიბებაზე დიდ გავლენას ახდენს ოკეანეს დინებები- თბილი კურო-სივო, რომელიც ჩაუვლის სამხრეთის კუნძულებს და ცივი ოია-სივო, რომელიც გაედინება ქვეყნის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაპირების გასწვრივ. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში იაპონიის კუნძულებზე გაბატონებულია ჩრდილო-დასავლეთის მუსონები. იაპონიის ზღვაზე გადაადგილებისას ჰაერი მდიდრდება ტენით და ამიტომ ასეთ მუსონებს დასავლეთ

სანაპიროზე და დასავლეთით მიმართულ ფერდობებზე ბევრი ნალექი მოაქვს. ამ დროს აღმოსავლეთის ფერდობები საკმაოდ მშრალია. თოვლი იცის ყველგან, მაგრამ სამხრეთში ძალიან იშვიათად დევს. ჩრდილო-დასავლეთ რაიონებში, უხვი თოვისა და დაბალი ტემპერატურების გამო, წარმოიქმნება მძლავრი თოვლის საფარი. თოვლის გამო ბევრი უღელტეხილი იკეტება. რადგანაც ცივი მუსონური ქარები ქრის ჩრდილო-დასავლეთიდან, დასავლეთ სანაპიროები უფრო ცივია. კუნძულ ჰოკაიდოზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა მინუს 5⁰-ია, ხოლო მის უკიდურეს ჩრდილოეთში-მინუს 10⁰. სამხრეთის კუნძულებზე თბილა-ჰონსიუს დაბლობ რაიონებში იანვრის ტემპერატურა დაახლოებით 5⁰-ია, ხოლო კიუ-სიუზე -7⁰. ყინვა მოსალოდნელია ყველა კუნძულზე. მინიმალური ტემპერატურა კუნძულ ჰოკაიდოზე დაფიქსირებულია მინუს 25⁰, ხოლო ქვეყნის სამხრეთში-მინუს 7⁰. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მუსონები ქრის სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან. ამიტომ აღმოსავლეთ სანაპიროებზე და აღმოსავლეთის ფერდობებზე ჭარბობს ღრუბლიანი, ნალექიანი ამინდი. დასავლეთის ფერდობებზე კი პირიქით, ზაფხულში შეინიშნება ღრუბლიანობის და ნალექების რამდენადმე შემცირება. ყველაზე თბილი თვე აგვისტოა. გვისტოს საშუალო ტემპერატურა ჰოკაიდო 17-20⁰-ია, ჰონსიუზე და სამხრეთ კუნძულებზე კი 25-28⁰.

8.3. აფრიკის ქვეყნების კლიმატები

ალჟირი, ლიბია, ეგვიპტე. უკავიათ აფრიკის ჩრდილოეთი ნაწილი. რელიეფის ზედაპირი წარმოადგენს ახაგარის და ტიბესტის მთის მასივებს, რომელთა მწვერვალების სიმაღლე აღემატება 3000მ-ს ზღვის დონედან.

სამივე ქვეყანაში ტროპიკული ჰავაა, მხოლოდ ალჟირის უკიდურესი ჩრდილოეთი მოქცეულია სუბტროპიკულ კლიმატურ სარტყელში. კლიმატის ფორმირებაზე ძირითად გავლენას ახდენენ პასატები, მუდმივი ქარები, რომლებიც ქრის ჩრდილო- აღმოსავლეთიდან, ანუ კონტინენტიდან. ასეთ პასატებს მოაქვს უკიდურესად მშრალი კონტინენტური ჰაერი. ამიტომ ნალექები ძალზე ცოტაა. უფრო მეტიც, უდაბნოებში არის ადგილები, სადაც ნალექები წლების განმავლობაში არ მოდის. ღრუბლიანობა დაბალია, ზოგან კი იშვიათია. ამიტომ მზე ხანგრძლივად ანათებს და შესაბამისად მიწა ძლიერ ხურდება. ამის გამო ჰაერის ტემპერატურა მაღალია და შეადგენს ივლისში 30-35⁰-ს, ხოლო იანვარში- 15⁰. უდაბნოს პირობებში დიდია სხვაობა დღისა და ღამის ტემპერატურებს შორის და საშუალოდ აღწევს 15-20⁰-ს, ხოლო დედამიწის ზედაპირზე ტემპერატურის ამპლიტუდა 70⁰-საც კი აღწევს.

სუდანი და ეთიოპია. მდებარეობენ აფრიკის აღმოსავლეთში. ჭარბობს ვაკე სივრცეები, სიმაღლეებით 300-400მ. უმაღლესი მწვერვალია სუდანში მთა ჯებელ-მარა (3088 მ).

პასატები ქრის ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან- ევრაზიის კონტინენტიდან, მათ მოაქვთ მშრალი ჰაერი. ამიტომ ნოემბრიდან აპრილის ჩათვლით აქ დგას გვალვიანი პერიოდი და ნალექები ძალზე იშვიათია, ჩრდილოეთ რაიონებში ზოგიერთ წლებში საერთოდ არ მოდის. სამხრეთში მატულობს ნალექები. ტემპერატურა მაღალია მთელი წლის განმავლობაში, ხოლო მაქსიმალურია გაზაფხულზე(მაისი).

სამხრეთ აფრიკის რესპუბლიკა. მდებარეობს აფრიკის კონტინენტის უკიდურეს სამხრეთ ნაწილში. ოროგრაფიული თვალსაზრისით წარმოადგენს ზეგანს. დაბლობი მხოლოდ უკიდურეს სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილშია. ჰავა სუბტროპიკულია. ზაფხული მშრალია, ზამთარი წვიმიანი, თუმცა ნალექები მცირე მოდის. ჰაერის ტემპერატურა რამდენადმე ნაკლებია, ვიდრე ანალოგიურ განედებში ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში, რაც ოკეანის ცივი დინებით აიხსნება. იგივე მიზეზით აიხსნება ის, რომ ქვეყნის აღმოსავლეთი ნაწილი დასავლეთზე რამდენადმე თბილია.

8.4. ჩრდილოეთ და ცენტრალური ამერიკის ქვეყნების კლიმატები

კანადა. ტერიტორიის დიდი ნაწილი წარმოადგენს ბორცვიან ვაკეს, რომელიც დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით დაბლდება. დასავლეთში განლაგებულია კორდილიერის მთები, რომლებიც შედგება პარალელური სანაპირო და კლდოვანი მთებისაგან. ქვეყნის ფარგლებში მათი სიმაღლე 4000მ აღწევს. სამხრეთ-აღმოსავლეთში დაბალი ძველი აპალაჩის მთებია. კანადა მდიდარია მდინარეებითა და ტბებით. შანაპირო ზოლი ძლიერ დანაწევრებულია ჩრდილოეთით და დასავლეთით, ხოლო ნაკლებად დანაწევრებულია აღმოსავლეთით.

ჩრდილოეთი ნაწილი მიეკუთვნება არქტიკულ და სუბარქტიკულ კლიმატურ ზონებს, ხოლო სამხრეთ ნაწილი- ზომიერი განედების კლიმატს. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ტერიტორიის დიდ ნაწილზე გაბატონებულია ჩრდილო-დასავლეთის, დასავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის ქარები. ტერიტორიის დიდი განფენილობის გამო ჰაერი ცივდება, ამიტომ ზამთარი ხასიათდება მდგრადი ყინვებით. ჩრდილოეთში იანვარ-თებერვლის საშუალო ტემპერატურა მინუს 28-30⁰-ია, ხოლო სამხრეთში მინუს 18-20⁰. არქტიკული ჰაერის შემოჭრისას ტემპერატურამ სამხრეთ რაიონებშიც კი შეიძლება დაიკლოს მინუს 50⁰-ზე ქვემოდ. წყნარი ოკეანის სანაპიროზე იანვარ-თებერვლის საშუალო ტემპერატურა ჩრდილოეთში 1-2⁰-ია, სამხრეთში კი 3-4⁰. ეს გაცილებით მაღალი ტემპერატურაა, ვიდრე ქვეყნის სიღრმეში, მაგრამ ნაკლებია ევროპის შესაბამის განედებთან შედარებით, რაც აიხსნება ევროპის ნაპირებთან მძლავრი თბილი ჩრდილოეთ-ატლანტიკური დინების გავლით.

აღმოსავლეთ სანაპიროზე ატლანტიკის ოკეანის გავლენა სუსტია ვიდრე დასავლეთ სანაპიროზე, ამიტომ აქ უფრო ცივა და იანვარ-თებერვლის საშუალო ტემპერატურა მინუს 2-10⁰-ია. ივლის-აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა ქვეყნის ჩრდილოეთში არ აღემატება 5-6⁰. სამხრეთში კი ზაფხული თბილია, ტემპერატურა 18-20⁰-ია. ჩრდილო-აღმოსავლეთის სანაპირო რაიონებში ცივი ლაბრადორის დინების გავლენის გამო ზაფხული ცივია და ივლის-აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა ჩრდილოეთში 7-10⁰, ხოლო სამხრეთში 15-18⁰-ია.

ნალექების რეჟიმი და განაწილებაც ძალზე მრავალფეროვანია. ჩრდილოეთში, არქტიკულ ზონაში წლის განმავლობაში მოდის 250მმ-ზე ნაკლები ნალექი. წყნარი ოკეანის სანაპიროზე ტენიანი დასავლეთის ქარების შედეგად ნალექები იზრდება(2500მმ). კორდილიერების აღმოსავლეთ

ფერდობებზე, სადაც გაბატონებულია მშრალი ჰაერი ნალექებიც იკლებს და შეადგენს 500მმ-ს. ატლანტიკის ოკეანის სანაპიროზე ნალექები კვლავ იზრდება 1000მმ-მდე. თოვლის საფარი წარმოიქმნება ყველგან წყნარი ოკეანეს სანაპიროს გარდა.

ამერიკის შეერთებული შტატები. ქვეყნის მთელი დასავლეთი ნაწილი უკავია კორდილიერების მთათა სისტემას. სისტემის აღმოსავლეთ ნაწილს კლდოვანი მთები წარმოადგენს, მის დასავლეთით მდებარეობს ზეგანი. ძეგანი შედგება 3 ნაწილისაგან: კოლუმბიის პლატო, დიდი აუზი, კოლორადოს პლატო. დასავლეთიდან კორდილიერები შემოსაზღვრულია სანაპირო მთებით. კორდილიერების მთათა სისტემის აღმოსავლეთით გადაჭიმულია ფართო ვაკეები. აღმოსავლეთში მდებარეობს აპალაჩის მთები, ხოლო ჩრდილო-აღმოსავლეთში დიდი ტბების ჯგუფია განლაგებული.

აშშ ტერიტორიის დიდი ნაწილზე, ჩრდილოეთ ზოლისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთ რაიონების გამოკლებით, სუბტროპიკული ჰავაა. ჩრდილოეთ ზოლის ჰავა ზომიერია, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთში ფლორიდის ჰავა- ტროპიკული. ამ ზონალური დაყოფის გარდა, ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების მრავალფეროვნების გამო, განასხვავებენ სამ კლიმატურ რაიონს: დასავლეთ სანაპიროს, ცენტრალურ ოლქებს და აღმოსავლეთ სანაპიროს. დასავლეთ სანაპიროზე სუბტროპიკული და ზომიერი სარტყლების წყნაროკეანური კლიმატური ოლქია.

წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში გაბატონებულია ქარები წყნარი ოკეანედან, ამიტომ ზამთარი განსაკუთრებულად რბილია. იანვარ-თებერვალში საშუალო ტემპერატურა ჩრდილოეთში 5⁰-ია, ხოლო სამხრეთში-10⁰. ჩრდილოეთში უფრო მოღრუბლული და წვიმიანი ამინდია ვიდრე სამხრეთში. ჩრდილოეთში ხშირია თოვლი, სამხრეთში იშვიათია და არა ყოველწლიურად. ზაფხულში აგრეთვე სამხრეთი უფრო თბილია (20⁰), ვიდრე ჩრდილოეთი (10⁰). შედარებით დაბალი ტემპერატურები აიხსნება ცივი კალიფორნიის დინების გავლენით.

აშშ ცენტრალური ოლქები სუბტროპიკული სარტყლის კონტინენტურ და ატლანტიკურ-კონტინენტურ კლიმატურ ოლქებს და ზომიერი სარტყლის კონტინენტურ ოლქს მიეკუთვნება. ჩრდილოეთ და სამხრეთ რაიონებს შორის ტემპერატურათა სხვაობა დიდია. იანვარში ჩრდილოეთში ტემპერატურა მინუს 10⁰-ია, ხოლო სამხრეთში 10-12⁰. ანალოგიურად ივლისში ჩრდილოეთში ტემპერატურა დაახლოებით 20⁰-ია, ხოლო სამხრეთში 27-30⁰. სამხრეთ კალიფორნიაში სიკვდილის ველზე დაფიქსირებულია 57⁰. ყველაზე გვალვიანი ადგილი კორდილიერების აღმოსავლეთიდაა. მაგალითად არიზონას შტატში წლის განმავლობაში 100მმ ნალექიც არ მოდის. წვიმები იშვიათია, შეიძლება წლები გავიდეს უნალექოდ. ისეთი სიმშრალეა, რომ შეფარდებითი სინოტივე ზაფხულში არ აღემატება 20-30%-ს.

აღმოსავლეთის მიმართულებით ნალექები იზრდება 800-1500მმ-მდე, რაც ატლანტიკის ოკეანედან ნოტიო ჰაერის მასების შემოჭრებს უკავშირდება. ხშირია ელჭექი. აღმოსავლეთ სანაპიროს ჰავა (ფლორიდის ნახევარკუნძულის გამოკლებით) ზომიერი და სუბტროპიკული სარტყლების ატლანტიკურ-მუსონურია. აქ ზამთარი შედარებით თბილია, იანვრის საშუალო ტემპერატურა 10-12⁰-ია. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში აღმოსავლეთ სანაპიროზე გაბატონებულია ქარები ოკეანიდან, მათ მოაქვთ ბევრი სითბო და ტენი. ივლისის საშუალო ტემპერატურა ჩრდილოეთში დაახლოებით 20⁰-ია, ხოლო სამხრეთში, მექსიკის ყურის სანაპიროზე, 28⁰. წლის განმავლობაში მოდის 1000-1500 მმ ნალექი.

განსაკუთრებული კლიმატური პირობებია ფლორიდის ნახევარკუნძულზე. ის იმყოფება ტროპიკული კლიმატის ზონაში, რისი ნიშნებიც განსაკუთრებით მკაფიოდ გამოხატულია

ნახევარკუნძულის სამხრეთ ნაწილში. ამიტომ ნახევარკუნძულის ჩრდილოეთი და სამხრეთი ნაწილების ტემპერატურული რეჟიმები მნიშვნელოვნად განსხვავდება: იანვრის საშუალო ტემპერატურა ჩრდილოეთში 12^o, სამხრეთში კი 20^o-ია. სამხრეთში თოვლი არ მოდის. ზაფხულში ფლორიდის ნახევარკუნძულზე გაბატონებულია ტროპიკული ჰაერი, ამიტომ ტემპერატურული რეჟიმი მთელ ტერიტორიაზე ერთგვაროვანი ხდება. ივლისის საშუალო ტემპერატურა 28-30^o-ია. ნალექების წლიური ჯამი შეადგენს დაახლოებით 1500მმ-ს. წვიმა მოდის მთელი წლის განმავლობაში, განსაკუთრებით ბევრი ივნის-სექტემბერში. ამ დროს შეიძლება თვეში მოვიდეს 200მმ ნალექი, რაც უკავშირდება ნოტიო ატლანტიკური ჰაერის შემოსვლის გააქტიურებას. ფლორიდის ჰავა ძალზე კეთილსასურველია ზამთარში რბილი, თბილი და მზიანი ამინდების გამო. ამიტომ აქ მრავალი ზამთრის კურორტია. ზაფხული, დიდი სიცხეებისა და მაღალი სინოტივის გამო, ძნელად ასატანია.

მექსიკა. მექსიკა ხასიათდება მთაგორიანი ლანდშაფტით. დიდი ნაწილი უკავია მექსიკის ზეგანს, რომელიც სამხრეთში მალდება და აღწევს 2300მ სიმაღლეს. უმაღლესი მწვერვალია ვულკანი ორისაბა (5550მ).

მექსიკის კლიმატი ტროპიკულია, მაგრამ შეიძლება განვასხვავოთ 3 კლიმატური ოლქი: წყნარი ოკეანეს სანაპირო, აღმოსავლეთ სანაპირო და მექსიკის ზეგანი. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში წყნარი ოკეანეს სანაპირო ოლქში გაბატონებულია ჩრდილო-აღმოსავლეთის ქარები. ისინი გაივლიან მთის ქედებს და სანაპიროზე მოდიან გამომშრალნი. ნალექები ამ დროს თითქმის არ მოდის. ყველაზე ცივი თვის საშუალო ტემპერატურა 15-20^o-ია, მაგრამ ღამით იცის ყინვები. ღამით ხშირად წარმოიქმნება ნისლი. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში წყნარი ოკეანეს სანაპირო ოლქში აქტიურდება სამხრეთ-დასავლეთის ქარები, ანუ ოკეანედან. ისინი შეიცავენ ბევრ ტენს, ამიტომ მოაქვთ ნალექი. ნალექები ხშირად ატერებენ თავსხმა ხასიათს და მათ თან ახლავს ელჭექი. ზაფხული ძალიან ცხელია, ივლისის საშუალო ტემპერატურა 27-30^o-ია, ზოგჯერ 40^o-ზე მაღლაც იწევს.

მექსიკის აღმოსავლეთ სანაპიროზე წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში გაბატონებულია ჩრდილო-აღმოსავლეთის ქარები, ანუ ხმელეთიდან. ამიტომ ზამთარში ნალექები ცოტა მოდის. იანვრის საშუალო ტემპერატურა 18-22^o-ია. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში აქტიურდება აღმოსავლეთის ნოტიო ქარები, რომელთაც ბევრი ნალექები მოაქვს. ზაფხული ცხელია, ივლისის საშუალო ტემპერატურა 27-29^o-ია. მაღალ ტემპერატურებს ახლავს მაღალი ტენიანობა, რაც დახუთვის შეგრძნებას ქმნის.

მექსიკის ზეგანზე წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში გაბატონებულია მშრალი, კონტინენტური ჩრდილო-აღმოსავლეთის ქარები. ამიტომ ზეგანზე მყარდება უღრუბლო მშრალი ამინდი, ნალექები იშვიათია. ტემპერატურა დამოკიდებულია ადგილის სიმაღლეზე. ზღვის დონედან 2000-2500 მ სიმაღლეზე იანვარ-თებერვლის საშუალო ტემპერატურა 10-12^o-ია. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში მექსიკის ზეგანზე გაბატონებულია აღმოსავლეთის ტროპიკული ქარები. ამიტომ მკვეთრად მატულობს ღრუბლიანობა და ნალექები. ივლისიდან სექტემბრის ჩათვლით ყოველთვიურად 150 მმ-ზე ნაკლები ნალექი არ მოდის. განსაკუთრებით მაღალი ტემპერატურები აპრილი-ივნისის განმავლობაშია, როდესაც დგას მშრალი პერიოდი.

8.5. სამხრეთი ამერიკის ქვეყნების კლიმატები

კოლუმბია. კოლუმბიას კვეთს ეკვატორი. ქვეყნის დასავლეთ ნაწილში გადის ანდები, რომლის ცალკეული ქედების სიმაღლე აღემატება 5000 მ-ს. კოლუმბიის აღმოსავლეთ ნაწილი ვაკეა.

ქვეყნის უდიდესი ნაწილი ეკვატორული კლიმატის სარტყელშია, ხოლო ჩრდილოეთი რაიონები- ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ეკვატორული მუსონების კლიმატის ოლქშია. დაბლობებში საერთოდ ცხელი და ნოტიო ამინდები იცის. ხშირია ძლიერი თავსხმები. სეზონური ცვალებადობა არ არის, მთელი წლის განმავლობაში ტემპერატურა უცვლელია და შეადგენს 28-30⁰-ს. მთებში ამ დროს უფრო კეთილსასურველი პირობებია, ტემპერატურა შეადგენს 13-15⁰-ს. ნალექების განაწილებაში დიდი მნიშვნელობა აქვს ქედების განფენილობის მიმართულებას. მაგალითად ანდების დასავლეთ ფერდობებზე, რომლებიც მიმართულია ნოტიო ჰაერის მოძრაობის საწინააღმდეგოდ, წელიწადში მოდის 7000მმ ნალექი, მაშინ როდესაც აღმოსავლეთის ფერდობებზე, სადაც მშრალი ჰაერის ნაკადები ჭარბობს, ნალექები სულ 750მმ-ს შეადგენს.

პერუ. პერუ მთაგორიანი ქვეყანაა. ტერიტორიის დიდი ნაწილი მაღალი ქედებით არის დაკავებული. ქედებს შორის ღრმა ხეობებია საიდანაც სათავეს იღებს მდინარე ამაზონკის მრავალი შენაკადი. მთებში ხშირია მიწისძვრები. ბოლივიის საზღვარზე მდებარეობს მაღალმთიანი ტბა ტიტისკაკა. დაბლობები უმთავრესად ქვეყნის ჩრდილო-აღმოსავლეთ და წყნარი ოკეანის სანაპიროზეა.

კლიმატური პირობები მრავალფეროვანია, რაც განპირობებულია ქვეყნის ოროგრაფიული აგებულებით და წყნარი ოკეანის გავლენით. გამოიყოფა სამი მსხვილი კლიმატური ოლქი: დასავლეთ სანაპირო, მაღალმთიანი ოლქი და ჩრდილო-აღმოსავლეთი ნაწილი.

პერუს დასავლეთ სანაპიროს კლიმატს ბევრი საერთო აქვს აფრიკის დასავლეთ სანაპიროების ტროპიკული სარტყლის კლიმატთან. წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში სანაპიროზე ჭარბობს დასავლეთის და სამხრეთ-დასავლეთის ქარები, რის გამოც აქ აღინიშნება მოცემული განედებისათვის შედარებით დაბალი ტემპერატურები. ყველაზე ცივი თვეების, ივლის-აგვისტოს, საშუალო ტემპერატურა პერუს დასავლეთში 15-18⁰-ია, მაშინ როდესაც ბრაზილიაში იგივე განედებში ტემპერატურა აღემატება 22⁰-ს. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში პერუს დასავლეთ სანაპიროზე ოკეანე, პერუს ცივი დინების ზემოქმედებით, გამაგრებულ გავლენას ახდენს. ჰაერის ტემპერატურა იანვრიდან მარტის ჩათვლით (როდესაც ყველაზე მეტად თბილა) მხოლოდ 20-22⁰-ია, მაშინ როდესაც ბრაზილიაში იგივე განედებში ტემპერატურა აღწევს 25-28⁰-ს. როგორც დამახასიათებელია ტროპიკული სარტყლის დასავლეთ სანაპიროებისათვის, წვიმა იშვიათია, ნალექების წლიური ჯამი არ აღემატება 100 მმ-ს.

პერუს მაღალმთიან ოლქში ტემპერატურის განაწილება ადგილის სიმაღლეზე და რელიეფის ხასიათზეა დამოკიდებული. 4000 მ სიმაღლეზე მთელი წლის განმავლობაში საშუალო ტემპერატურა 5-7⁰-ს არ აღემატება. პერუს ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში, ანუ ამაზონის დაბლობზე, მთელი წლის განმავლობაში ცხელი ნოტიო ამინდი დგას. საშუალო თვიური ტემპერატურები მთელი წლის განმავლობაში 24-26⁰-ია. ნალექები მთელი წლის განმავლობაში მოდის და მათი წლიური ჯამი შეადგენს დაახლოებით 2500 მმ-ს.

ბრაზილია. ჩრდილოეთ ნაწილში მდებარეობს მდინარე ამაზონკის დაბლობი., სამხრეთ-აღმოსავლეთში ფართო ბრაზილიის მთიანეთია, რომლის ცალკეული ქედებიც 2000-2700მ-ს აღწევს.

კონტინენტის სიღრმეში მთიანეთი დაბლდება. აქ გამოიყოფა სამი მსხვილი კლიმატური ოლქი: ბრაზილიის ჩრდილოეთი ნაწილი, ცენტრალური ნაწილი და ბრაზილიის მთიანეთი.

ბრაზილიის ჩრდილოეთი ნაწილი ეკვატორულ კლიმატურ სარტყელში მდებარეობს. მას უკავია მდინარე ამაზონკის დაბლობი. მთელი წლის განმავლობაში წყნარი, ცხელი ამინდებია. ჰაერის ტემპერატურა 25-28⁰-ია, ღამითაც კი ტემპერატურა იშვიათად ეცემა 20⁰-ზე დაბლა. დღის მეორე ნახევარში ხშირია წვიმა, წლის განმავლობაში მოდის 1500-2000 მმ ნალექი. ხშირი წვიმები იწვევს ამაზონის გადმოსვლას კალაპოტიდან და მიმდებარე ტერიტორიების დატბორვას. ბრაზილიის ცენტრალურ რაიონებში ეკვატორული მუსონების ჰავაა. განსხვავება წლის თბილ და ცივ პერიოდებს შორის რამდენადმე შესამჩნევია. შედარებით გრილი პერიოდი გვალვიანია. ბრაზილიის მთიანეთში და აღმოსავლეთ ბრაზილიის სანაპირო ზოლში წლის განმავლობაში გაბატონებულია სამხრეთ-აღმოსავლეთის პასატური ქარები. ამ ქარების შემხვედრად განლაგებულ ფერდობებზე ნალექები ბევრი მოდის, 1500 მმ-ზე მეტი წელიწადში. მაქსიმალური ნალექები წლის თბილ პერიოდში მოდის.

ტემპერატურული რეჟიმი მნიშვნელოვან წილად დამოკიდებულია ადგილის სიმაღლეზე და რელიეფის ხასიათზე. სანაპირო ზოლში მთელი წლის განმავლობაში ცხელი ნოტიო ამინდია. პლატოზე, დაახლოებით 800მ სიმაღლეზე, კლიმატური პირობები უფრო კეთილსასურველია-ზაფხული ზომიერად თბილია, იანვარ-თებერვლის საშუალო ტემპერატურა 20-22⁰-ია, ხოლო ცივ პერიოდში (ივლისი) ტემპერატურა 15-17⁰-ია. უარყოფითი ტემპერატურა ბრაზილიის მთიანეთში მხოლოდ ზღვის დონედან 1500-2000მ სიმაღლეების მაღლა აღინიშნება.

არგენტინა. ქვეყნის აღმოსავლეთ ნაწილი ვაკეა (ლაპლატის დაბლობი), სადაც მიედინება მდინარე პარანა თავისი შენაკადით პარაგვაით. დასავლეთ ნაწილში ანდების მთებია, სადაც კონტინენტის უმაღლესი მწვერვალია - აკონკაგუა (7040მ). ანდები აღმოსავლეთში გადადიან პათაგონის პლატოში.

მერიდიანის გასწვრივ დიდი განფენილობის გამო კლიმატური პირობები იცვლება. ჩრდილო-აღმოსავლეთში სუბტროპიკული სარტყლის ატლანტიკური კლიმატური ოლქია. ჩრდილო-დასავლეთში – კონტინენტური ტროპიკული და სუბტროპიკული. სამხრეთში – ზომიერი განედების წყნაროკეანური ჰავაა.

წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ტროპიკულ და სუბტროპიკულ სარტყელებში, სანაპირო ზოლშიც კი ყველაზე ცივი თვეების (ივნისი და ივლისი) ტემპერატურა არ ეშვება 10⁰-ზე დაბლა, ხოლო ცენტრალურ რაიონებში შეადგენს 14-16⁰. სამხრეთის მიმართულებით ზამთარი უფრო ცივი ხდება და ცეცხლოვან მიწაზე ტემპერატურა 1-3⁰-ია. ზაფხული ჩრდილო-აღმოსავლეთში და სანაპირო ზოლში ცხელია, იანვარ-თებერვლის საშუალო ტემპერატურა 20-22⁰-ია, ხოლო ოკეანედან დაშორებულ რაიონებში 25-28⁰. ამ განედებში 3500მ სიმაღლეზე ყველაზე თბილი თვის ტემპერატურა დაახლოებით 12⁰-ია. ყველაზე ცივი ზაფხულში კუნძული ცეცხლოვანი მიწაა (9-10⁰).

ნალექების განაწილებასაც რთული ხასიათი აქვს. ჩრდილო-აღმოსავლეთში დაახლოებით 1000მმ ნალექი მოდის. ქვეყნის სიღრმეში ნალექები კლებულობს. ყველაზე მცირე ნალექები მოდის არგენტინის სამხრეთში და პათაგონიაში (150მმ წელიწადში). წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში შესაძლებელია თოვა, უმთავრესად სამხრეთში, მაგრამ თოვლის საფარი მხოლოდ მთებში ყალიბდება.

8.6. ავსტრალიის და ოკეანეთის ქვეყნების კლიმატები

ავსტრალია. რელიეფის ხასიათის თვალსაზრისით ავსტრალია შეიძლება დავეყოს 3 ნაწილად. აღმოსავლეთ სანაპიროს გასწვრივ გადაჭიმულია დიდი წყალგამყოფი ქედი. ჩრდილოეთში მისი სიმაღლე არ აღემატება 500-600 მ-ს, სამხრეთში მალღდება და აღწევს 2000 მ-ს, ხოლო უმაღლესი მწვერვალია კოსციუმკო-2290 მ. დიდი წყალგამყოფი ქედის დასავლეთით განლაგებულია ცენტრალური აფრიკის დაბლობი, სადაც მიედინება კონტინენტის უდიდესი მდინარე მურეი თავისი შენაკადით- დარლინგით. ქვეყნის დასავლეთი ნაწილი წარმოადგენს შემადლებულ ზეგანს 300-500მ სიმაღლით. მისი ჩრდილოეთ სანაპირო დანაწევრებულია, კონტინენტში შეჭრილია კარპენტარიის ყურე და ორი დიდი ნახევარკუნძულია-არნემლენდის და კეიპ-იორკის. სამხრეთი სანაპირო მოსწორებულია, აკრავს ტასმანიის კუნძული.

წლის ცივი პერიოდის განმავლობაში ჰაერის მოძრაობა მიმართულია ხმელეთიდან ოკეანისკენ, ამიტომ ნალექები მცირე მოდის. ივლისის საშუალო ტემპერატურა ჩრდილოეთ რაიონებში 20-25⁰-ია, სამხრეთისაკენ სწრაფად იკლებს, და სამხრეთის ტროპიკთან შეადგენს 15⁰. წლის თბილი პერიოდის განმავლობაში იცვლება ჰაერის ცირკულაციის ხასიათი. კონტინენტის ცალკეულ რაიონებში ხშირდება ოკეანური ჰაერის მასების შემოჭრა და ამ ადგილებში იზრდება ნალექები. ასეთებია აღმოსავლეთი და ჩრდილოეთი რაიონები. სამხრეთ სანაპიროზე კი ჰაერის ცირკულაცია სუსტდება და ნალექები იკლებს. ზაფხულში ჰაერის ტემპერატურა სამხრეთ სანაპიროზე დაახლოებით 20⁰-ია, ჩრდილოეთის მიმართულებით მატულობს და უდაბნოებში 30⁰ აღწევს. მთებში ტემპერატურა 15-18⁰-ია.

ინდონეზია. ინდონეზიის კუნძულების რელიეფი ძლიერ დანაწევრებულია. სუმატრას, იავას, მცირე ზონდის და მოლუკის კუნძულებზე ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთის მიმართულებით გადაჭიმულია მთები, სადაც მრავალი მომქმედი ვულკანია. დაბლობი სანაპიროები დაჭაობებულია. კუნძულ ახალი გვინეის გასწვრივ გადაჭიმულია ფართო მთიანეთი, რომლის ცენტრალური ნაწილის სიმაღლე 5000მ-ს აღწევს. ამავე კუნძულის სამხრეთ ნაწილში დაბლობია. ფართოდ არის განვითარებული მდინარეთა ქსელი. მდინარეები დიდი არ არის, მაგრამ წყალუხვია.

ჰავა ეკვატორულია. ეს იმას ნიშნავს, რომ წლის განმავლობაში სეზონური სხვაობები უმნიშვნელოა. ზაფხული და ზამთარი ერთმანეთისაგან თითქმის არ განსხვავდებიან. საშუალო თვიური ტემპერატურები წლის განმავლობაში დაბლობზე 25-28⁰-ია, ხოლო მთებში 1500-2000მ სიმაღლეზე დაახლოებით 15-18⁰-ია. ნალექები ბევრია, განსაკუთრებით ეკვატორის მახლობლად და შეადგენს 2000-3000მმ-ს წელიწადში. მთის ქარპირა ფერდობებზე კი ნალექები იზრდება 4000მმ-მდე. ნალექები რამდენადმე მცირეა მცირე ზონდის კუნძულებზე და ახალი გვინეის სამხრეთში, რაც აიხსნება მშრალი სამხრეთ-აღმოსავლეთი პასატების მოქმედებით, რომლებიც გამოივლიან ავსტრალიის კონტინენტს და ძლიერ შრებიან.

თავი 9. მათა სისტემების რეგიონალური კლიმატური მახასიათებლები

9.1. ალპები

ალპები წარმოადგენს ევროპის ერთ-ერთ უმნიშვნელოვანეს კლიმატგამყოფს, რომელშიც ვლინდება ზღვის, პანონიური და ხმელთაშუაზღვიური კლიმატები. ძირითადი კლიმატური ზეგავლენა შეინიშნება რბილი დასავლეთი ქარების, ატლანტიკის ნოტიო ჰაერის მასების, ჩრდილოეთიდან წამოსული ცივი არქტიკული ჰაერის, აღმოსავლეთიდან მოსული მშრალი კონტინენტური ჰაერის მასებისა და სამხრეთის თბილი ხმელთაშუაზღვიური ჰაერის სახით.

ალპები მთლიანად მაღალი ტენიანობის ოლქია, უხვი ატმოსფერული ნალექების, მუდმივი ყინულების და ზამთრის თოვლის მძლავრი დაგროვებისა და ხშირი ჰიდროქსელის მქონეა. ალპების ჰავის მეორე მნიშვნელოვან თავისებურებას წარმოადგენს მისი ზონალობა სიმაღლის მიხედვით, რაც მკაფიოდ გამოისახება ლანდშაფტების ვერტიკალური ზონების ხშირ ცვლაში; ამას ემატება რელიეფის ფორმების სიმრავლე და სირთულე; ყოველივე ეს კი ბუნებრივი პირობების დიდ მრავალსახეობას ქმნის. სიმაღლესთან დაკავშირებით კლიმატური პირობების შეცვლა ხდება ტემპერატურის დაკლების და სინოტივის მომატების სახით. აღსანიშნავია, რომ სინოტივე მხოლოდ გარკვეულ სიმაღლემდე მატულობს, რის შემდეგაც ისევ იკლებს. მზით გაშუქებული მწვერვალები ხშირად „ღრუბლების ზღვით“ მოფენილ არეხა აღმართული; ღრუბლები ეხვევა მთების სარტყელს დაახლოებით 1500-2000 მ სიმაღლეზე, სადაც შეფარდებითი სინოტივე და ნალექების რაოდენობა განსაკუთრებით დიდია. ამრიგად, მთების საკუთრივ „ალპური ზონა“ ტყის და სუბალპური ზონებისაგან ოდნავ მეტი სიმშრალით და ნაკლები ღრუბლიანობით განსხვავდება. ტემპერატურის კლება, სიმაღლის მიხედვით, უფრო მკვეთრია ზაფხულში, ვიდრე ზამთარში.

ზამთარი თოვლიანი მწვერვალების სარტყელში ზედმეტად მკაცრი არ არის (საშუალო ტემპერატურით), მაგრამ უხთოვლიანია და ცუდ ამინდში მეტად საშიშია, რადგან ძლიერი ქარები და ქარბუქი იცის. საერთოდ კი, ზამთარი აქ უფრო ნათელი და მშრალი სეზონით ხასიათდება, ვიდრე ზაფხული, რომელსაც უხვი წვიმები და ხშირი ნისლიანობა ახასიათებს. ადგილის აბსოლუტური სიმაღლე მთავარ, მაგრამ არა განსაკუთრებულ, როლს თამაშობს ჰავის ცვლილებებში. დიდი მნიშვნელობა აქვს კალთების ექსპოზიციას. მკვეთრად განსხვავდება მზისკენ მიმართული სამხრეთის („მზიანი“) და ჩრდილოეთის („ჩრდილიანი“) მთების კალთების ჰავა. სამხრეთი ციცაბო კალთები ზომიერ სარტყელში განსაკუთრებით ხელსაყრელ პირობებშია, დღისით მზის სხივები შვეულად ეცემა მათ. უარეს მდგომარეობაშია მზეს თითქმის სრულებით მოკლებული ჩრდილო ციცაბო კალთები. ეს განსხვავება აშკარად ემჩნევა მთების სამხრეთი კალთების უფრო მდიდარი და მრავალფეროვანი მცენარეულობით შემკულ ლანდშაფტს.

კლიმატური განსხვავება ძალზე დიდია მთების პერიფერიულ და შიდა ნაწილებს შორის, განსაკუთრებით მთების ღრმა, გარეშე გავლენისაგან კარგად დაცულ ხეობებში. ალპების ჩრდილო და სამხრეთი კალთები (გარდა წინამთების ზონებისა) ატმოსფერული ნალექების უდიდეს რაოდენობას იღებს (საშუალოდ 1000 მმ-იდან 2000-3000 მმ-მდე წლის განმავლობაში) და ძლიერ ნოტიო ჰავით ხასიათდება. მათზე დიდ გავლენას ახდენს ჩრდილო-დასავლეთიდან და სამხრეთ-დასავლეთიდან მომავალი ზღვის ჰაერის მასები. უფრო მშრალი და მზიანი ჰავა ახასიათებს როგორც მრავალ ქედს, აგრეთვე, განსაკუთრებით, ალპების მაღალმთიანი სარტყლის შიდა ხეობებს, სადაც ატმოსფერული

ნაღებების წლიური რაოდენობა ხშირად 800-600 მმ-მდეც ეცემა, ზოგ ადგილზე კი 600 მმ-ზე ნაკლებია. მთის ხეობათა ჰავის თავისებურებას მისი მეტი კონტინენტურობა წარმოადგენს. ზაფხულში ხეობები ძალიან თბება, რასაც ხელს უწყობს აგრეთვე ციცაბო კალთების გათბობაც. დახშული ხეობები და ქვაბულები ზამთარში ნაკლებ ხელსაყრელ პირობებშია, ვიდრე ქედების კალთები, რადგანაც ჰაერს აქ გასაქანი არ აქვს და ხშირად მკაფიოდ გამოხატული ტემპერატურული ინვერსია წარმოიშობა. მთის მცოხვრებნი ჩვეულებრივად გაურბიან ღრმა ხეობების ფსკერზე დასახლებას.

ატმოსფერული ნაღებების რეჟიმი ალპების სხვადასხვა რაიონში სრულებით არაა ერთგვაროვანი, თითოეულ რაონს საკუთარი სპეციფიკური თავისებურება ახასიათებს. მაგალითად, საფრანგეთის ალპების და სამხრეთ, შედარებით — ცხელ და მშრალ ზაფხულიან ნახევარში საკმაოდ კარგად შეიმჩნევა ხმელთაშუა ზღვის ჰავის გავლენა. მდინარე დიურანსის აუზი ზაფხულში ატმოსფერული ნაღებების წლიური ჯამის 20%-ზე ნაკლებს იღებს; ნაღებების მაქსიმუმი, ისევე როგორც სამხრეთ ტიროლში, შემოდგომაზე მოდის. პირიქით, შემოდგომისა და ზაფხულის მეორე ნახევრის სიმშრალით ხასიათდება ალპების აღმოსავლეთი რაიონი (შტირიის ალპები), რომელიც შუა დუნაის ვაკის კონტინენტური ჰავის გავლენის ქვეშ იმყოფება; აქ ნაღებების მაქსიმუმი გაზაფხულზე მოდის. ალპების ჩრდილო ზოლში და მაღალმთიან სარტყელში ჭარბობს ნაღებების ზაფხულის მაქსიმუმი და ზამთრის მინიმუმი.

ალპებისთვის მეტად დამახასიათებელია უხვთოვლიანი ზამთრის სეზონი, მაღალი და ხანგრძლივი თოვლის საფარი; გამონაკლისს შეადგენს მთების ქვედა კალთები და წინამთები, სადაც ზამთარი ხანგრძლივი არ არის და არც ტიპიურია. სამხრეთისა და ჩრდილო ფერდობების კლიმატური განსხვავება მკაფიოდ გამოიხატება თოვლის საფარის განლაგებაში. ასე, მაგალითად, მდინარე ინის ხეობის კალთებზე, ინსბრუკის მახლობლად, მარტში თოვლი დაჩრდილოლ მხარეზე 720 მ სიმაღლეზე იწყება, მზიან მხარეზე კი — 960 მ სიმაღლეზე; მაისში — 1540 მ და 1700 მ, სექტემბერში - 2760 მ და 3210 მ. ალპების კლიმატურ პირობებში დიდ როლს თამაშობს ადგილობრივი წარმოშობის მთების ოროგრაფიასთან დაკავშირებული ჰაერის დინებები. სრულიად ჩვეულებრივია, განსაკუთრებით ზაფხულში, მთა-ხეობის ქარების დღე-ღამური ცვლა: დღისით ჰაერი მაღლა იწევს ხეობაში, რაც ხელს უწყობს ღრუბლების გაჩენას და მთებში წვიმის მოსვლას, ზოგჯერ ჭექა-ქუხილსა და თავსხმასაც. სადამოობით თხემების მწვერვალები ხშირად თავისუფლდება ნისლისა და ღრუბლებისაგან და მაღლობების გაცივებული ჰაერი ძირს ეშვება ხეობაში.

ძალზე ტიპიური და გავრცელებულია ალპების მაღალმთიან სარტყელსა და ჩრდილო კალთებზე ფიონი, რომელიც ხშირად განსაკუთრებულ სიმძლავრეს აღწევს. იგი გრძელდება ორი/სამი დღის განმავლობაში. ფიონი ქრის იმ შემთხვევაში, როდესაც ალპების ჩრდილოეთით დასავლეთ ევროპაზე გადაივლის მნიშვნელოვანი ციკლონური დეპრესიები, რომლებიც სამხრეთიდან მომავალ ჰაერის მასებს იზიდავენ. უკანასკნელი ნელა ადის ალპების სამხრეთ კალთებზე და აქ უხვ წვიმებს იწვევს. სინოტივის კონდენსაციის დროს სითბო გამოიყოფა, ჰაერი შედარებით მცირედ ცივდება და, ამავე დროს, კარგავს წყლის ორთქლის მარაგს.

ჰაერის მასები წყალგამყოფი ქედის გადალახვის შემდეგ სწრაფად ეშვება ძირს, ხეობების კალთებზე; სწრაფი ვარდნის გამო ჰაერი უფრო შრება და თბება, ამიტომ ფიონები ტემპერატურის მკვეთრ აწევას და ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის შემცირებას იწვევს. ზოგჯერ ფიონი იმდენად ძლიერია, რომ სახლებს სახურავებს აცლის და ნგრევას იწვევს დასახლებულ ადგილებში. იგი, აგრეთვე, თოვლის ძლიერი სწრაფი დნობის გამო მთების მდინარეების უეცარ ადიდებას და წყლის

მოვარდნას იწვევს. საზოგადოდ კი, მთების ბუნებისა და მოსახლეობისათვის ფიონები სასარგებლოა: გაზაფხულზე იგი მთებში თოვლის დნობას აჩქარებს, შემოდგომაზე კი ცხელი ჰაერის ქროლვით ხორბლეულისა და ხილის უფრო სწრაფად დამწიფებას უწყობს ხელს. ალპების ზოგ მთიან რაიონში სიმინდისა და ყურძნის მოყვანა მხოლოდ ფიონის გამო არის შესაძლებელი. აღსანიშნავია აგრეთვე ძლიერი, ცივი და მშრალი, ჩვეულებრივ, რეგიონული ქარი — მისტრალი, რომელიც საფრანგეთში ქრის. უხვი ატმოსფერული ნალექები, ჰაერის სინოტივე, თოვლისა და ყინულების მძლავრი დაგროვება წყლის არტერიების კვების მნიშვნელოვან წყაროს წარმოადგენენ და განსაზღვრავენ ალპების სიმდიდრეს შიდა წყლებით — მრავალრიცხოვანი წყაროებით, მქუხარე მთის ნაკადებითა და მდინარეებით, მცირე და დიდი ტბებით

9.2. კარპატები

კარპატები შუა ევროპის აღმოსავლეთ ნაწილში მდებარეობს, დასავლეთი და აღმოსავლეთი ევროპის საზღვართან, ამიტომ ის გაცილებით უფრო მეტად განიცდის ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან და აღმოსავლეთიდან მოდენილი სუბპოლარულ კონტინენტურ ჰაერის მასების ზეგავლენას, ვიდრე შუა ევროპის სხვა ოლქები. გარდა ამისა, საკმაოდ დაშორებულია ატლანტის ოკეანიდან, რომლის მხრიდანაც მას ალპები, დინარის მთიანეთი და ბოჰემიის მასივი ეფარება, რომლებიც ზღვიური ჰაერის მიერ მოტანილი სინოტივის უმეტეს ნაწილს იტოვებენ.

გაბატონებულია ზომიერი, ზღვიურიდან კონტინენტურისკენ გარდამავალი ჰავა. ამასთან დაკავშირებით, აქ ატმოსფერული ნალექები ნაკლებ უხვი და არც ისე ხშირია; მეორე მხრივ, კარპატების მთების სიდიდე და მისი მნიშვნელოვანი სიმაღლე მაინც თავისებურ ნოტიო კუნძულად აქცევს მას, ირგვლივ მდებარე, გაცილებით უფრო მშრალ ვაკეებთან შედარებით. კარპატებში ჰავის კონტინენტურობა და სიმშრალე მკაფიოდაა გამოხატული ჩაკეტილ ქვაბულებსა და აგრეთვე მთების ქვედა კალთებზე წინამთებზე, განსაკუთრებით მთის სისტემის სამხრეთ ნახევარში. სამხრეთი კარპატების წინამთები ცხელი ზაფხულით და ზომიერად ცივი ზამთრით ხასიათდება. მთიან ზოლში ჰავის კონტინენტურობა და სუსხიანობა კარგად ვლინდება ცივ ზამთარსა და ზამთრის თოვლის მყარ საფარში, რომლის ხანგრძლივობა და სიმაღლეც, მთების სიმაღლესთან ერთად მატულობს. მაღალ ქედებსა და მწვერვალებზე თოვლი ზოგჯერ ზაფხულის თვეებშიც რჩება, მაგრამ მყინვარები კარპატებში არ მოიპოვება.^[2]

კარპატები მდებარეობს იანვრის საშუალო ტემპერატურის -2° -დან -4°C -მდე და ივლისის საშუალო 20° -დან 22°C -მდე იზოთერმების ფარგლებში. მთის ზედა სარტყელში 5° - 4°C -მდე.

კარპატების სხვადასხვა რაიონებში ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა საგრძნობლად განსხვავებულია, როგორც წესი, ის მატულობს სიმაღლესთან ერთად. ატმოსფერული საშუალო წლიური ნალექების უდიდესი რაოდენობა 1200 მმ აღემატება, რაც დამახასიათებელია სამხრეთი კარპატების მაღალი მასივებისა, დასავლეთ ბიჰორისა, ტისის სათავესთან აღმართული მთებისა და აგრეთვე სლოვაკეთ-პოლონეთის კარპატების მაღალი ნაწილებისათვის — მაღალი ტატრებისა და დასავლეთი ბესკიდებისათვის. კარპატების დანარჩენი ნაწილები წლიურად 800 მმ-იდან 1000 მმ-მდე ატმოსფერულ ნალექებს იღებს, ზოგან კი მთების ქვედა კალთები ქვაბულები ჩვეულებრივად 600-იდან

800 მმ-მდე. ასეთივეა ტრანსილვანიის აუზის ღრმული, რომლის ცენტრალური ნაწილიც წლის განმავლობაში 600 მმ-ზე ნაკლებ ნალექს იღებს.

ჩაკეტილ ქვაბულებში და მთის ხეობებში ზამთარში ხშირია ტემპერატურული ინვერსია, მთებზე სიმაღლეების მიხედვით ტემპერატურების მნიშვნელოვანი ზრდით. მაგალითად, მარმაროშის რაიონში, მდინარე ტისის სათავეში, იანვრის საშუალო ტემპერატურა 250 მ აბსოლუტურ სიმაღლეზე – 6,0°C-ია, ხოლო 410 მ-ზე –3,8°C.

ტყიან კარპატებში ნათლად ჩანს ჰავის სიმაღლეობრივი სარტყლოობა. მთისწინეთის ბორცვიანი და პლატოებიანი ქვედა ზონა ხასიათდება შედარებით რბილი და ნოტიო ჰავით. ნალექების წლიური ჯამი 500-იდან 700 მმ-მდე ცვალებადობს. მაღლა მთებში, ჰავა უფრო გრილი და ნოტიო ხდება. ნალექების წლიური ჯამი მთებში 800-1200 მმ-მდე მერყეობს. ნალექების მაქსიმუმი ზაფხულშია და შეადგენს 150-200 მმ თვეში. ნალექები მატულობს სიმაღლესთან ერთად. უფრო მეტი ტენიანობით გამოირჩევა მთების შუა რაიონი, სადაც ნალექების ჯამი 1200 მმ აღემატება. პირიქით, დაბალი მთიანი რაიონი — ბეშჩადები უფრო მშრალჰავიანია, სადაც წლიურ ნალექთა ჯამი 1000 მმ-ზე ნაკლებია. ბეშჩადებში მნიშვნელოვნად არის გამოხატული მეზობელი შუა დუნაის დაბლობის გავლენა მისი სიმშრალითა და ცხელი ზაფხულით. კარპატებში ზამთარში თოვლი უხვად მოდის, რომელიც მთების ზემო ზონაში დიდხანს დევს. აღმოსავლეთი კარპატები ხასიათდება ზომიერად კონტინენტური, უფრო რბილი და ნოტიო ჰავით, ვიდრე მეზობელი აღმოსავლეთი რაიონები.

9.3. კავკასიონი

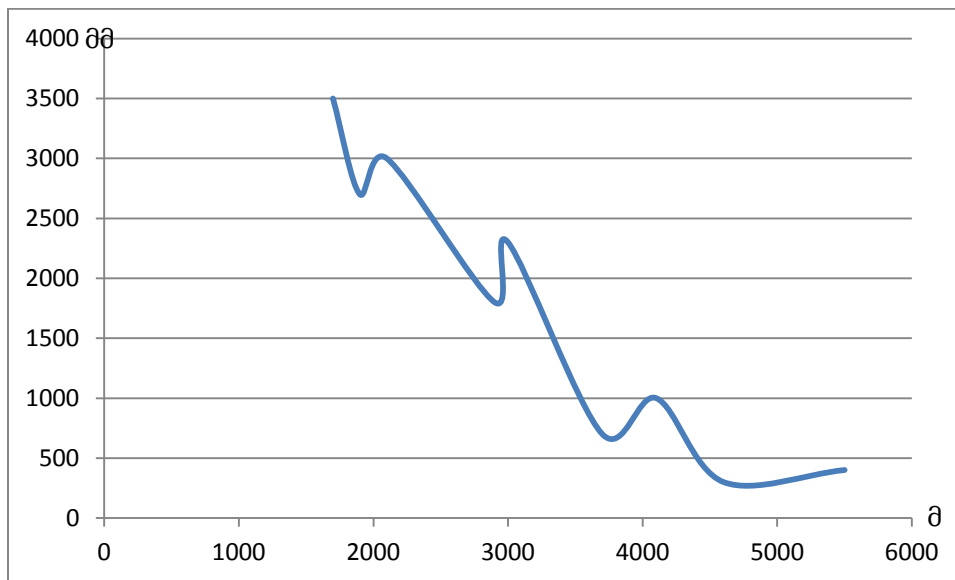
კავკასიონის კლიმატი ვერტიკალური სარტყლოობით გამოირჩევა. სოხუმში, ზღვის სანაპიროზე, საშუალო წლიური ტემპერატურა 15⁰-ია, ხოლო ყაზბეგში, ზღვის დონიდან 3700 მ სიმაღლეზე ტემპერატურა ეცემა -6.1⁰-მდე. კავკასიონის ჩრდილოეთი ფერდობი საშუალოდ 3⁰-ით ცივია სამხრეთის ფერდობზე. ნალექების რაოდენობა დასავლეთიდან აღმოსავლეთით კლებულობს, ხოლო მთებში უფრო მეტი ნალექი მოდის ვიდრე ბარში. დასავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ნალექების წლიური ჯამი მერყეობს 1000-დან 4000 მმ-მდე ფარგლებში, ხოლო აღმოსავლეთ და ჩრდილოეთ კავკასიონზე - 600- დან 1600 მმ-მდე ფარგლებში. ხშირია თოვლი, და თოვლის ზვავების ჩამოსვლა განსაკუთრებით ნოემბრიდან აპრილის ჩათვლით. თოვლის საფარის სისქემ შეიძლება მიაღწიოს 5-7 მეტრამდე. ხშირია ქარბუქი.

კავკასიონის ჰავა ცვალებადობს როგორც სიმაღლეობრივი, ისე ჰორიზონტალური მიმართულებით. აბსოლუტური სიმაღლის ზრდასთან ერთად ტემპერატურა კლებულობს (საშუალო წლიური ტემპერატურა სოხუმში უდრის 15 °C, გუდაურში 2200 მ სიმაღლეზე 2,1 °C, ყაზბეგის მაღალმთიურ სადგურზე 3700 მ სიმაღლეზე — 6,1 °C). განსაზღვრულ სიმაღლემდე (2500—3000 მ-მდე) მატულობს ნალექიანობაც. კავკასიონის დასავლეთი ნაწილი გამოირჩევა უხვი ნალექებით (გაგრის ქედზე 2300 მმ, აჟარაში — 1800 მმ). ზღვისაკენ მიჰყრებილი ფერდობების ზოგიერთ ნაწილში ნალექები წელიწადში 3000-4000 მმ უნდა აღწევდეს. აღმოსავლეთისკენ იგი კლებულობს და საქართველოს სამხედრო გზატკეცილის აღმოსავლეთით თითქმის არსად აღემატება 1800 მმ.

კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი უფრო ნალექიანია, ვიდრე ჩრდილოეთი ფერდობი. სიმაღლესთან ერთად მატულობს თოვლის საფრის ხანგრძლივობა (დაბა ყაზბეგში — 104 დღე, თუშეთის ომალოში — 121 დღე, მესტიაში — 134 დღე, ლეზარდეში — 1964, მაღალმთიურ ყაზბეგში — 277 დღე). თოვლის საფრის სისქე მაღალ ადგილებში რამდენიმე მეტრს აღწევს (ლეზარდესა — 5 მ; აჩიშხოს მთაზე — 7 მ). თოვლის საფარის სისქემ შეიძლება მიაღწიოს 5-7 მეტრამდე. ზვავიანობა ახასიათებს ყველა მაღალმთიან და ბევრ საშუალომთიან რაიონს. ხშირია თოვლის ზვავების ჩამოსვლა განსაკუთრებით ნოემბრიდან აპრილის ჩათვლით. ხშირია ქარბუქი.

9.4. ჰიმალაი

ჰიმალაი წარმოადგენს მთათა სისტემას, რომელიც გადაჭიმულია აზიის კონტინენტის სიღრმეში დაახლოვებით 3000 კმ სიგრძეზე და 80-დან 300 კმ-მდე სიგანეზე. ჰიმალაის სისტემისადმი მეტეოროლოგიური ინტერესი გაჩნდა XIX საუკუნის მე-2 ნახევარში, როდესაც ჩატარდა პირველი დაკვირვებები ქაშმირში და ინდის ზემო წელში ჰიმალაისა და ყარაყარუმს შორის 3316 მ სიმაღლეზე განლაგებულ სადგურ ლეხსზე. მოგვიანებით არსებული სადგურების მონაცემები გაერთიანდა იმ მიზნით, რომ მიღებულიყო კლიმატური პირობების უფრო სრული და თანამედროვე სურათი. ოქტომბრიდან მაისამდე ჰიმალაის მთები იმყოფება უშუალოდ სუბტროპიკული ნაკადური დინებების ღერძის ჩრდილოეთით. მაღალ ტროპოსფეროში, ძირითადი ნაკადები რომლებიც დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მიემართებიან მთათა სისტემის მწვერვალებზე წარმოქმნიან შტორმებს და ქარბუქს. მაისის დასასრულს დასავლეთის ქარები შესამჩნევად სუსტდება და ტიბეტის მთიანეთზე ზაფხულის ანტიციკლონის გაბატონებასთან ერთად იცვლება აღმოსავლეთის ქარებით.



ნახ. 9.4.1. ნალექების წლიური ჯამის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით აღმოსავლეთ ნეპალსა და სამხრეთ ტიბეტში

მაისიდან იწყება მუსონური პერიოდი და ნალექების თვიური რაოდენობა იზრდება 2-3 ჯერ, თუმცა ცალკეულ სადგურებზე არ აღინიშნება ნალექების ინტენსიურობის ასეთი ზრდა. ნეპალის სამხრეთ-აღმოსავლეთით დიდი რაოდენობით წვიმა სწორედ ივნის-სექტემბერში მოდის, მათ „მუსონურ წვიმებს“ უწოდებენ. ცნობილია მუსონური წვიმების 10 დღიანი პერიოდულობა, რასაც უკავშირებენ მუსონური პერიოდის ფლუქტუაციას და ტიბეტის ანტიციკლონის განმეორადობას. აღმოსავლეთ ნეპალში უფრო მკვეთრად გამოხატულია მეორადი, დაახლოებით 5 დღიანი პერიოდულობა. როგორც ჩანს ეს გამოწვეულია ჩრდილოეთ ინდოეთის თავზე დასავლეთისკენ მოძრავი დეპრესიებით. ამ პერიოდებს შუა შედარებით სიმშრალეა, იმ დღეების გამოკლებით, როდესაც დაიკვირვება ადგილობრივი კონვექტური თავსხმები. ამ დროსაც კი აღმოსავლეთ ნეპალის მთებში ივლისში და აგვისტოში ჩვეულებრივ აღინიშნება 27 წვიმიანი დღე საშუალო ინტენსივობით დაახლოებით 20 მმ/დღე-ღამეში. მაღლობებში ნალექების ინტენსივობა მკვეთრად მცირდება 3400 მეტრზე დაახლოებით 8 მმ/დღე-ღამეში. იანვარში დაიკვირვება ანალოგიური ინტენსიურობა.

ჰიმალაის პერიფერიულ ქედებზე მუსონური პერიოდის დროს ჩვეულებრივ ნალექების მაქსიმალური რაოდენობა მოდის 2000 მეტრ სიმაღლეზე ან ცოტა დაბლა. ეს არის ღამის და დილის ღრუბლიანობის დონე. 2 და 4 კმ-ის სიმაღლეზე ფარდობითი ტენიანობა შეადგენს 90%-ზე მეტს. დასავლეთის ნაკადები განახლდება სექტემბრის ბოლოს, და დიდ სიმაღლეებზე წარმოიშვება მდგრადი ძლიერი ქარები. ნალექების განაწილებას სიმაღლის მიხედვით ზოგიერთ მონაკვეთში რთული ხასიათი აქვს, რაც განპირობებულია თერმული და ოროგრაფიული წარმოშობის კონვექციებით, რომლის მიზეზია რადიაციული დათბობა (ნახ.9.4.1). ჩრდილო-დასავლეთ ჰიმალაებში თავსხმების რეჟიმი, რომლებზეც დიდ ზეგავლენას ახდენენ ქარების სისტემები, არსებითად განაპირობებს ზაფხულის ნალექების განაწილებას.

ზაფხულში ჰიმალაიში ქარების მიმართულება ხშირად ნარჩუნდება მთელი ღამის განმავლობაში. ეს გამოწვეულია რეგიონალური მასშტაბის ცირკულაციით ტიბეტის მაღლობის სამხრეთ განაპირა რაიონების და ინდ-განგის დაბლობს შორის.

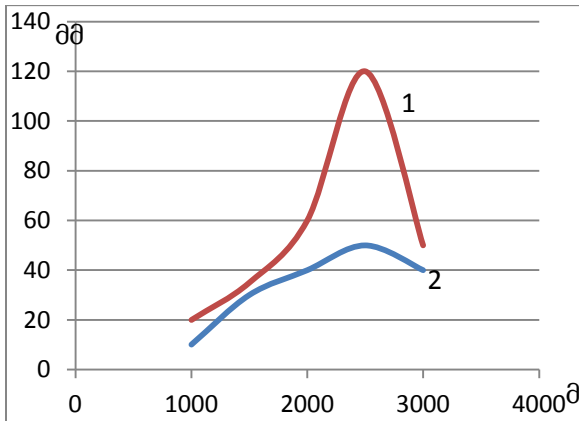
აღმოსავლეთის ჰაერის დინებები ზაფხულში მაღალ ტროპოსფეროში და დასავლეთის დინებები ზამთარში სხვადასხვანაირად ურთიერთმოქმედებენ ტოპოგრაფიასთან და ამ გზით გავლენას ახდენენ დაბალი იარუსების ღრუბლების მოძრაობაზე. წლიური ნალექების რაოდენობის სიმაღლესთან ერთად კანონზომიერი შემცირება არ აღინიშნება.

9.5. ახაგარი

საჰარის უდაბნოში ვხვდებით, დაახლოებით 3000 მ-ის სიმაღლის, ორ მთიან მასივს. ესენია ახაგარის მთიანეთი სამხრეთ ალჟირში და ტიბეტის მთიანეთი ჩრდილოეთ ჩადში. იანვარში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი ახაგარის მთებში საშუალოდ შეადგენს 0.5°C –ს 100 მეტრზე, ივლისში (არამდგრადი პერიოდი) იზრდება 0.8°C –მდე. ყურადღებას იქცევს ყინვიანი დღეების რაოდენობის 39 დღიდან ტამანრასეტში, 114 დღემდე ასეკრემში. ცივი პოლარული ჰაერის შემოჭრის შემთხვევებში ასეკრემში ტემპერატურა ეცემა -5°C –ზე დაბლა. ნალექების რეჟიმი დაახლოებით 60% წლიური ჯამის მოდის აგვისტო-სექტემბერში, ხოლო 25% მაის-ივნისში.

ტამანრასეტში ნალექების საშუალო წლიური რაოდენობა შეადგენს 35 მმ-ს, ხოლო ასეკრემში იგი იზრდება 145 მმ-დე.

სიმაღლის გავლენა ძლიერ არის დამოკიდებული ნალექების ჯამურ რაოდენობაზე. ნახაზზე ნაჩვენებია, რომ გვალვიან წელიწადში ნალექების ჯამური რაოდენობის ცვლილება სიმაღლესთან ერთად არ არის მნიშვნელოვანი, იმ წელიწადს კი როდესაც ნალექი მოდის დიდი რაოდენობით მათი მაქსიმალური რაოდენობა აღინიშნება დაახლოებით 2500 მ სიმაღლეზე (ნახ. 9.5.1).



ნახ. 9.5.1. ნალექების წლიური ჯამების ცვლილება სიმაღლის მიხედვით ახაგარში ტენიან (1) 1962 და მშრალ (2) 1961 წლებში

ახაგარის გვალვიანობა განპირობებულია უმეტესწილად დაბალი ტენიანობით. შეფარდებითი ტენიანობა იცვლება საშუალოდ 20%-დან აპრილში 40%-მდე ნოემბერში. ეს ხდება ჰაერის დადმავალი მოძრაობის გამო ქანობზე გაბატონებულ ჩრდილო-აღმოსავლეთ დინებაში. თანამგზავრული გამოსახულებების და ამინდის რუკების ანალიზმა აჩვენა, რომ კონვერგენციული შიდატროპიკული ზონა, რომელიც გადაჭიმულია ნიგერიდან ჩრდილოეთისაკენ, როგორც „ღრუბლების ხიდი“ ახაგარის თავზე 42 დღის განმავლობაში იმყოფებოდა. ამ დროს საშუალო თვიური ღრუბლიანობა აღემატებოდა 50%-ს მაის-ივლისში და სექტემბერ-ოქტომბერში, თუმცა მცირე ნალექები აღინიშნა.

იშვიათი თავსხმები ძირითადად გამოწვეულია ჩრდილო-აფრიკული ციკლონებით. სამხრეთ-დასავლეთის ნაკადის ტენიანი ტროპიკული ზღვიური ჰაერის ჩრდილოეთ მიმართულებით მაროკოსა და ტუნისის თავზე გადატანით. ზამთარსა და გაზაფხულზე ახაგარის ნალექების რეჟიმზე შეიძლება იმოქმედოს სუდანო-საჰარის დეპრესიამ და გამოიწვიოს თოვლის მოსვლა. ახაგარი უფრო ქარიანი ადგილია, ვიდრე შეიძლებოდა ყოფილიყო მისი მდებარეობის და სუბტროპიკული ანტიციკლონის, ასევე დამჯდარი ჰაერის სიჭარბის გამო.

9.6. კოლორადოს კლდოვანი მთები

კოლორადოს კლდოვანი მთები გადაჭიმულია იუკონის აუზიდან ნიუ-მექსიკამდე. ისინი ქმნიან მკვეთრად გამოკვეთილ ბარიერს, გადაჭიმულს ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ, რომლის

სიმაღლე დაახლოებით 4000 მეტრია ზღვის დონიდან. აღმოსავლეთით ის დაქანებულია დიდი ვაკეებისკენ, ხოლო დასავლეთით ეშვება მთათაშორისი დადაბლებებისკენ, რომელთა სიმაღლეები დაახლოებით 1500 მეტრია. კლდოვანი მთები დაშორებულია წყნარი ოკეანის სანაპიროსგან დაახლოებით 1500 კმ-ით, რაც უზრუნველყოფს კონტინენტურ კლიმატურ პირობებს, თუმცაღა მთები ქმნიან თავის საკუთარ ტიპურ კლიმატურ სარტყელებს, იმ მონაკვეთებშიც კი სადაც აღინიშნება მუდმივი მზრალობა და იმ მონაკვეთებში, რომლებშიც არის ხშირი ქარები, დაახლოებით 3750 მ-ზე ზღვის დონიდან. საშუალო წლიური ტემპერატურა დაახლოებით -4°C -ია.

კლდოვანი მთების კლიმატურ რეჟიმში, განსაკუთრებით ნალექების გადანაწილებაში, დიდ როლს ასრულებს მსხვილმასშტაბიანი ატმოსფერული ცირკულაცია და მისი ურთიერთქმედება რელიეფთან. ზამთრის თვეებში სჭარბობს დასავლეთის ცირკულაცია, ამასთან წყნარი ოკეანის შტორმები მოქმედებს მეტწილად დასავლეთის ფერდობებზე და შედარებით მაღალ მონაკვეთებზე. ამასთანავე დროგამოშვებით მერიდიანული დინებები ქმნიან აღმოსავლეთ ფერდობებზე აღმავალ მოძრაობებს. გაზაფხულზე და შემოდგომაზე მერიდიანულ ბარიულ ღარებს და ღრმა ციციზოლირებულ ციკლონებს გადააქვთ ტენიანი ჰაერი მექსიკის ყურიდან ჩრდილოეთისაკენ. ტემპერატურული სტრატეფიკაცია ამ პერიოდში პოტენციურად არამდრადია, და იმულებითი აღმასვლა აღმოსავლეთ ფერდობებზე იწვევს მასზე ძლიერ ნალექებს ძირითადად თოვლის სახით. მაგალითად 1921 წლის 14-15 აპრილს ასეთი ცირკულაციის დროს ძლიერმა ქარბუქმა მოიტანა რეკორდული თოვლცვენა 193 სმ 24 საათში. ზაფხულში აქ დაიკვირვება უმეტესად კონექციური ტიპის ნალექები. კონვექციის გამო წელიწადის ამ დროს აღინიშნება მკვეთრი ვერტიკალური ტემპერატურული გრადიენტები.

ნალექების რაოდენობის გაზრდა სიმაღლესთან ერთად დასავლეთ ფერდობზე უფრო მეტად შესამჩნევია 2100-3200 მეტრ ინტერვალში, სადაც საშუალოდ დაიკვირვება ნალექების ჯამის ექვსჯერადი გაზრდა. ოროგრაფიის გავლენა ყველაზე ძლიერია ჩრდილო-დასავლეთის ქარებზე, რომლის სიჩქარეც 25მ/წმ-ზე მეტია. აღმოსავლეთ ფერდობების ძირში ნალექების რაოდენობა 50%-ით მეტია ვიდრე იგივე სიმაღლეზე დასავლეთ ფერდობზე.

ღრუბლიანობის და რადიაციის პირობები ძლიერ არის დამოკიდებული მთების ზეგავლენაზე. ზამთარში, როდესაც სჭარბობს დასავლეთის ნაკადი კონტინენტურ წყალგამყოფზე, როგორც წესი, დაიკვირვება ოროგრაფიული ღრუბლიანობა, ან ფიონისაგან გამოწვეული „ფარდა“, ამ დროს აღმოსავლეთი ფერდობები უმთავრესად უღრუბლოა.

თუმცაღა ფერდობზე აღმავალი ნაკადების და ინვერსიის შემთხვევაში შედარებით დაბალი ფერდობები შეიძლება აღმოჩნდეს ფენოვანი ღრუბლების ქვეშ, რომლებიც ვითარდება დაახლოებით 2800-3000 მ-სიმაღლეზე, ხოლო შედარებით მაღალი ზონები – მცხუნვარე მზის ქვეშ. ზაფხულში მთებზე თითქმის ყოველ დილით უეცრად ვითარდება გროვა ღრუბლები და გადაადგილდება აღმოსავლეთით.

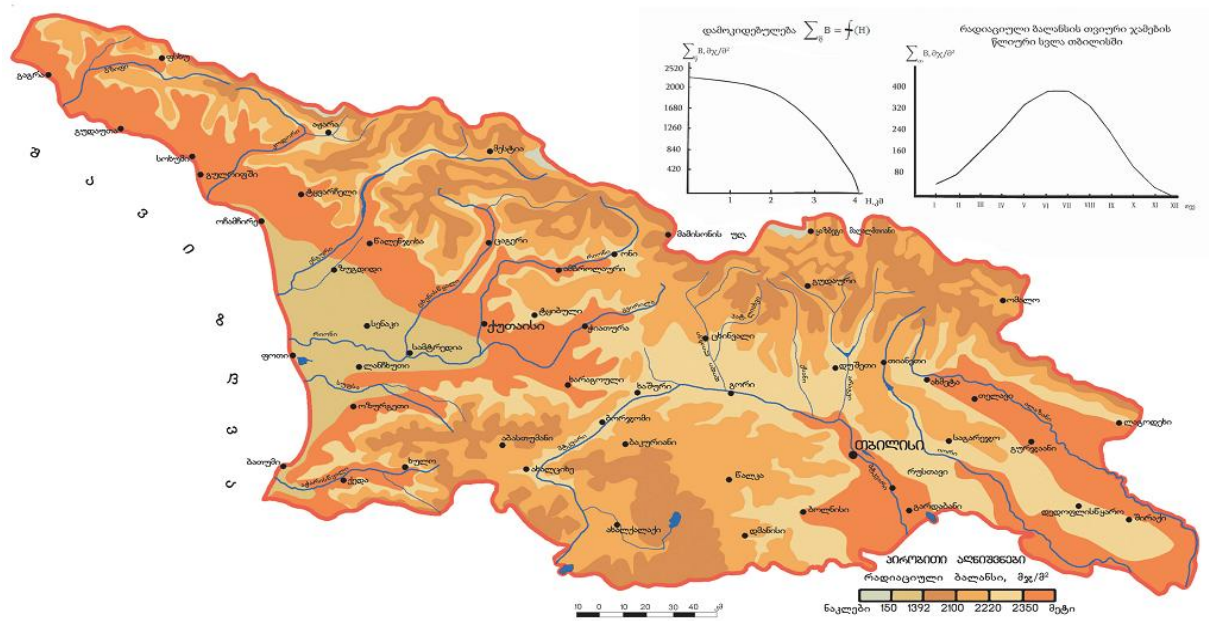
9.7. დიდი ბრიტანეთის ზღვისპირა მთები

დიდი ბრიტანეთის მთები იმსახურებენ ყურადღებას იმის გამო, რომ მათი მახასიათებლები განპირობებულია ზღვასთან განსაკუთრებული სიახლოვით. ეს ვლინდება ღრუბლიანობის, ნალექების

და ტემპერატურის მცირე სეზონური ცვალებადობით, მაღალი ტენიანობით, დიდი ვერტიკალური ტემპერატურული გრადიენტებით. ღრუბლიანი დღეების რაოდენობა დიდი ბრიტანეთის დასავლეთ მთიან რეგიონებში ძალიან დიდია. მაგალითად მთა ბენ-ნევისზე საშუალო ღრუბლიანობა ყველა თვეებში აღემატება 8 ბალს. ღრუბლის საფარის გავლენის გამო მზის რადიაციის რაოდენობა კლებულობს სიმაღლესთან ერთად. ზაფხულში 500 მ-ზე მეტ სიმაღლეებზე ღრუბლები ან არ არის, ან გვხვდება მხოლოდ თხელი ღრუბლები.

ნალექების წლიური რაოდენობა ჩრდილო-დასავლეთ ბრიტანეთში მაღალია, რაც განპირობებულია ატლანტიკიდან გადმონაცვლებული ფრონტალური დეპრესიების გამო, აგრეთვე მთების განლაგების გამო, რომელიც იწვევს ნალექების რაოდენობის ზრდას სიმაღლესთან ერთად. შოტლანდიის მთიანეთის დასავლეთ ნაწილში წლიური ნალექები დაახლოვებით 1000 მმ-ია და მათი საშუალო წლიური ინტენსივობა დაახლოვებით 2,0 მმ/სთ-ს შეადგენს. ნალექების ცვლილება სიმაღლის მიხედვით აქ აღწერილ იქნა შემდეგი სახის წრფივი დამოკიდებულებით: $Q = 714 + 2,42H$, სადაც H სიმაღლეა მეტრებში. რეგრესიის განტოლებიდან ნულოვანი გადახრის ხაზი ემთხვევა ძირითად აღმოსავლეთ-დასავლეთის წყალგამყოფს შოტლანდიაში, ჩრდილოეთ ინგლისში და უელსში. დადებითი გადახრები, დაახლოვებით 600 მმ-ზე მეტი აღინიშნება დასავლეთ შოტლანდიაში, ლეიკ-დისტრიქტში და უელსში, ხოლო უარყოფითი გადახრები, 600 მმ-ზე ნაკლები- მთა კაირნგორმზე, სადაც მთები დაცულია გაბატონებული ჰაერის ნაკადებისაგან. უმეტეს წილად ოროგრაფიის ზეგავლენა გამოიხატება არა ნალექების ხანგრძლივობაში, არამედ მათი ინტენსივობის მომატებაში. ზამთარში მთებში ქვეფენილი ზედაპირის ტემპერატურა 0°C -ზე ნაკლებია, ამიტომ ხშირად, გამსაკუთრებით თბილი ფრონტის დროს, მოდის გადაცივებული ნალექები და ქმნის ლიპყინულს. ასეთი „ყინულოვანი ნადები“ მეტწილად დაიკვირვება ზამთრის თვეებში, როდესაც ჰაერის ტემპერატურა 0 დან $-2,5^{\circ}\text{C}$ -ის ფარგლებშია.

დიდ ბრიტანეთში ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი დიდია, რაც დამახასიათებელია ჰაერის ზღვიური ტიპის მასებისათვის. საშუალო წლიურ ტემპერატურათა გრადიენტი უდრის დაახლოვებით $0.85^{\circ}\text{C}/100$ მ. ზამთარში გრადიენტი მინიმალურია ($0.6-0.7^{\circ}\text{C} /100$ მ), ხოლო გაზაფხულზე მაქსიმალური ($0.8-1.0^{\circ}\text{C}/100$ მ). გრადიენტის გაზაფხულის მაქსიმუმი გამოხატავს არამდგრადობის საერთო მომატებას. დიდ ბრიტანეთში საშუალო და მაქსიმალური ტემპერატურების გრადიენტები ზამთარში თითქმის თანაბარია, რადგანაც დღის ხანმოკლეობა და დიდი ღრუბლიანობა ამცირებს ვერტიკალური გრადიენტის საშუალო ცვლილებებს. მაქსიმალური ტემპერატურის გრადიენტი, რომელიც ძირითადად განისაზღვრება რადიაციული გათბობით, შეესაბამება მშრალადიბატურ ვერტიკალურ გრადიენტს. მინიმალური ტემპერატურების გრადიენტი დამოკიდებულია ადგილობრივ ოროგრაფიულ ფაქტორებზე, რაც ხშირად წარმოქმნის ინვერსიებს და გრადიენტის მნიშვნელობა კლებულობს.



ნახ. 10.1.2. დედამიწის ზედაპირის რადიაციული ბალანსი რ.სამუკაშვილის მიხედვით . მჯოული/კვ.მ წელში

საქართველოში დამახასიათებელი ძირითადი სინოპტიკური პროცესების გამეორადობა წელიწადის სეზონების მიხედვით განსხვავებულია (ცხრილი 10.1.3).

ცხრილი 1.3.1. ძირითადი სინოპტიკური პროცესების განმეორადობა. %. (შ.ჯავახიშვილი)

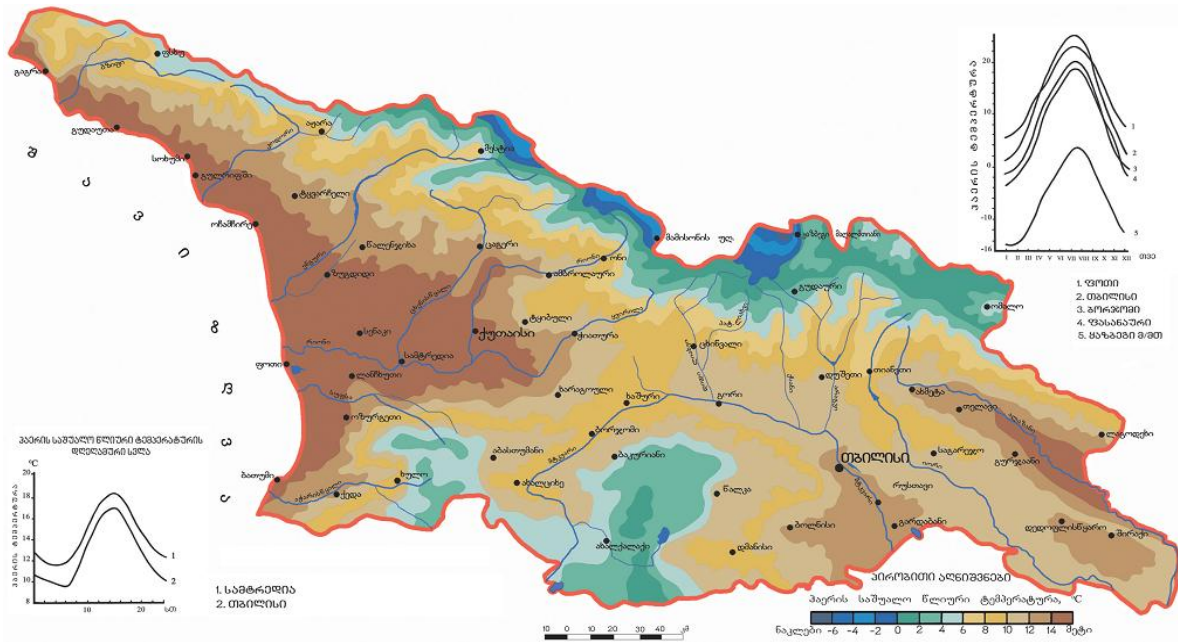
სეზონი	დასავლეთის შემოჭრა	ციკლონები და ოკლუზიის ფრონტები	აღმოსავლეთის შემოჭრა	ორმხრივი შემოჭრა	ტალღური აღრევა სამხრეთში
ზამთარი	32	22	20	7	19
გაზაფხული	38	14	12	2	34
ზაფხული	54	5	0	0	41
შემოდგომა	39	9	17	5	30

დასავლეთის პროცესები წლის თბილ პერიოდში იწვევს ტემპერატურის დაცემას, ნალექებს, ქარისა და ელქექის გაძლიერებას. შ.ჯავახიშვილის გამოკვლევების თანახმად დასავლეთის შემოჭრის დროს დასავლეთ საქართველოში მოსული ნალექების რაოდენობამ შეიძლება შეადგინოს 60-430 მმ, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოში- 2-160 მმ. 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 130 მმ ნალექი, ხოლო აღმოსავლეთში-80მმ. 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 გაგრძელებას წარმოადგენს ტალღური აღრევა ამიერკავკასიის სამხრეთში. ის ინტენსიურ განვითარებას აღწევს აღმოსავლეთ ამიერკავკასიაში, ამიტომაც აღმოსავლეთ საქართველოში უფრო მეტი ნალექი მოდის ვიდრე დასავლეთში.

10.2. ჰაერის ტემპერატურა

საქართველოს ტერიტორიაზე ჰაერის ტემპერატურის საშუალო წლიური მნიშვნელობა იცვლება 15⁰ დან მინუს 6⁰C-მდე ფარგლებში. განსაკუთრებით მაღალი ტემპერატურები (13-15⁰C) აღინიშნება შავი ზღვის სანაპიროსა და რიონის ხეობაში. აღმოსავლეთ საქართველოში განსაკუთრებით თბილი რაიონებია მტკვრის შუა დინება და ალაზნის ველი(12-13⁰C). ადგილის სიმაღლის გაზრდასთან ერთად ტემპერატურა კლებულობს და შეადგენს მესხეთის ქედის ზედა სარტყელში (ბახმარო) 4-5⁰C, დასავლეთ კავკასიონზე (მამისონის უღელტეხილი) -2-3⁰C-ს და ცენტრალურ კავკასიონზე (ყაზბეგი,მაღალმთიანი) -5-6⁰C-ს. კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში საშუალო წლიური ტემპერატურა მინუს 6⁰-ზე დაბლა ეცემა.



ნახ.10.2.1. ჰაერის ტემპერატურა. ⁰C. წელიწადი

იანვარი ყველაზე თბილი შავი ზღვის სანაპიროზეა. საშუალო თვიური ტემპერატურა აღემატება 6⁰-ს. კოლხეთის დაბლობის სიღრმეში ტემპერატურა კლებულობს 4-5⁰-მდე, ხოლო იმერეთის მაღლობზე შეადგენს 0-4⁰-ს. მესხეთის ქედის სამხრეთ ფერდობზე ტემპერატურა მინუს 4⁰-ზე დაბლა ეცემა, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში მინუს 14⁰-ზე ნაკლებია.

აღმოსავლეთ საქართველოში ყველაზე თბილი ალაზნის ვაკე და ქვემო ქართლის ვაკის ცენტრალური ნაწილია, აქ საშუალო თვიური ტემპერატურა 2⁰-მდე აღწევს. მთათაშორისი ბარის ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ტემპერატურა 0- მინუს 2⁰-ია, საქართველოს სამხრეთ მთიანეთში ეცემა მინუს 10⁰-მდე, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში-მინუს 14⁰-მდე.

აპრილში ყველაზე მაღალი საშუალო თვიური ტემპერატურა (14⁰ და მეტი) კოლხეთის დაბლობის შიდა რაიონებშია დამახასიათებელი. დაბლობის დანარჩენ ტერიტორიაზე და შავი ზღვის სანაპიროზე ტემპერატურა 12-14⁰-ია. იმერეთის მაღლობზე ტემპერატურა 10-12⁰-ს შეადგენს. მესხეთის ქედზე ტემპერატურა კლებულობს 4⁰-მდე, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში-მინუს 4⁰-მდე.

ალაზნისა და ქვემო ქართლის ვაკეებზე აპრილის საშუალო თვიური ტემპერატურა აღემატება 12⁰-ს. მთათაშორისი ბარის დანარჩენ ტერიტორიაზე ტემპერატურა 8-12⁰-ია. მთებში ტემპერატურა კლებულობს, და ჯავახეთის და სამსარის ქედებზე შეადგენს 2⁰-ს, ხოლო მაღალმთიან ყაზბეგში-მინუს 8⁰-ს.

ივლისში ყველაზე მაღალი ტემპერატურა აღინიშნება ალაზნის და ქვემო ქართლის ვაკეებზე, აგრეთვე კოლხეთის დაბლობის ცენტრალურ ნაწილში და აფხაზეთის სანაპირო ზოლში, სადაც საშუალო თვიური ტემპერატურა აღემატება 24⁰-ს. 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.

ოქტომბერში უდიდესი ტემპერატურები შავი ზღვის სანაპირო ზოლში და კოლხეთის დაბლობის ტერიტორიის დიდ ნაწილზეა(16⁰). კოლხეთის დაბლობის აღმოსავლეთ ნაწილში ტემპერატურა ეცემა 14⁰-მდე. 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-მინუს²⁰, ხოლო აღმოსავლეთ კავკასიონზე-მინუს 4⁰-მდე.

ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი საქართველოს ტერიტორიაზე აღინიშნა ყაზბეგში (მაღალმთიანი) და შეადგინა მინუს 42⁰. ტემპერატურის აბსოლუტური მინიმუმი ხერგაში შეადგენს მინუს 40⁰-ს, სამხრეთ საქართველოს მთიანეთში მინუს 39-41⁰-ს, ჯვრის უღელტეხილზე- მინუს 38⁰-ს, ბაკურიანში-მინუს 36, ხოლო ზღვისპირა რაიონებში არ ეშვება მინუს 10⁰-ზე დაბლა. აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურების ყველაზე მაღალი მნიშვნელობები დაფიქსირებულია ბათუმში (მინუს 10⁰), კოლხეთის დაბლობზე კი შეადგენს მინუს 20⁰-ს.

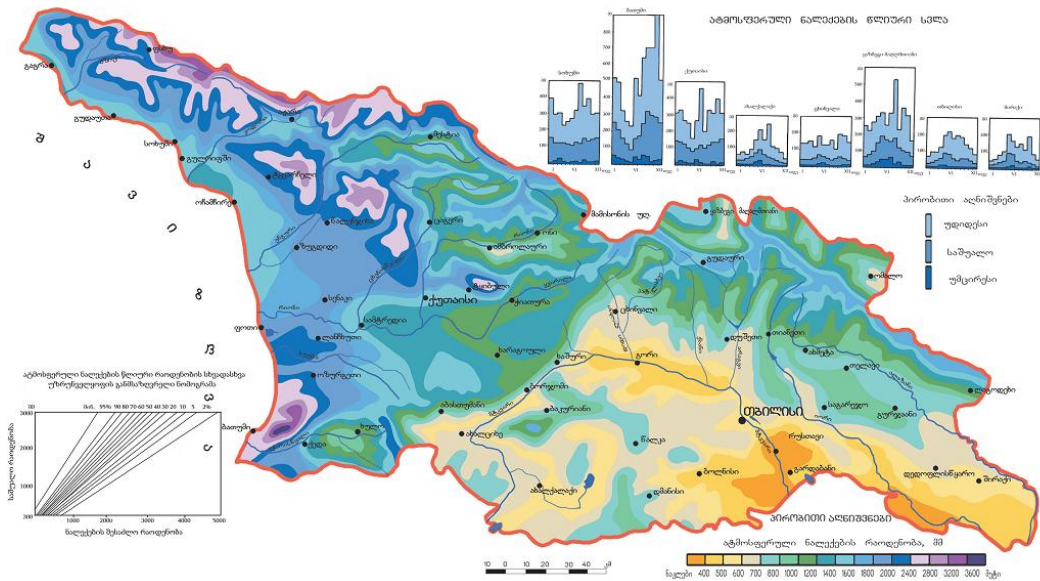
ტემპერატურის აბსოლუტური მაქსიმუმები აღნიშნულია ჭარნალში (შავი ზღვისპირეთის სამხრეთში) და ლათაში (აფხაზეთი) და შეადგენს 43⁰-ს. 42⁰ დაფიქსირებულია ქუთაისში, წყალტუბოში, ზესტაფონში, საქართველოს მთათაშორის ბარში შეადგენს 40-41⁰-ს, ხოლო მაღალმთიან ყაზბეგში ეცემა 16-მდე.

10.3. ატმოსფერული ნალექები

მოსული ნალექების ჯამების 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. 10.3.1).

ნალექების უდიდესი რაოდენობით ხასიათდება აჭარის ზღვისპირა ზოლი. სარფში წლის განმავლობაში მოდის 3145 მმ ნალექი, ბათუმში 2718 მმ. ნალექების მაქსიმუმი კი ფიქსირდება ცისკარაში, ბათუმთან ახლოს მთა მტირალაზე, ზღვის დონედან 1200 მ-ზე და 4500 მმ შეადგენს. აჭარის მოსაზღვრე გურიის ზღვისპირა ზოლში ნალექები კლებულობს 2000-2400 მმ-მდე, ხოლო აფხაზეთის სანაპიროზე არ აღემატება 1600 მმ-ს. კოლხეთის ბარის შიდა რაიონებში წლიური ნალექები შეადგენს 1200-1400 მმ-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 1000-1200 მმ-ს. სამაგიეროდ ბზიფის, კოდორის, ეგრისის და რაჭის ქედების ზღვისკენ მიქცეულ ფერდობებზე ნალექები უხვად მოდის (2800 მმ), დასავლეთ კავკასიონის თხემურ ნაწილში კი აღემატება 3000 მმ-ს.

აღმოსავლეთ საქართველო ნალექების მცირე რაოდენობით ხასიათდება. განსაკუთრებით მცირე ნალექები მოდის ივრის ზეგანზე და ქვემო ქართლის ვაკეზე, სადაც ნალექების წლიური ჯამი 400 მმ-ზე ნაკლებია. შიდა ქართლის ვაკეზე ნალექები იზრდება 600მმ-მდე, ალაზნის ველზე-800მმ- მდე, კავკასიონის საშუალო მთიანეთში-1000-1200 მმ-მდე, ხოლო მისივე თხემურ ნაწილში-2000 მმ-მდე. მცირე ნალექებით ხასიათდება სამხრეთ საქართველო. განსაკუთრებით მცირეა ნალექები ახალქალაქის ზეგანზე და მდინარე ხრამის ზემო წელში, სადაც წლის განმავლობაში მოსული ნალექების რაოდენობა შეადგენს 500-600 მმ-ს. აქ ნალექების ყველაზე დიდი რაოდენობა-1200 მმ მოდის თრიალეთის ქედის დასავლეთ ნაწილში.



ნახ.10.3.1. ატმოსფერული ნალექები. მმ. წელიწადი

ნალექების დღეღამური მაქსიმუმი დიდ ფარგლებში მერყეობს. მისი მაქსიმუმი ლანჩხუთის მახლობლად ჯურკვეთშია დაფიქსირებული და 352 მმ-ს შეადგენს. დიდია ნალექების დღეღამური მაქსიმუმი შავი ზღვის სანაპირო ზოლში, სადაც 200-300 მმ-ს შეადგენს. კოლხეთის დაბლობის შიდა რაიონებში და დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიის დიდ ნაწილზე ნალექების დღეღამური მაქსიმუმი 100-150 მმ ფარგლებში მერყეობს. ამავე ფარგლებშია ნალექების მაქსიმუმი თბილისში და მის სამხრეთით. ნალექების დღეღამური მაქსიმუმები შიდა ქართლში 30-75 მმ-მდე კლებულობს, ხოლო მინიმალურია სამხრეთ

10.4. კლიმატური რესურსების ძირითადი სახეობები

საქართველოს ჰავა ხასიათდება მდიდარი რესურსებით. ზოგიერთი კლიმატის ტიპს გააჩნია სამკურნალო თვისებები, ზოგი წარმოადგენს ენერჯის წყაროს, ხოლო ზოგი სასურველია სოფლის მეურნეობის წარმოებისათვის და ა.შ. ამრიგად საქართველოს ძირითადი კლიმატური რესურსებია- აგროკლიმატური, ენერგეტიკული და საკურორტო რესურსები. აგროკლიმატური რესურსები განისაზღვრება სითბოსა და ტენის რაოდენობით სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში, ამიტომ ის შეიძლება გამოისახოს ამავე პერიოდში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამით (T^0) და ნალექების რაოდენობით (Rმმ). ენერგეტიკული კლიმატური რესურსები შედგება ჰელიოენერგეტიკული, ქარის და ჰიდროენერგეტიკული რესურსებისგან, შესაბამისად ისინი გამოისახებიან მზის ჯამური რადიაციით (Q მჯ/კვ.მ), ქარის მუშა სიჩქარეების ხანგრძლივობით (Vსთ) და მდინარეთა წლიური ჩამონადენით (H მმ). საკურორტო რესურსები გამოისახება კურორტებისა და პერსპექტიული საკურორტო ადგილების რაოდენობით მათი პროფილის გათვალისწინებით- კლიმატური და ბალნეოკლიმატური (Nკ), ბალნეოლოგიური და ბალნეოკლიმატური (Nბ). აღნიშნული კლიმატური რესურსების პოტენციური ინტეგრალური მაჩვენებელი, გამოთვლილი ნ.კობიშევას მეთოდით და გამოსახული პირობით ერთეულებში (P), აგრეთვე მისი განაწილება რესურსების ცალკეულ მდგენელებად %-ში, საქართველოს ადმინისტრაციულ მხარეებში წარმოდგენილია ცხრილში 10.4.1.

ცხრილი 10.4.1. კლიმატური რესურსების პოტენციური ინტეგრალური მაჩვენებელი (P), და მისი განაწილება რესურსების ცალკეულ მდგენელებად (%), საქართველოს ადმინისტრაციულ მხარეებში

№	ადმინისტრაციული მხარე	რესურსები %							ინტეგრალური მაჩვენებელი პირობით ერთეულებში
		აგროკლიმატური		ენერგეტიკული			საკურორტო		
		T	R	Q	V	H	Nk	Nb	
1.	აფხაზეთი	4	28	17	0	20	31	0	58
2.	სამეგრელო-ზემო სვანეთი	24	9	12	7	17	11	20	84
3.	გურია	18	44	0	6	31	1	0	36

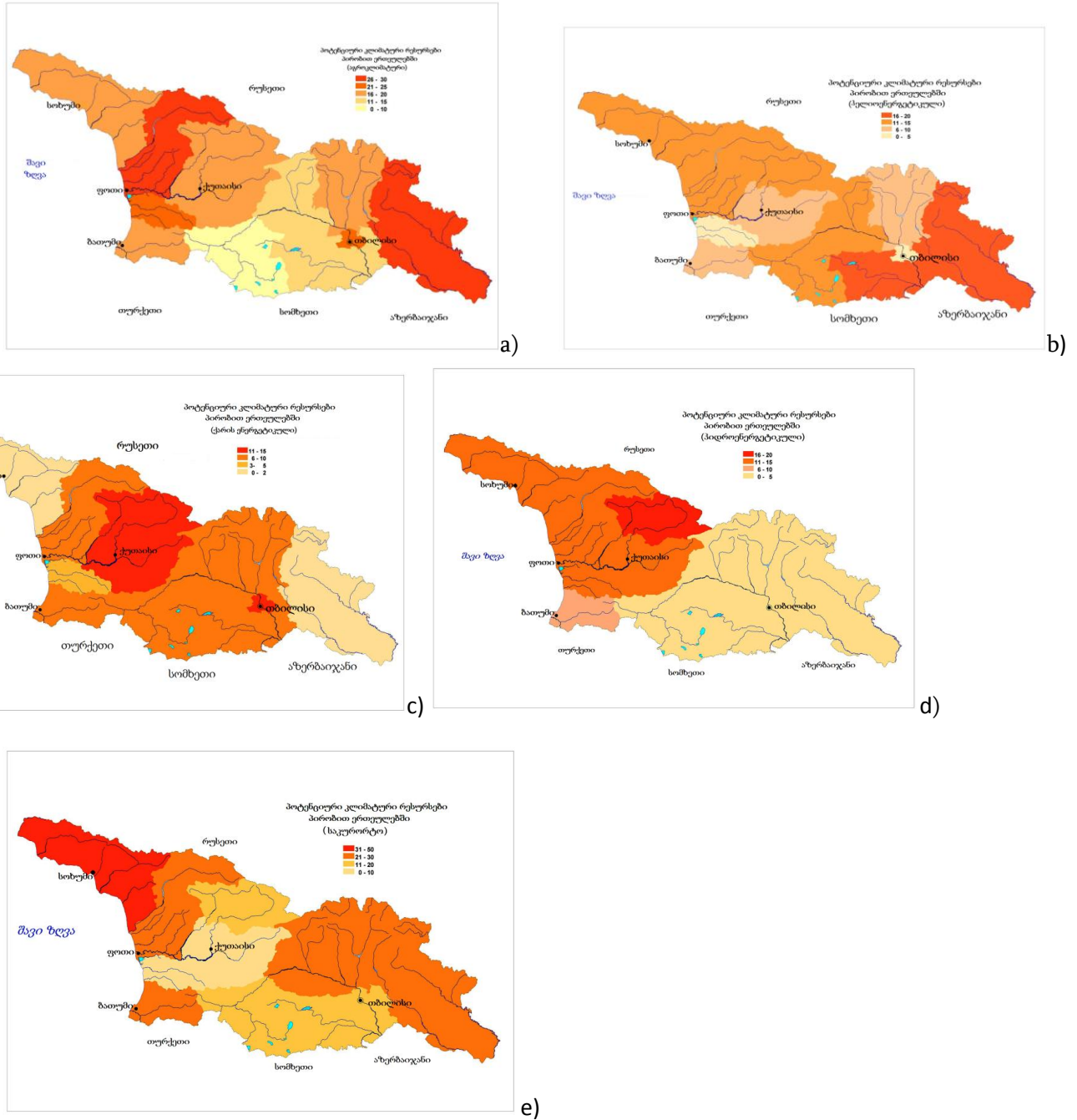
4.	აჭარა	16	18	12	21	11	22	0	41
5.	რაჭა-ლეჩხუმი ქვემო სვანეთი	0	21	16	16	24	12	11	75
6.	იმერეთი	13	15	13	20	22	0	17	50
7.	სამცხე-ჯავახეთი	0	0	27	23	2	48	0	37
8.	შიდა ქართლი	23	0	19	16	0	27	15	53
9.	მცხეთა-მთიანეთი	12	14	9	11	5	19	30	55
10.	ქვემო ქართლი	25	1	30	20	0	24	0	47
11.	კახეთი	15	16	24	0	2	3	40	80
12.	თბილისი	41	7	4	21	6	4	17	48

ცხრილი 10.4.1-დან გამომდინარეობს, რომ საქართველოს ადმინისტრაციული ერთეულებიდან კლიმატური რესურსებით განსაკუთრებით მდიდარი სამეგრელო-ზემო სვანეთი და კახეთია, სადაც კლიმატური რესურსების ინტეგრალური მაჩვენებელი შესაბამისად 84 და 80 პირობითი ერთეულია. პირველ მათგანში რესურსები თითქმის თანაბრად ნაწილდება აგროკლიმატურ, ენერგეტიკულ და საკურორტო სექტორებში. განსაკუთრებით მდიდარია მხარე სითბური და ბალნეოლოგიური რესურსებით. კახეთი განსაკუთრებით მდიდარია ბალნეოლოგიური და ბალნეოკლიმატური რესურსებით, მაგრამ პრაქტიკულად უმნიშვნელოა ქარის ენერგეტიკული რესურსები. სითბოსა და ტენის რესურსები საშუალებას იძლევა ინტენსიურად განვითარდეს მიწათმოქმედება. რაჭა-ლეჩხულის და ქვემო სვანეთის პოტენციური კლიმატური რესურსები 75 პირობით ერთეულს შეადგენს. მხარე განსაკუთრებით მდიდარია ენერგეტიკული და საკურორტო რესურსებით, არასაკმარისია სითბური რესურსები. იმერეთის, ქვემო და შიდა ქართლის, მცხეთა-მთიანეთის და აფხაზეთის კლიმატური რესურსები 47-58 პირობითი ერთეულის ფარგლებში მერყეობს. მცხეთა-მთიანეთში შესაძლებელია ყველა სახის რესურსის გამოყენება, იმერეთი ღარიბია საკურორტო კლიმატური რესურსებით. ქვემო და შიდა ქართლში უმნიშვნელოა ჰიდროენერგეტიკული რესურსები, ხოლო მიწათმოქმედების განვითარებას ესაჭიროება ხელოვნური მორწყვა.

ნახ. 10.4.1-ზე წარმოდგენილია პირობით ერთეულებში გამოსახული ცალკეული სახეობის რესურსების რუკები. აღნიშნულ ნახაზდნ გამომდინარეობს, რომ ყველაზე მდიდარი აგროკლიმატური რესურსები სამეგრელო-ზემო სვანეთში და კახეთშია, სადაც მათი რესურსული პოტენციალი 25 პირობით ერთეულს აღემატება. აგროკლიმატური რესურსებით ყველაზე ღარიბი სამცხე-ჯავახეთია, სადაც პოტენციალი 10 პირობით ერთეულს არ აღემატება.

ნახ. 10.4.1. b - ის თანახმად ჰელიოენერგეტიკული რესურსებით აგრეთვე მდიდარია კახეთი, და აგრეთვე ქვემო ქართლი (16 პირ.ერთ. მეტი), ხოლო შედარებით ღარიბი-გურია (5 პირ.ერთ. ნაკლები). უდიდესი ქარის ენერგეტიკული რესურსები (16 პირობით ერთეულზე მეტი) რაჭა-ლეჩხუმში, სვანეთში, იმერეთში და თბილისის ზონაში აღინიშნება, ხოლო უმცირესი (2 პირობით ერთეულზე ნაკლები) აფხაზეთსა და კახეთში (ნახ. 10.4.1. c). ჰიდროენერგეტიკული რესურსებით მდიდარია დასავლეთ საქართველოს რეგიონები (ნახ.10.4.1. d)), განსაკუთრებით რაჭა-ლეჩხუმი და ქვემო სვანეთი, სადაც ჰიდროენერგეტიკული რესურსების პოტენციალი 16 პირობით ერთეულს აღემატება. აღმოსავლეთ საქართველოს რეგიონებში ჰიდროენერგეტიკული რესურსები პოტენციალი არ აღემატება 5 პირობით ერთეულს. ნახ. 10.4.1. e - ს თანახმად

საკურორტო რესურსებით განსაკუთრებით მდიდარი აფხაზეთია (31 პირობითი ერთეულზე მეტი), თუმცა საკურორტო რესურსები ქვეყნის სხვა რეგიონებში აჭარა, სამეგრელო, ზემო-სვანეთი, კახეთი, მცხეთა-მთიანეთი, შიდა ქართლი ეს სიდიდე საკმარისია (21-30 პირობითი ერთეული).



ნახ. 10.4.1. პოტენციური კლიმატური რესურსები პირობით ერთეულებში:
 a - აგროკლიმატური; b - ჰელიოენერგეტიკული; c - ქარის ენერგეტიკული;
 d - ჰიდროენერგეტიკული; e - საკურორტო.

ნაწილი 3. მეტეოროლოგიური დაკვირვებები და მათი კლიმატოლოგიური დამუშავების მეთოდები

თავი 11. მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა მეთოდები

11.1. მზის რადიაციის გაზომვის მეთოდები

ზოგადი ცნებები. მზე დედამიწაზე მიმდინარე ყველა პროცესის ძირითადი წყაროა. მხოლოდ მზის ენერჯის ხარჯზეა მთელი ბიოსფერო, სიცოცხლის ყველა ფორმა.

მეტეოროლოგიაში განასხვავებენ მოკლეტალღოვან (0.1-4 მკმ ტალღის სიგრძით) და გრძელტალღოვან (4-120 მკმ) რადიაციას. მოკლეტალღოვანს მიეკუთვნება მზის პირდაპირი რადიაცია S , გაბნეული რადიაცია D , ჯამური Q და არეკვლილი R რადიაციები. გრძელტალღოვან გამოსხივებას მიეკუთვნება დედამიწის ქვეფენილი ზედაპირის $E_{\text{დ}}$ და ატმოსფეროს $E_{\text{ა}}$ გამოსხივება.

მოკლეტალღოვანი რადიაციის ბალანსს დედამიწის ზედაპირზე შთანთქმული რადიაცია ეწოდება:

$$BK = Q(1-A),$$

სადაც A — ალბედოა, ანუ არეკვლილი რადიაციის შეფარდება ჯამურ რადიაციასთან.

სხვაობას დედამიწის გრძელტალღოვან გამოსხივებასა და ატმოსფეროს გამოსხივებას შორის ეფექტური გამოსხივება ეწოდება:

$$E_{\text{ეფ}} = E_{\text{ა}} - E_{\text{დ}}$$

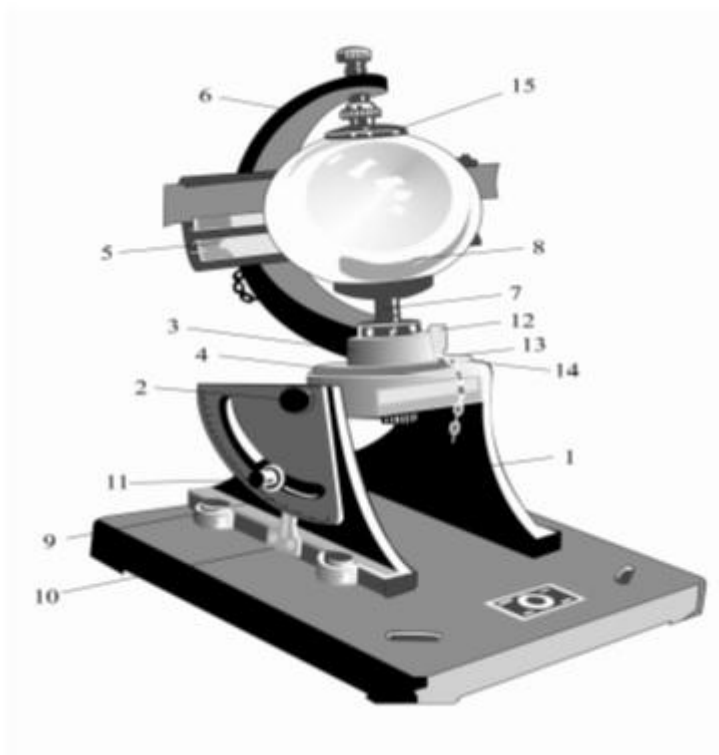
სრული რადიაციული ბალანსი კი განისაზღვრება ფორმულით:

$$B = Q(1 - A) - E_{\text{ეფ}}$$

რადიაციის ელემენტების გაზომვისას გამოიყენება შემდეგი ხელსაწყოები:

- ჰელიოგრაფი უნივერსალური ГУ-1 ;
- თერმოელექტრული აქტინომეტრი AT-50, M-3, მზის პირდაპირი რადიაციის გასაზომად მზის სხივებისადმი მართობულ ზედაპირზე;
- თერმოელექტრული პირანომეტრი M-80 M ჯამური და გაბნეული რადიაციის გასაზომად;
- თერმოელექტრული ალბედომეტრი ჯამური, გაბნეული და არეკვლილი რადიაციის ინტენსივობის გასაზომად.

ჰელიოგრაფი. ჰელიოგრაფის საშუალებით განისაზღვრება მზის ნათების ხანგრძლივობა. მისი სურათი წარმოდგენილია ნახ. 11.1.1-ზე.



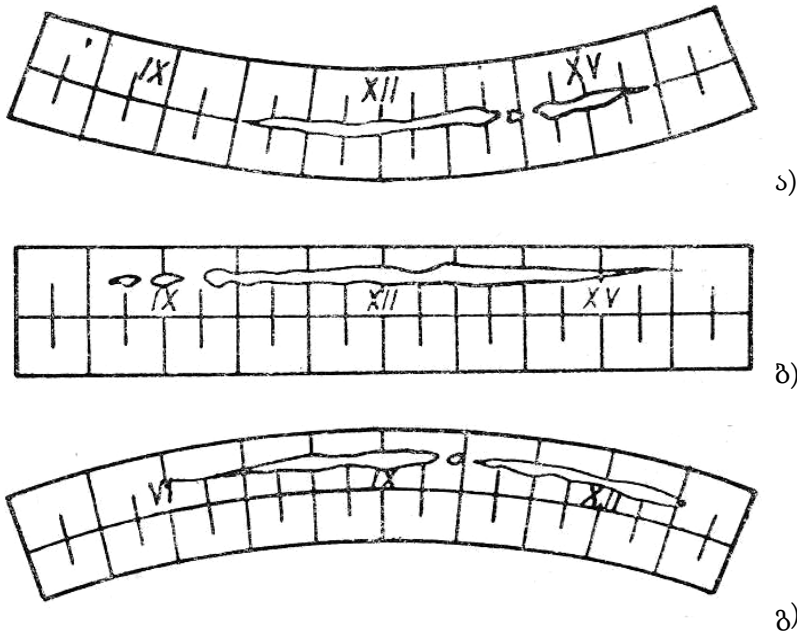
ნახ.11.1.1. უნივერსალური ჰელიოგრაფი ГУ-1:

1 - საყრდენი; 2 - ჰორიზონტალური ღერძი; 3 - სვეტი; 4 - ლიმბო; 5 - ჯამი; 6 - ფრჩხილი; 7 - სამაგრი; 8 - მინის სფერო; 9 - სექტორი; 10 - განედის მაჩვენებელი; 11 - ღერძის დახრილობის კუთხის დასამაგრებელი ხრახნი; 12 - ღრაკი; 13 - დისკი; 14 - ინდექსი დისკზე; 15 - ზედა სამაგრი.

ჰელიოგრაფი მონტაჟდება მეტეოროლოგიურ მოედანზე 2 მეტრის სიმაღლის ბეტონის, ან ხის ბოძზე, ღია ადგილას, რომ კარგი მხედველობის არე იყოს და არ ეფარებოდეს მას ხეების ტოტები ან მაღალსართულიანი შენობები. ის ყენდება ჰორიზონტალურად და ორიენტირებულია მეტეოროლოგიური სადგურის გეოგრაფიული მერიდიანისა და განედის გასწვრივ, დედამიწის ღერძის პარალელურად.

ხელსაწყოს საფუძველია მეტალის ბრტყელი პლიტა ორი საყრდენით (1). საყრდენებს შორის ჰორიზონტალურ რერძზე (2) დამაგრებულია ხელსაწყოს მოძრავი ნაწილი, რომელიც შედგება სვეტისაგან (3) ლიმბოთი (4) და ქვედა სამაგრისგან (7), ფრჩხილისგან (6), ჯამისგან (5) ზედა სამაგრით (15) და მინის სფეროსგან, რომელიც, რომელიც სფერულ ლინზას წარმოადგენს. ჰორიზონტალური ღერძის ერთერთ ბოლოზე მიმაგრებულია სექტორი (9) განედთა სკალით. ჰორიზონტალური ღერძის დასავლეთიდაბ ალმოსავლეთით გადაადგილების და ხელსაწყოს ზედა ნაწილის შემობრუნებით სვეტის ღერძს (3) აყენებენ დედამიწის ბრუნვის ღერძის პარალელურად და აფიქსირებენ ხრახნით (11). ხელსაწყოს ზედა ნაწილს შეუძლია შემობრუნდეს სვეტის ღერძის (3) გარშემო და დაფიქსირდეს ოთხ განსაზღვრულ მდგომარეობაში. ამისათვის გამოიყენება სპეციალური ღერო (12), რომელიც ჩაიდგმევა ლიმბოს და დისკის ერთერთ ნახვრეტში.

გაზომვების წარმოება ჰელიოგრაფზე მდგომარეობს სპეციალური ბაფთის ყოველდღიურ ცვლაში (ნახ.11.1.2).



ნახ.11.1.2. ჰელიოგრაფის ბაფთა, მათი გამოყენება სეზონების მიხედვით: ა)-16.10—28.02; ბ)-01.03—15.04 და 01.09—15.10; გ)-16.04—31.08.

დროის იმ პერიოდში, როდესაც მზე ანათებს ბაფთა ამოიწვება, ხოლო დროის იმ მონაკვეთებში, როდესაც მზე არ ანათებდა ბაფთა არ ამოიწვება. ბაფთის მოხსნის შემდეგ დამკვირვებელი ამუშავებს მას, დამწვარ ნაწილებს გამოიანგარიშებს საათის მეათედებში და აკეთებს შესაბამის ჩანაწერს დამკვირვებლის წიგნში.

აქტინომეტრიული ხელსაწყოები. აქტინომეტრი. აქტინომეტრი განკუთვნილია მზის პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობის გასაზომად მზის სხივებისადმი მართობულ ზედაპირზე. ნახ. 1.3.1-ზე წარმოდგენილია თერმოელექტრული აქტინომეტრის ზოგადი სურათი. მილის თავსახურში მოთავსებულია რადიაციის მიმღები, რომელიც წარმოადგენს 11მმ დიამეტრის დისკს დამზადებულს ვერცხლის კილიტისგან (ფოლგა). მზისკენ მიმართული დისკის მხარე შავადაა შეღებილი. ხოლო მეორე მხარე დაკავშირებულია აქტიურ თერმოზატერებთან. მზის შთანთქმული რადიაციის მოქმედებით გაშავებული დისკის და მასზე მიმაგრებული ბატარეის აქტიური გამტარების ტემპერატურა აღემატება კორპუსზე მომაგრებულ ბატარეის პასიურ გამტარების და შესაბამისად ჰაერის ტემპერატურას. ტემპერატურათა სხვაობის შედეგად წარმოიქმნება თერმოელექტრული დენი, რომელიც სიდიდით პროპორციულია ამ ტემპერატურათა სხვაობისა და იზომება გალვანომეტრით. მილის შიგნით მოთავსებულია დიაფრაგმები, რომლებიც გამოყოფენ 10° კუთხით დაცემულ მზის სხივს, ისე, რომ გაშავებული დისკი მზის დისკიდან და ცის მზისმახლობელი ზონიდან რადიაციას აღიქვამს 5° რადიუსით.



ნახ. 11.1.3. თერმოელექტრული აქტინომეტრი AT-50: 1— თავსახური; 2, 3 — ხრახნები; 4 — დახრილობის ღერძი; 5 — კვრანი; 6 — სამიზნე; 7 — მილი; 8 — მსოფლიოს ღერძი; 9 — განედების სექტორი; 10 — საყრდენი; 11 — ფუძე.

ხელსაწყოს დამონტაჟებისას მის ფუძეზე ისარს აყენებენ ჩრდილოეთის მიმართულებით, შემდეგ ხრახნულს მოუშვებინ და დააფიქსირებენ ადგილის განედს. ასევე ხრახნულის მოშვებით დაუმიზნებენ მილს მზეს. ღერძი ორიენტირებულია დედამიწის ბრუნვის ღერძის პარალელურად.

პირანომეტრი. პირანომეტრი გამოიყენება მზის ჯამური, გაბნეული და არეკვლილი მოკლეტალღოვანი რადიაციის გასაზომად. ხელსაწყოს საერთო სახე

წარმოდგენილია ნახ. 11.1.4-ზე. ხელსაწყოს ძირითადი ნაწილი პირანომეტრული თავსახური, სადაც არის რადიაციის მიმღები ფირფიტაშავ-თეთრი ველებით წარმოდგენილი ჭადრაკის დაფის მსგავსად. ფირფიტის მეორე მხრიდან მიმაგრებულია თერმოზატარეის წყვილები. მზის გაბნეული რადიაციის გასაზომად გამოიყენებენ პირდაპირ რადიაციას რადიაციის მიმღების დაჩრდილვით.



ნახ.11.1.4. უნივერსალური პირანომეტრი, თერმოელექტრული M-80M: 1 - პირანომეტრული თავსახური; 2 - საკეტი ზამზარა; 3 - დამაჩრდილებელის სამაგრი; 4 - ამწე ხრახნი; 5 - სტენდი; 6 - დასაკეცი ნაწილი; 7 - დონე; 8 - ხრახნი; 9 - საყრდენი

ალბედომეტრი. საველე ალბედომეტრი (ნახ. 11.1.5) განკუთვნილია იმავე აქტინომეტრული მახასიათებლების გასაზომად, რაც პირანომეტრი. მას გააჩნია ანალოგიური პირანომეტრული თავსახური, რაც პირანომეტრს. მზის გაბნეული რადიაციის გასაზომად იყენებენ დამაჩრდილებელ დისკს. ჰორიზონტალურ ზედაპირზე მზის პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა S' შეიძლება გამოანგარიშებულ იქნას, როგორც სხვაობა პირანომეტრის (ალბედომეტრის) ღია (Q) და დახურულ (D) მდგომარეობაში გაზომილ შედეგებს შორის.

მზის ჯამური რადიაცია იზომება რადიაციის მიმღების ღია მდგომარეობაში. ქვეფენილი ზედაპირიდან არეკვლილი რადიაციის გასაზომად საჭიროა პირანომეტრის თავსახური შემოვარუნოთ ქვემოდ მიწისკენ. ამავე დროს მიმღების ზედაპირი უნდა იმყოფებოდეს ქვეფენილი ზედაპირიდან 1.5 მეტრ სიმაღლეზე.



ნახ. 11.1.5. საველე ალბედომეტრი: 1 - პირანომეტრული თავსახური; 2 - საპირწონე; 3 - საწინააღმდეგო წონა

ბალანსომერი. ბალანსომერი განკუთვნილია ქვეფენილი ზედაპირის სრული რადიაციული ბალანსის გასაზომად. ხელსაწყოს მიმღები ნაწილია კვადრატული ფორმის თერმოზატარეა, რომელიც შედგება ბაფთაში გახვეული მრავალრიცხოვანი სპილენძის ნამსხვრევებისაგან. ბაფთის ხრახნის ნახევარი მოვერცხლილია, მოვერცხლილი ფენის თავი და ბოლო თერმოწყვილებს წარმოადგენენ. წყვილების ნახევარი მიმაგრებულია მიმღების ზედა ზედაპირს, ხოლო მეორე ნახევარი მიმაგრებულია მიმღების ზედა ზედაპირს. ბალანსომერის მიმღები მოთავსებულია მეტალის მრგვალ ბუდეში. გაზომვების დროს საჭიროა ის სპეციალური დონის საშუალებით განვათავსოთ ჰორიზონტალურად.

ქვედა მიმრები მიბრუნებულია ქვემოთ, ქვეფენილი ზედაპირისკენ, და მასზე ხვდება მოკლელტალოვანი არეკვლილი რადიაცია R_k და ქვეფენილი ზედაპირის გრზელტალოვანი გამოსხივება E_d არაკვლილ გრზელტალოვან რადიაციასთან R_d ერთად. მეორე მიმღები მიმართულია ზევით, ის ღებულობს მზის მოკლელტალოვან ჯამურ რადიაციას $Q = S + D$ ატმოსფეროს გრძელტალოვან გამოსხივებასთან E_a ერთად.



ნახ.11.1.6. ბალანსომერი M-10 M

ამ გაზომვების პარალელურად ატარებენ დამხმარე დაკვირვებებს ღრუბლების რაოდენობაზე, ფორმაზე, ციცი ფერზე, ქვეფენილი ზედაპირის მდგომარეობაზე, ზომავენ ატმოსფეროს წნევას, ქარის სიჩქარეს ბალანსომერთან ახლოს, ჰაერის ტემპერატურას და სინოტივეს, ნიადაგის ტემპერატურას, თოვლის საფარის მდგომარეობას

11.2. ტემპერატურის და სინოტივის გაზომვის მეთოდები

მეტეოროლოგიურ სადგურებზე განისაზღვრება ჰაერის ტემპერატურის და სინოტივის შემდეგი მახასიათებლები:

- ჰაერის ტემპერატურა დაკვირვების ვადაზე (ცელსიუს გრადუსებში);
- ჰაერის მინიმალური და მაქსიმალური ტემპერატურა დაკვირვებათა ვადებს შორის;
- წყლის ორთქლის პარციალური წნევა (ჰეკტოპასკალი, ჰპა);
- გაჯერების დეფიციტი (ჰეკტოპასკალი, ჰპა);

- ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე (პროცენტი);
- ნამის წერტილი (გრადუსი).

ჰაერის ტემპერატურის გასაზომად გამოიყენება თერმომეტრები, რომლებიც დამონტაჟებულია ფსიქრომეტრულ ჯიხურში (ნახ. 11.2.1), დედამიწის ზედაპირიდან 2მ სიმაღლეზე. ჯიხურს გააჩნია თავისი დაცვა, ამიტომ მზის რადიაციის გავლენა ტემპერატურაზე გამორიცხულია.

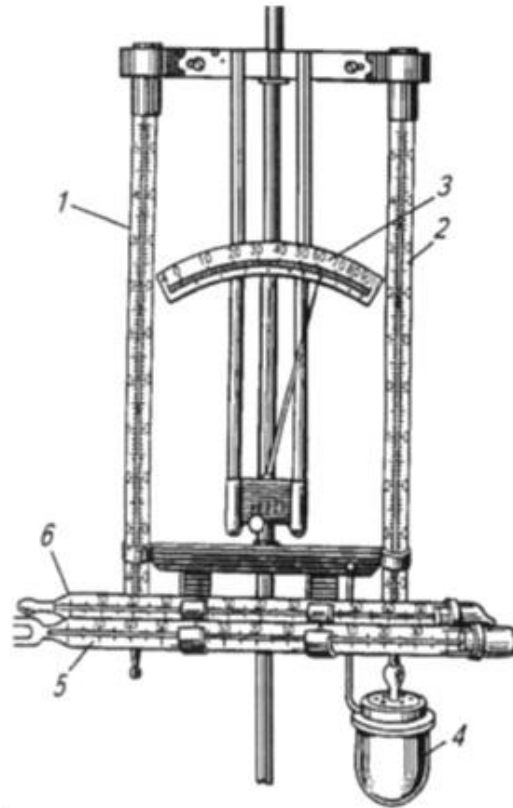
ნახ.11.2.1-ზე წინა პლანზე მოჩანს ორი ერთნაირი ვერტიკალურად განლაგებული ვერცხლისწყლიანი თერმომეტრი, მათ ვადიან თერმომეტრებს უწოდებენ. ვადიანი ეწოდება იმიტომ, რომ მათზე დაკვირვება ტარდება გარკვეულ ვადებზე, ყოველ სამ საათში ერთხელ. ვადიანი თერმომეტრებიდან ერთი არის მშრალი (1), ხოლო მეორე სველი (2). სველი თერმომეტრის რეზერვუარს შემოხვეული აქვს ბატისტი, რომელიც ჩაშვებულია წყლიან ჭიქაში. ასეთი გზით სველი თერმომეტრი ზომავს აორთქლების პოტენციალურ ტემპერატურას. მშრალი თერმომეტრის ჩვენება კი განსაზღვრავს ჰაერის ტემპერატურას. მშრალი და სველი თერმომეტრების ჩვენებებით სპეციალური ფსიქრომეტრული ცხრილებიდან განსაზღვრავენ ჰაერის სინოტივის მახასიათებლებს: წყლის ორთქლის პარციალურ წნევას, შეფარდებით სინოტივეს და სინოტივის დეფიციტს.

ამავე ჯიხურში ათავსებენ მაქსიმალურ (6) და მინიმალურ (5) თერმომეტრებს, ისინი განლაგებულია ჰორიზონტალურად. მაქსიმალური თერმომეტრი ჩვეულებრივი ვერცხლისწყლიანი თერმომეტრია. მას რეზერვუარის თავი შევიწროებული აქვს, ისე რომ როდესაც ტემპერატურა იზრდება, ვერცხლისწყალი ფართოვდება და თერმომეტრი მაქსიმალურ ტემპერატურას აჩვენებს. ხოლო, როდესაც ტემპერატურა დაიკლებს, ვერცხლისწყლის სვეტი თავისით არ ჩამოდის, რადგანაც შევიწროებული რეზერვუარი ამის საშუალებას არ აძლევს. ამიტომ ანათვალის აღების შემდეგ თერმომეტრი უნდა დაიბერტყოს, ისე როგორც ჩვეულებრივ სიცხის საზომ ტერმომეტრს ბერტყავენ. ამრიგად სიცხის საზომი თერმომეტრი ჩვეულებრივი მაქსიმალური თერმომეტრია. მინიმალური თერმომეტრი სპირტიანია, ვერცხლის წყლის ნაცვლად ის შეიცავს სპირტს. სპირტში მოთავსებულია ღერაკი, რომელიც თავისუფლად ცურავს. როდესაც ტემპერატურა დაიკლებს სპირტი აწვება ღერაკს და აიძულებს მოძრაოს ქვემოთ, დაბალი ჩვენებებისაკენ. როდესაც ტემპერატურა გაიზრდება სპირტი თავისუფლად შემოუვლის ღერაკს, ამით მისი მდებარეობა აფიქსირებს მინიმალურ ტემპერატურას. ანათვალის აღების შემდეგ ტერმომეტრს ისე გადააბრუნებენ, რომ ღერაკი სპირიტს დონეზე მიიყვანონ.

ამავე ჯიხურში უკანა პლანზე მოჩანს ორი ციფერბლატი (3). ეს ბეწვის ჰიგრომეტრი – ხელსაწყო, რომლის საშუალებითაც ზომავენ ჰაერის შეფარდებით სინოტივეს. ბეწვის ჰიგრომეტრი ეწოდება იმიტომ, რომ მისი მუშაობა ეფუძვნება ადამიანის ცხიმგაცლილი თმის ბეწვის თვისებას, რომლის თენახმადაც ჰაერის სინოტივის გაზრდისას ბეწვი წაგრძელდება, ხოლო სინოტივის შემცირებისას მოკლდება, რაც ზამბარის საშუალებით გადაეცემა და სკალაზე ფიქსირდება ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის მნიშვნელობა.

ჰაერის სინოტივის განსაზღვრის მთავარი მეთოდი ფსიქრომეტრული მეთოდია, რომელიც ეფუძვნება ჰაერის ტემპერატურის და წყლით დასველებული ტერმომეტრის (სველი თერმომეტრის) ჩვენებებს. ტემპერატურის და სინოტივის გაზომვა ხდება ყოველ ვადაზე 3 საათში ერთხელ.

სინოტივის გასაზომად ფსიქრომეტრული მეთოდით გამოიყენება სტაციონარული, ან ასპირაციული ფსიქრომეტრები. ჰიგრომეტრული მეთოდით სინოტივს ზომავენ ბეწვის ჰიგრომეტრით, სინოტივის მუდმივი რეგისტრაციისთვის გამოიყენება ჰიგროგრაფი.



ნახ.11.2.1. თერმომეტრების განლაგება მეტეოროლოგიურ ჯიხურში: 1-მშრალი თერმომეტრი; 2-სველი თერმომეტრი; 3-ბეწვის ფსიქრომეტრი; 4-ფინჯანი წყლით; 5-მინიმალური თერმომეტრი; 6-მაქსიმალური თერმომეტრი.

ტემპერატურის და სინოტივის გაზომვა ხორციელდება შემდეგი თანმიმდევრობით:

– აიღებენ ანათვალს მშრალ და სველ თერმომეტრებზე, გრადუსის მეათედებში;

– აიღებენ მინიმალური თერმომეტრის ჩვენებას მცურავი ღერაკის მიხედვით, თერმომეტრს ამოაბრუნებენ ვერტიკალურა რეზერვუარით ზემოთ, ღერაკი, რომ მიცურდება სპირტის ბოლოში, თერმომეტრს დადებენ ადგილზე;

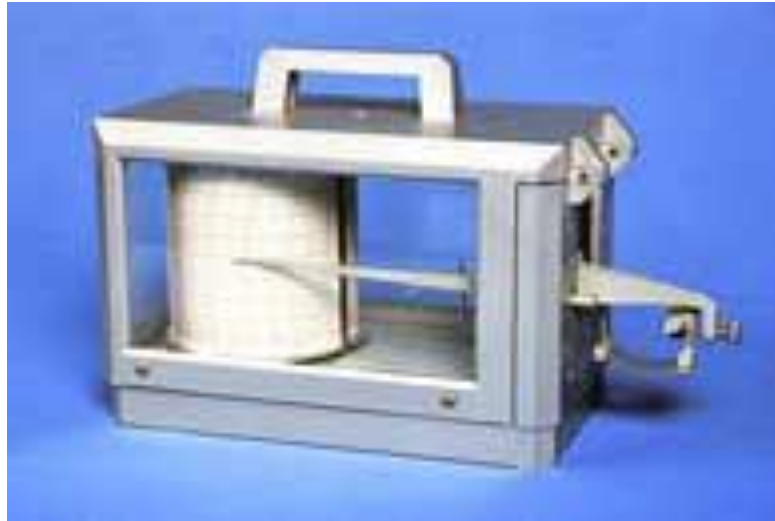
– აიღებენ მაქსიმალური თერმომეტრის ჩვენებას, შემდეგ დაბერტყავენ მას, კვლავ აიღებენ ანათვალს კონტროლისათვის და ისე დადებენ თავის ადგილზე;

– აიღებენ ჰიგრომეტრის ჩვენებას.

ანათვალი ყველა თერმომეტრზე აიღება 0,1°C-სიზუსტით, ხოლო ჰიგრომეტრზე ანათვალი აიღება ერთეული პროცენტის სიზუსტით. თითოეული ანათვალი აღებისთანავე ჩაიწერება დამკვირვებლის მეტეოროლოგიურ წიგნაკში.

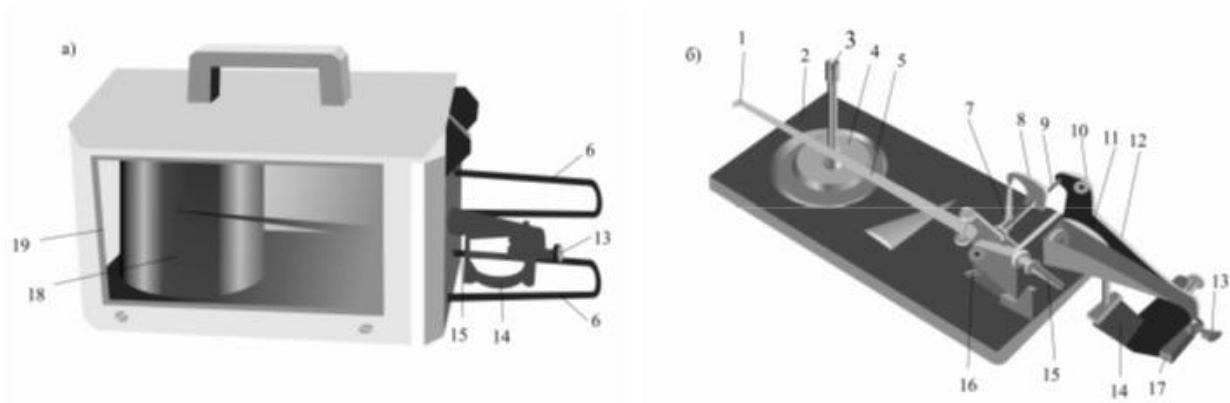
ჰაერის ტემპერატურის და სინოტივის ყოველსაათობრივი რეგისტრაციისათვის გამოიყენება თვითმწერი ხელსაწყოები-თერმოგრაფი და ჰიგროგრაფი.

თერმოგრაფი. ტემპერატურის ცვლილების რეგისტრაციისათვის გამოიყენება თვითმწერი ხელსაწყო თერმოგრაფი (ნახ.11.2.2 და ნახ.11.2.3).



11.2.2. თერმოგრაფი მეტეოროლოგიური M-16A

თერმოგრაფის ჩაწერის პრინციპი საათის მექანიზმზეა დამყარებული. ნახ. 11.2.3-ზე ციფრით 18 - აღნიშნულია მბრუნავი ცილინდრი და მასზე შემოხვეული ბაფთა. ის 24 საათის განმავლობაში ასრულებს ერთ ბრუნს. ციფრით 14 - აღნიშნულია ხელსაწყო მგრძნობიარე ნაწილი-ბიმეტალური ფირფიტა, რომელიც შეიგრძნობს ტემპერატურას. დათბობის დროს ის ფართოვდება, ხოლო გაცივებისას იკუმშება. ეს გადაეცემა კალამს (სქემაზე 1), რომელიც შესაბამის სიდიდეს აფიქსირებს ბაფთაზე. როდესაც მოხსნიან ბაფთას, მასზე ჩანაწერი აჩვენებს ტემპერატურის სვლას მთელი დღეღამის განმავლობაში.



ნახ.11.2.3. თერმოგრაფის სქემა M-16AC

a — გარეგანი სახე, 6 — მექანიზმი: 1 — კალამი, 2 — კორპუსის ფუძე, 3 — ცილინდრის ღერძი, 4 — ფიქსირებული მექანიზმი, 5 — კალმის ისარი, 6 — ფირფიტის დაცვა, 7 — წევა, 8, 11 — ბერკეტები, 9 — ისრის ღერძი, 10, 12 — კრონშტეინები, 13 — დასაყენებელი ხრახნი, 14 — ბიმეტალური ფირფიტა, 15 — დროის აღმნიშვნელი, 16 — ისრის დახრა, 17 — როკერი, 18 — ცილინდრი, 19 — ასახდელი სახურავი.

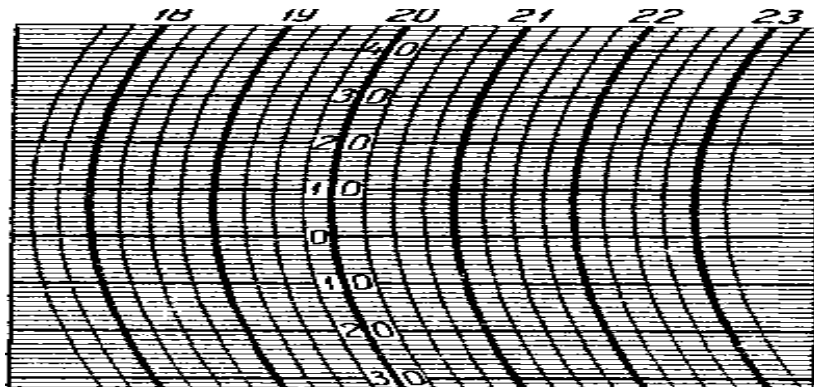
თერმოგრაფის ძირითადი კვანძებია:

- ტემპერატურის გამზომი გარდამქმნელი, ანუ ბიმეტალური ფირფიტა (14);
- გადამცემი მექანიზმი: ბერკეტები (8,11), წევა (7) და ღერძი (9);
- მარეგულირებელი ნაწილი: ისარი (5), კალამი (1), ცილინდრი საათის მექანიზმით (18);
- კორპუსი, ასახდელი სახურავით (19).

თერმოგრაფის მუშაობის პრინციპი მის მგრძობიარე ნაწილს ბიმეტალურ ფირფიტას (14) ეფუძვნება. ბიმეტალური ფირფიტა ერთი ბოლოთი უერთდება როკერს (17), რომელიც კრონშტეინის (12) საშუალებით დამაგრებულია მთავარ კრონშტეინზე (10). მეორე ბოლოთი კი შეერთებულია გადამცემ მექანიზმთან, ღერძთან (9), ისართან (5) ერთად. ბიმეტალურ ფირფიტას აქვს თვისება ტემპერატურის შეცვლისას შეიცვალოს გაღუნვის რადიუსი. ეს დეფორმაცია გადამცემი მექანიზმის საშუალებით გარდაიქმნება ისრის გადაადგილებაში, რომელზედაც მიმაგრებულია კალამი. კალამი ახდენს ჩაწერას ცილინდრზე (18) მიმაგრებულ ბაფთაზე. ცილინდრი საათის მექანიზმის საშუალებით ბრუნავს თავისი ღერძის გარშემო. ერთ სრულ შემობრუნებას ანდომებს 26 საათს და ამრიგად ბფთაზე აღინიშნება ტემპერატურის სვლა მთელი დღეღამის განმავლობაში.

თერმოგრაფის ძირითადი მექანიზმები მოთავსებულია პტასტმასის კორპუსში ასახდელი სახურავით. თერმოგრაფს ახლავს დროის აღმნიშვნელი (15), რომლის საშუალებითაც შესაზებელია კალმით მოვნიშნოტ ბაფტაზე შესაბამისი დრო, მაგალითად დაკვირვების ვადა.

ბაფთაზე დახაზულია ბლანკი, რომელზედაც ვერტიკალური და ჰორიზონტალური პარალელური წრფეებით დაოფილია ვერტიკალურ ღერძზე ტემპერატურის სკალა 1°C დანაყოფით, ხოლო ჰორიზონტალურ ღერძზე აღნიშნულია დრო 15 წუთიანი დანაყოფებით. ბაფთის ზედა ნაწილში აწერია საათები, ხოლო ვერტიკალურ წრფეზე აწერია ტემპერატურა გრადუსებში. კალმის დაფიქსირება შესაბამის დანაყოფზე ხორციელდება დასაყენებელი ხრახნის საშუალებით.

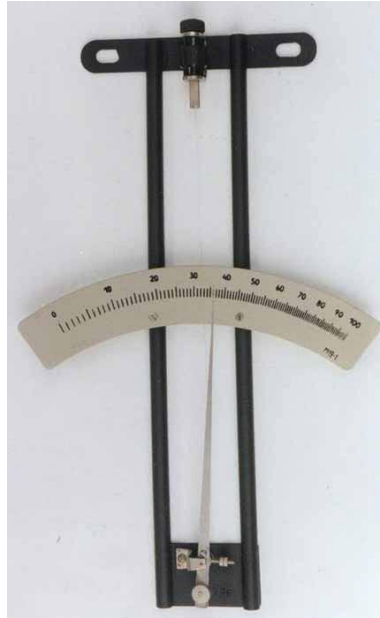


ნახ.11.2.4. თერმოგრაფის ბაფთის ფრაგმენტი

ჰიგრომეტრი. შეფარდებითი სინოტივის გასაზომად მეტეოროლოგიურ სადგურებზე გამოიყენება ჰიგრომეტრი (ნახ. 11.2.5). ამ ხელსაწყოს მუშაობას საფუძვლად უდევს სინოტივის გაზომვის დეფორმაციული მეთოდი. ჰიგრომეტრის მგრძობიარე ელემენტი ადამიანის ცხიმგაცილილი თმაა, რომელიც იცვლის სიგრძეს ჰაერში პარციალური წნევის ცვლილებასთან დაკავშირებით.

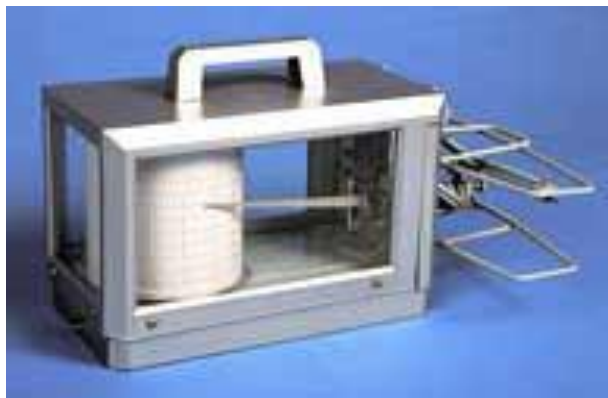
ჰიგრომეტრი შედგება ბეწვისაგან, დანადგარი მოწყობილებისგან, რომელზედაც მიმაგრებულია ბეწვი, ისრები, გამზომი სკალისა და კორპუსისგან.

თმის სიგრძის წაგრძელება პირდაპირ პროპორციულია ჰაერის ტენიანობისა. წაგრძელება იწვევს დანადგარი მოწყობილობის მოზრუნებას და შესაბამისად ისრის გადახრას, რომელიც უჩვენებს შეფარდებითი სინოტივის მნიშვნელობას.



ნახ. 11.2.5. ჰიგრომეტრი M-19

ჰიგროგრაფი. შეფარდებითი სინოტივის უწყვეტი რეგისტრაცია ეფუძვნება თვითმწერი ხელსაწყოს ჰიგრომეტრის გამოყენებას (ნახ. 11.2.6), რომელსაც გააჩნია თმის ბეწვის მგრძობიარე ელემენტი. ჰიგროგრაფის მუშაობის პრინციპი, ისევე როგორც ჰიგრომეტრის მუშაობის პრინციპი, ეფუძვნება ადამიანის ცხიმგაცლილი თმის თვითტებას-რეაგირება მოახდინოს ჰაერის სინოტივის ცვლილებაზე, წაგრძელდეს ან დამოკლდეს. ეს შესაბამისად გარდაიქმნება გადამცემი მექანიზმის საშუალებით და გადაეცემა ისარს, რომლის ბოლოშიც მიმაგრებულია კალამი.



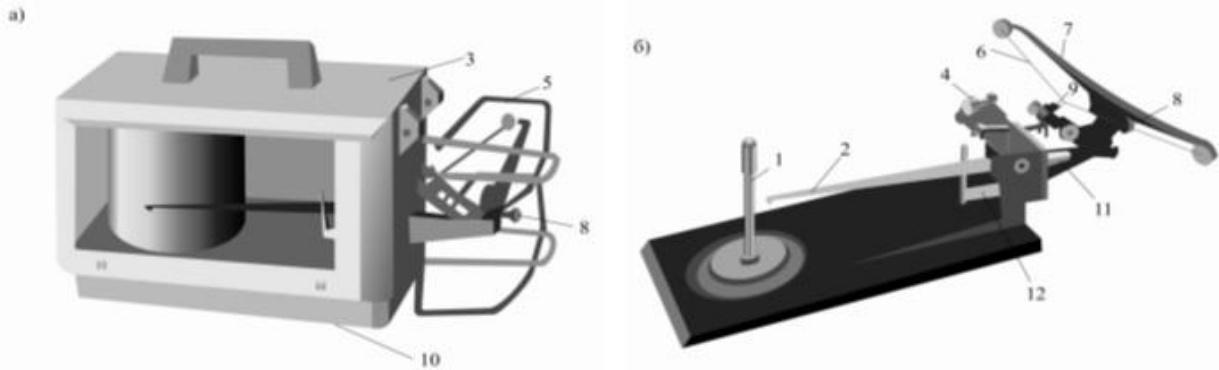
ნახ.11.2.6. ჰიგროგრაფი მეტეოროლოგიური M-21AC

ჰიგროგრაფი შედგება შემდეგი ძირითადი კვანძებისგან :

- სინოტივის გამზომი გარდამქმნელი, რასაც წარმოადგენს 35-40 ცხიმგაცილი ადამიანის თმის ბეწვების კონას (6), შესაბამისი დამცველით (5);
- გადამცემი მექანიზმი;
- რეგისტრაციის ნაწილი, ისარი, კალამი და ცილინდრი საათის მექანიზმით;
- კორპუსი, ასახდელი სახურავით.

თმის ბეწვის კონის ბოლოები მიმაგრებულია კრონშტეინის (7) სპეციალურ ბუჩქებზე. კონა დაჭიმულია კაუჭის საშუალებით, რომელიც გადამცემი მექანიზმის საშუალებით შეერთებულია ისართან (2). ცილინდრული საპირწონე (4) აჩერებს თმის ბეწვის კონას დაჭიმულ მდგომარეობაში.

ჰაერის სინოტივის შეცვლისას იცვლება თმის ბეწვების სიგრძე, რაც იწვევს ისრის და შესაბამისად კალმის ზემოდ აწევას. კალამი ახდენს ჩანაწერს ცილინდრზე მიმაგრებულ ბაფთაზე. ცილინდრი ბრუნავს თავისი ღერძის გარშემო და უზრუნველყოფს ჩაწერას დღეღამის განმავლობაში.



ნახ.11.2.7. ჰიგროგრაფის სქემა M-21AC

ა – გარეგანი სახე, *ბ* – ჰიგროგრაფის მექანიზმი: 1 – ცილინდრი ღერძი, 2 – ისარი, 3 – ასახდელი სახურავი, 4 – საპირწონე; 5 – დაცვა, 6 – თმების კონა, 7 – კრონშტეინი, 8 – დასამეგრებე ხრახნი, 9 – კაუჭი, 10 – ფუძე; 11 – ქრონომეტრის დილაკი, 12 – ისრის დახრა.

ჩამწერი ბაფთა წარმოადგენს დიაგრამულ ბლანკს, რომალზედაც თერმოგრაფის ბლანკის მსგავსად ჰიგროგრაფის ბლანკიც დაყოფილია ვერტიკალური და ჰორიზონტალური პარალელური წრფეებით. ვერტიკალურ ღერძზე შეფარდებითი სინოტივის სკალაა, სადაც ერთი დანაყოფი შეესაბამება 2%-ს. ჰორიზონტალურ ღერძზე ამ შემთხვევაშიც აღნიშნულია დრო 15 წუთიანი დანაყოფებით. ბაფთის ზედა ნაწილში აწერია საათები, ხოლო ვერტიკალურ წრფეზე აწერია სინოტივე პროცენტებში. კალმის დაფიქსირება შესაბამის დანაყოფზე ხორციელდება დასაყენებელი ხრახნის საშუალებით.

ასპირაციული ფსიქრომეტრი. ჰაერის ტემპერატურის და სინოტივის გასაზომად სავსე პირობებში გამოიყენება ასპირაციული ფსიქრომეტრი (ნახ. 11.2.8).



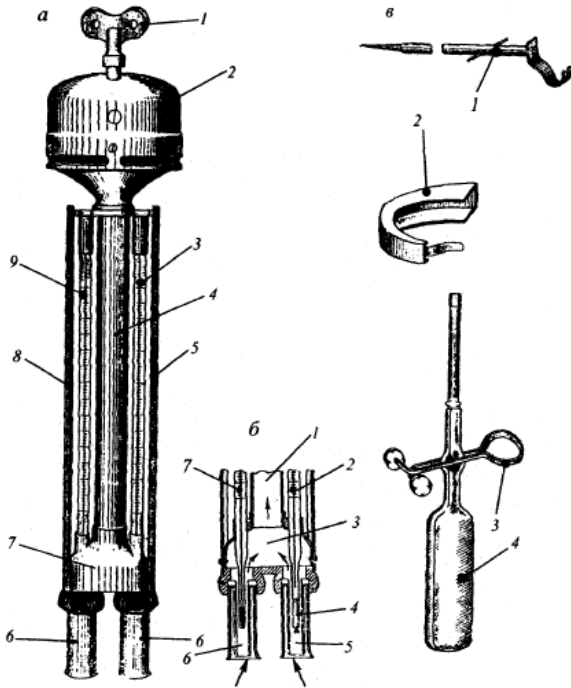
ნახ. 11.2.8. ასპირაციული ფსიქრომეტრი MB-4M.

ასპირაციული ფსიქრომეტრი შედგება ორი ერთნაირი ვერცხლისწყლის თერმომეტრისგან. მათ გააჩნიათ ცილინდრული რეზერვუარი და სკალის დანაყოფი $0,2^{\circ}\text{C}$.

მარჯვენა თერმომეტრის რეზერვუარს შემოხვეული აქვს ბატისტი. ის სველი თერმომეტრის როლს ასრულებს. ბატისტს გაზომვების დაწყების წინ ასველებენ სპეციალური პიპეტკით.

ხელსაწყოს თავზე გააჩნია ვინტილიატორი, ღომელიც შეიწოვს ჰაერს ფსიქრომეტრში,

შემოვლის თერმომეტრების რეზერვუარებს, გაივლის საჰაერო მილში და გამოიტყორცნება გარეთ. ამ დროს მშრალი თერმომეტრი უჩვენებს გარემომცველი ჰაერის ტემპერატურას, ხილი სველი თერმომეტრის ჩვენებით გამოითვლება სინოტივის მახასიათებლები. ანათვალი აიღევა ვინტილიატორის მუშაობის მეოთხე წუთზე.



ნახ. 11.2.9. ასპირაციული ფსიქრომეტრი

a - გარეგანი სახე (1 - ქარხნული გასადები; 2 - ასპირატორი; 3 - სველი თერმომეტრი; 4 - მილაკი; 5, 8 - დაცვა; 6 - დამცავი მილაკები; 7 - სამწვერა; 9 - მშრალი თერმომეტრი); b - ჭრილი (1 - მილაკი; 2 - სველი თერმომეტრი; 3 - შემაერთებელი; 4 - ბატისტი; 5 - სველი თერმომეტრის შიდა მილაკი; 6 - მშრალი თერმომეტრის შიდა მილაკი; 7 - მშრალი თერმომეტრი); B - აქსესუარები: 1 - კიოკ; 2 - ქარისგან დამცავი; 3 - სამაგრი; 4 - რეზინის ნათურა)

ქვეყნილი ზედაპირის ტემპერატურის და მდგომარეობის განსაზღვრა. ნიადაგის სითბური რეჟიმი დამოკიდებულია ნიადაგის სითბურ თვისებებზე, მის მექანიკურ შემადგენლობაზე და სხვა ფაქტორებზე. ნიადაგის და თოვლის საფარის ზედაპირის ტემპერატურას მეტეოროლოგიურ სადგურებზე ზომავენ სპეციალური თერმომეტრებით (ნახ.11.2.10).

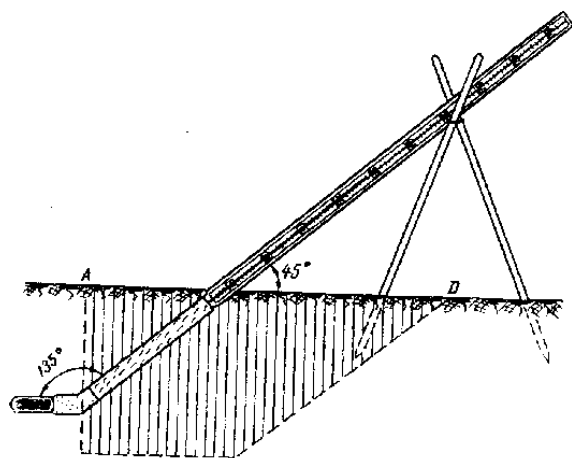
ნახ.11.2.10. ნიადაგის და თოვლის საფარის ზედაპირის ტემპერატურის გამზომი თერმომეტრი TM-3



მაქსიმალური ტემპერატურის გასაზომად გამოიყენება ვერცხლისწყლიანი თერმომეტრი TM-1, ხოლო მინიმალური ტემპერატურის გასაზომად გამოიყენება სპირტიანი მინიმალური თერმომეტრი TM-2, ისეთივე თერმომეტრები, რომლებიც მოთავსებულია ფსიქრომეტრულ ჯიხურში და ზომავენ ჰაერის მაქსიმალურ და მინიმალურ ტემპერატურას.

ამიტომ ანათვლების აღება ხდება ანალოგიურად: აიღებენ მინიმალური თერმომეტრის ჩვენებას მცურავი ღერაკის მიხედვით, თერმომეტრს ამოაბრუნებენ ვერტიკალურად რეზერვუარით ზემოთ, ღერაკი, რომ მიცურდება სპირტის ბოლოში, თერმომეტრს დადებენ ადგილზე. ასევე აიღებენ მაქსიმალური თერმომეტრის ჩვენებას, შემდეგ დაბერტყავენ მას, კვლავ აიღებენ ანათვალს კონტროლისათვის და ისე დადებენ თავის ადგილზე; ანათვალი ყველა თერმომეტრზე აიღება $0,1^{\circ}\text{C}$ -სიზუსტით და მაშინვე მუშავდება.

ნიადაგის ტემპერატურის გაზომვა სიღრმეებზე. ნიადაგის სხვადასხვა სიღრმეებზე ტემპერატურის გაზომვისათვის გამოიყენება სავინოვის მუხლა თერმომეტრები. წარმოადგენს კომპლექსს ოთხი ვერცხლისწყლის თერმომეტრისაგან ცილინდრული რეზერვუარით, რომელთა ბოლოებიც მომრგვალებულია.



ნახ.11.2.11. სავინოვის მუხლა თერმომეტრი

სავინოვის თერმომეტრი მოღუნულია 135° -ის კუთხით, რეზერვუარიდან დაახლოებით 2-3 სმ მანძილზე. ეს საშუალებას იძლევა თერმომეტრი მოთავსდეს ნიადაგში ისე, რომ რეზერვუარი და მისი ნაწილი მოღუნვის ადგილამდე იმყოფებოდეს

ნიადაგის ფენის ქვეშ ფორიზონტალურ მდებარეობაში.

ასე ათავსებენ ყველა თერმომეტრს სხვადასხვა სიღრმეებზე: 5სმ, 10სმ, 15სმ და 20სმ ერთ ხაზზე დასავლეთიდან აღმოსავლეთის მიმართულებით. თითოეული თერმომეტრის სკალა ნიადაგს ზემოდ არის განლაგებული.

ტემპერატურის გასაზომად უფრო დიდ სიღრმეებზე მეტეოროლოგიურ სადგურებში გამოიყენება ამოსაწევი თერმომეტრები, რომლების ზომავენ ტემპერატურას 40, 80, 160, 320 და ა.შ. სანტიმეტრ სიღრმეზე.

არსებობს აგრეთვე სხვა ტიპის თერმომეტრების გამოყენების პრაქტიკა. მაგალითისათვის მოგვყავს ნახ. 11.2.12.



ნახ.11.2.12. ნიადაგის თერმომეტრი AM-34

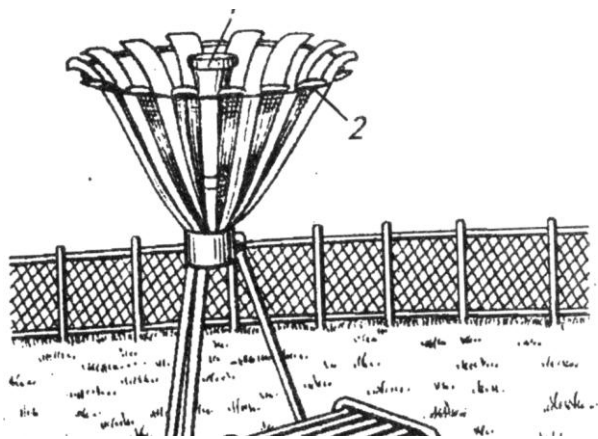
ნახ. 11.2.12-ზე წარმოდგენილი თერმომეტრი განკუთვნილია ვადიანი, მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურის გასაზომად ნიადაგის სიღრმეებში სასოფლო-სამეურნეო სამუშაოების ჩატარების დროს. თერმომეტრი შედგება გაზომვის და რეგისტრაციის ბლოკისგან, ინფორმაციის პულტისგან და კვების ბლოკისგან.

გაზომვის და რეგისტრაციის ბლოკი უზრუნველყოფს ნიადაგის ტემპერატურის გაზომვას 30 წუთიანი პერიოდულობით და იხსომებს მინიმალურ და მაქსიმალურ ტემპერატურებს.

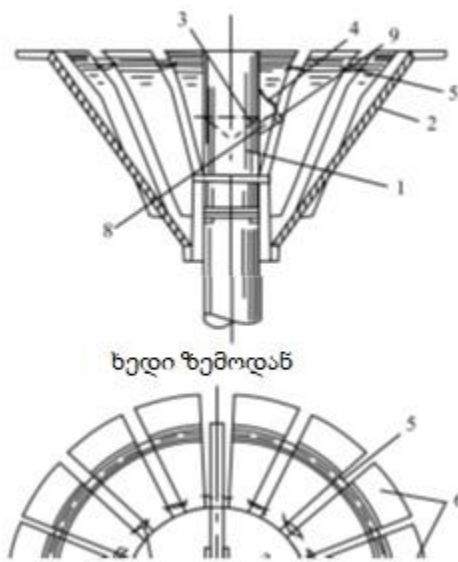
გაზომვის და რეგისტრაციის ბლოკი თავსდება ნიადაგში, ხოლო ინფორმაცია აითვლება მოძრავი ინფორმაციის პულტიდან. მოძრავი ინფორმაციის პულტი უზრუნველყოფს ციფრულ ინდიკატორზე ინფორმაციის მიღებას, ჩაწერას და ჩვენებას.

11. 3. ატმოსფერული ნალექების გაზომვის მეთოდები

ნალექზომები. ატმოსფერული ნალექების რაოდენობის გასაზომად გამოიყენება ტრეტიაკოვის ნალექზომი 0-1 200 cm² მიმღები ზედაპირით (ნახ. 11.3.1 და ნახ. 11.3.2). ნალექზომის კომპლექსი შედგება ორი მეტალის ჭურჭლისაგან ნალექების შეგროვებისა და შენახვისათვის, ერთი თავსახურისაგან მათთვის, ქარისმიერი დამცავისგან და 2 გამზომი ჭიქისგან.



ნახ. 11.3.1. ტრეტაკოვის ნალექზომი O-1



ნახ.11.3.2. ნალექზომის O-1 სქემა:

1 — ნალექების შესაკრები ჭურჭელი, 2 — ჯიბი, 3 — დიაფრაგმა, 4 — ჯაჭვი თავსახურისგან, 5 — სარტყელი, 6 — ქარისაგან დამცავი ზოლები, 7 — შემერთებელი ჯაჭვი, 8 — ჩამოსაცლელი ცხვირი, 9 — თავსახური

ნალექების შესაგროვებლად გამოიყენება ჭურჭელი (1), რომელიც წარმოადგენს 40 სმ სიმაღლის, 159.5 მმ დიამეტრის და 200 სმ² ფართობის მიმღები ზედაპირის ცილინდრს, რომელიც დამონტაჟებულია დედამიწის ზედაპირიდან 2 მ სიმაღლეზე.

ჭურჭლის შიგნით დადუღებულია წაკვეთილი ფორმის დიაფრაგმა (3), რომელსაც გააჩნია ნახვრეტი ჭლის ჩამისადენად. დიაფრაგმის ნახვრეტი ოხურება ძაბრით.

ნალექზომს გარედან მიდუღებული აქვს ცხვირი (8) შეგროვებული ნალექების ჩამოსაცლელად. ცხვირი იხურება თავსახურით (9), რომელიც მიმაგრებულია ჭურჭელზე ჯაჭვით (4).

ნალექშომის ქარისმიერი დამცავი შედგება 15 ზოლისგან (6). მათი ზედა ბოლოები გადაღუნულია გარეთ და მდებარეობენ ერთ ჰორიზონტალურ სიბრტყეში. სარტყელის (5) საშუალებით ზოლები მაგრდება ბოძზე, რომელზედაც მაგრდება ნალექშომი სამი ჯიბით (2).

პლუვიოგრაფი. თხევადი ნალექების ინტენსივობის რეგისტრაციისათვის მეტეოსადგურებზე გამოიყენება პლუვიოგრაფი (ნახ.11.3.3 და ნახ.11.3.4). პლუვიოგრაფი II-2 შედგება მიმღები ნალექშემკრები ცილინდრისგან, სარეგისტრაციო ნაწილისგან, ტივტივათი და საათის მექანიზმით და საკონტროლო ჭურჭლისგან ჩამოღვრილი წყლის დასაგროვებლად, რომელიც მოთავსებულია კორპუსში.

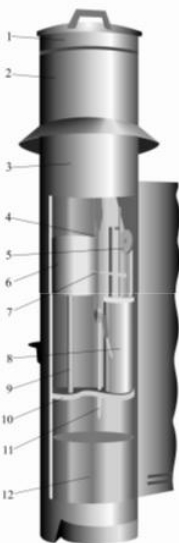


ნახ.11.3.3. პლუვიოგრაფი II-2M, საერთო ხედი

მიმღები ჭურჭელი წარმოადგენს ცილინდრში მიმღები ზედაპირის ფართობით 500 სმ². ჭურჭლის კონუსისმაგვარ ფსკერზე რამოდენიმე ნახვრეტია, რომლებზეც მიდუღებულია ჩამომღვრელი მილი. მიმღები ჭურჭელი შეერთებულია რკინის ცილინდრულ კორპუსთან (3).

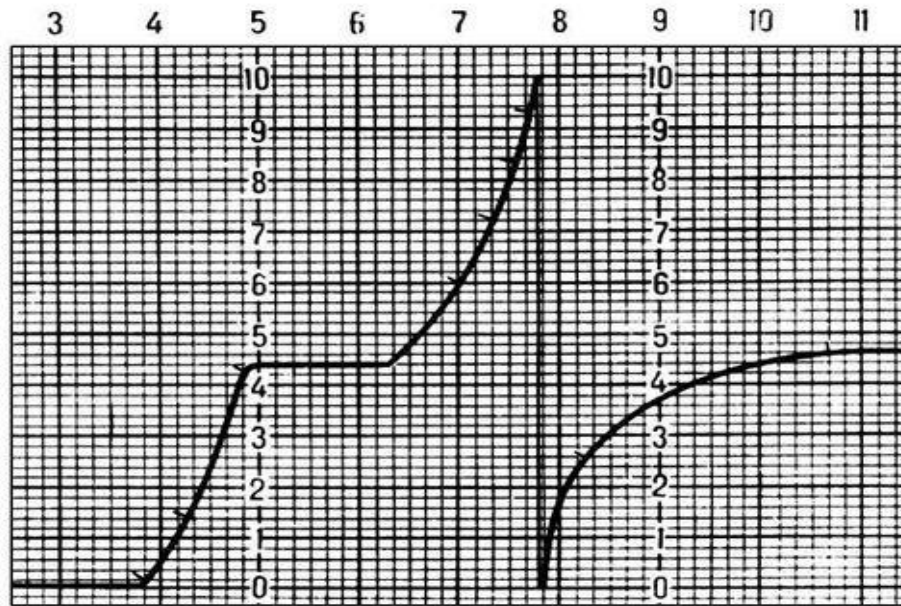
მუშა მდგომარეობაში მიმღები ჭურჭელი იხურება თავსახურით. ხელსაწყოს მარეგისტრირებელი მოწყობილობა დამონტაჟებულიაჰორიზონტალურ მეტალის თაროზე (10) და შედგება ტივტივას კამერისგან (8) და საათის მექანიზმისგან (6) ცილინდრით, რომელზეც მაგრდება ღერძი (9). ტივტივას კამერის შიგნით იმყოფება მეტალის ტივტივა (5), რაზედაც მიმაგრებულია ისარი (7) კალმით, რომელიც შესაბამის ჩაწერას ახდენს ცილინდრზე დამაგრებულ ბაფთაზე. ხელსაწყოს კორპუსის ქვედა ნაწილში მოთავსებულია საკონტროლო ჭურჭელი (12), სადაც ჩაიღვრება ნალექები. წყლის ჩამოღვრა ხორცელდება მინის სიფონის საშუალებით (11).

ნახ.11.3.4. პლუვიოგრაფი II-2M სქემა



1 — სახურავი, 2 — მიმღები ჭურჭელი, 3 — კორპუსი, 4 — ძაბრის მილი, 5 — ტივტივას ღერძი, 6 — საათის მექანიზმი, 7 — ისარი, 8 — ტივტივას კამერა, 9 — ცილინდრის ღერძი, 10 — თარო, 11 — სიფონი, 12 — საკონტროლო ჭურჭელი

ამრიგად პლუვიოგრაფის მიმღებ ნალექშემკრებ ცილინდრულ ჭურჭელში ხდება ნალექების შეგროვება, შემდეგ რეგისტრაცია დროის შესაბამისად, რაც საბოლოოდ აისახება კალმით ბაფთაზე, რომელზეც დატანილია დიაგრამული ბლანკი. როდესაც წვიმის წყალი გარკვეულ დონეს მიაღწევს, ის ავტომატურად ჩამოიღვრება და ჩაწერა კვლავ გაგრძელდება (ნახ.11.3.5).



ნახ.11.3.5. პლუვიოგრაფის ჩანაწერი

ამ ჩანაწერზე კარგად ჩანს ჩამოდვრის მომენტი, რომელიც შეესაბამება დაახლოებით 7 საათსა და 50 წუთს. ბლანკზე ჩაწერილი დიაგრამა საშუალებას იძლევა განვსაზღვროთ მოსული ნალექების რაოდენობა, მათი განაწილება დროში. ბლანკზე ვერტიკალური წრფე, რომელიც ზემოდან ჩამოდის ნულამდე, სწორედ ჩამოდვრის მომენტს შეესაბამება. სწორად მოქმედი პლუვიოგრაფი ჩამოდვრას უნდა ასრულებდეს სრული ნაკადით და გრძელდებოდეს დაახლოებით 17-20 წუთის განმავლობაში. ამ დროს კალამი ბაფთაზე ვერტიკალურ წრფეს ხაზავს. პლუვიოგრაფს ბაფთას უცვლიან ყოველდღიურად საღამუს 20 საათის შემდეგ. საათის მექანიზმის მომართვა საჭიროა კვირაში ორჯერ ბაფთის შეცვლის დროს. ბაფთის მოხსნის შემდეგ ხდება მისი დამუშავება, საჭიროების შემთხვევაში შემოაქვთ შესწორება. შესწორება ხდება შემდეგნაირად. საკონტროლო ჭურჭელში ჩაღვრილი ნალექების საერთო ჯამს აკლებენ ბაფთაზე დარეგისტრირებულ ნალექების ჯამს. მოღებულ სხვაობას ყოფენ ჩამოდვრათა რაოდენობაზე. მიღებული შედეგი წარმოადგენს შესწორებას, რომელიც ემატება ყოველი 10-წუთიანი ინტერვალის შემდეგ დარეგისტრირებულ ნალექების რაოდენობას.

თოვლის საფარის გაზომვა. ზამთრის პერიოდში მოსული მყარი ნალექების რაოდენობის გაზომვის და მისი მმ-ში გამოსახვის გარდა ხდება დაკვირვება თოვლის საფარზე. თოვლის საფარი ხასიათდება სიმძლავრით, სიმკვრივით და წყლის მარაგით მმ-ში. თოვლის სიმკვრივე განისაზღვრება ერთ კუბურ სანტიმეტრში, ანუ გ/კუბ.სმ.

თოვლსაზომი სტაციონარული ლარტყა წარმოადგენს მშრალი ხისგან გაკეთებულ იარაღს (ნახ.11.3.6). მისი სიგრძე 180 სმ, ან 130 სმ-ია, სიგანე 6სმ, ხოლო სისქე 2.5 სმ. ლარტყა შეღებილია თეთრი ზეთის საღებავით, ან ემალის საღებავით და წინა მხრიდან გააჩნია სკალა სანტიმეტრებში. ლარტყის გამოყენების პრინციპი მდგომარეობს შემდეგში: მას ვერტიკალურად ჩაარჭობენ თოვლში.

თოვლის საფარის სიმაღლეს მეტეოროლოგიურ სადგურებზე ზომავენ შემდეგი წესების დაცვით:

- გამოიყენება სპეციალური ლარტყა, რომლის გამართულობასაც ამოწმებენ უშუალოდ გაზომვების დაწყების წინ;

– აიღებენ ანათვალს თანმიმდევრობით რეიკების საშუალებით № 1, 2 და 3 ერთი სმ სიზუსტით. ანათვლების აღებისას დამკვირვებელი უნდა იმყოფებოდეს რეიკებიდან 2-3 მეტრით დაშორებულ მანძილზე.

- თუ ანათვალი ლარტყაზე პირველ დანაყოფის ნახევარზე ნაკლებია, მაშინ შესაბამის გრაფაში წერენ ციფრს 0, თუ კი ანათვალი ნახევარ დანაყოფს აღემატება, მაშინ გრაფაში ჩაწერენ 1სმ-ს.



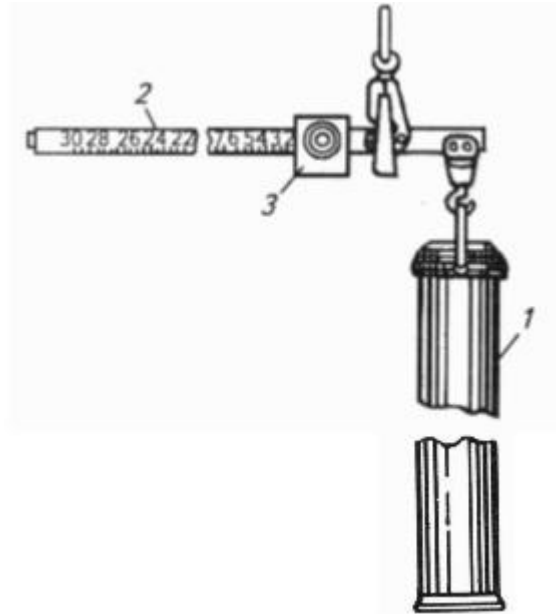
ნახ. 11.3.6. სტაციონარული თოვლსაზომი ლარტყა M-103-1/2 და M-104-1/2

წონითი თოვლსაზომი (ნახ.11.3.7 და ნახ 11.3.8) განკუთვნილია თოვლის სიმკვრივის გასაზომად თოვლსაზომი სამუშაოების დროს. ია შედგება მეტალის ცილინდრისგან და სასწორისგან. ცილინდრის ერთ ბოლოზე მიმაგრებულია რგოლი მჭრელი კბილებით, მეორე ბოლო კი იხურება თავსახურით.

თოვლსაზომის მუსაობის პრინციპი ეფუძვნება თოვლის შერჩეული ნიმუშის მასის გაწონასწორებას გირის გადაადგილებით და თოვლის აღებული სიმაღლის ვიზუალური ანათვალის აღებას სკალიდან, რომელიც დატანილია ნიმუშების ასაღებ ცილინდრზე. თოვლსაზომი შედგება: მეტალის დაგრაღულირებული ცილინდრისგან (1), მეტალის სახაზავისგან (2) და საპირწონე გირისგან (3).



ნახ.11.3.7. წონითი თოვლსაზომი BC-4 , საერთო ხედი



ნახ.11.3.8. წონითი თოვლსაზომი BC-4 , სქემა:

1 — მეტალის დაგრადულირებული ცილინდრი, 2 — მეტალის სახაზავი სკალით, 3 — გირი საპირწონე

თოვლსაზომი საუშაოების ჩატარების წინ რაიმე მარშრუტზე, წინასწარ საჭიროა ამ მარშრუტის შესწავლა, მისი დახასიათება-რელიეფის, მცენარეული საფარის, ქვეფენილი ზედაპირის. არშრუტის შესწავლას და აღწერას ახდენენ წინასწარ გაზაფხულზე, ან შემოდგომაზე. არწერაში მოცემული უნდა იყოს გარემოს დეტალური დახასიათება, ნაგებობების, ხეების, ბუჩქნარის, უსწორმასწორობის, სხვადასხვა წინააღმდეგობების არსებობა.

11.4. ატმოსფეროს წნევის გაზომვის მეთოდები

ზოგადი დებულებები. ატმოსფეროს წნევა წარმოადგენს ძალას, რომელიც მოქმედებს ერთეულოვან ზედაპირზე. ის ატმოსფეროს ფიზიკური მდგომარეობის უმნიშვნელოვანესი მახასიათებელია. ჭნევათა სხვაობები ჰორიზონტალური მიმართულებით ჰაერის გადაადგილების მიზეზია ხოლო მისი ცვლილება დროში განაპირობებს ატმოსფერული ფრონტების, ციკლონები, ანტიციკლონების წარმოშობას, ჰაერის მასების მონაცვლეობას. მონაცემები ატმოსფერული წნევის შესახებ საჭიროა სინოპტიკური რუკების შედგენისას.

ატმოსფერული წნევის სიდიდე განისაზღვრება ერთეულოვანი განიკვეთის ჰაერის ვერტიკალური სვეტის წონით მოცემული ზედაპირიდან ზედა ატმოსფერომდე. საშუალოდ ასეთი სვეტის მასა სიმაღლით ზღვის დონედან ატმოსფეროს ზედა საზღვრამდე 10333 კგ-ია, ხოლო წონა 101325. მის მიერ წარმოებული წნევა წონასწორდება 760 მმ სიმაღლის ვრცხლისწყლის სვეტით ნული ტემპერატურის დროს (ვერცხლისწყლის სიმკვრივე 13.596 გ/სმ³).

მეტეოროლოგიურ სადგურებზე საზღვრავენ ატმოსფერული წნევის შემდეგ მახასიათებლებს:

- წნევა სადგურის დონეზე;
- ზღვის დონეზე დაყვანილი წნევა;
- ბარომეტრული ტრენდენციის მნიშვნელობა და მისი მახასიათებლები;

მეტეოროლოგიაში წნევას გამოსახვენ ჰექტოპასკალებში (ჰპა) მეათედების სიზუსტით.

1 მმ ვერცხლისწყლის სვეტი. = 1,33 ჰპა = 1,33 მბ;

1 ჰპა = 0,75 მმ ვერცხლისწყლის სვეტი.

სინოპტიკურ რუკაზე იზობარებს ავლებენ ყველაზე ხშირად 5ჰპა ინტერვალით. იზობარული ზედაპირების სიმაღლეები განისაზღვრება გეოპოტენციალურ მეტრებში. ზრვის დონეზე დაყვანილი ატმოსფერული წნევა და იზობარული ზედაპირის სიმაღლე გამოითვლება ატმოსფეროს წნევის, ჰაერის ტემპერატურის და სინოტივის გაზომილი სიდიდეებიდან. ბარომეტრული ტენდენციის მნიშვნელობა განისაზღვრება როგორც სხვაობა ატმოსფერულ წნევებს შორის ორ მომდევნო ვადებზე სადგურის დონეზე.

წნევის გამზომი ხელსაწყოები. ფინჯნიანი ბარომეტრი. წნევის გაზომვა და რეგისტრაცია ხდება შემდეგი ხელსაწყოების გამოყენებით:

- სტაციონარული ფინჯნიანი ბარომეტრი ;
- ბარომეტრ-ანეროიდი;
- მეტეოროლოგიური ბაროგრაფი.

ფინჯნიანი ბარომეტრის სქემატური ნახატი წარმოდგენილია ნახ. 11.4.1-ზე. ბარომეტრი შედგება შემდეგი ნაწილებისაგან:

– ბარომეტრული მინის მილი (6), რომელის ზედა ბილი სედულებულია და მასში ვაკუუმის პირობებში ჩასხმულია ვერცხლის წყალი;

– ფინჯანი (9), რომელსაც გარე ჰაერთან კავშირისათვის სახურავზე აქვს ნახვრეტი, რომელიც იხურება რახნით (8);

– მეტალის ჩარჩო (4), პომელზედაც დატანილია სკალა.

ჩარჩოს ჭრილში არის მოძრავი ინდექსი ნონიუსით (2), რომელიც გადაადგილდება კრემალერას (5) საშუალებით. ცარჩოზე დამაგრებულია თერმომეტრი (7) ბარომეტრის ტემპერატურის გასაზომად.

სტაციონარულ ბარომეტრზე გაზომვების ჩატარებისას დაცული უნდა იყოს შემდეგი პირობები:

– ბარომეტრი დამონტაჟებული უნდა იყოს შენობაში, დამკვირვებლის ოთახში, სპეციალურ კარადაში, რომელიც მიმაგრებულია კაპიტალურ კედელზე;

– ბარომეტრი ჩამოკიდებული უნდა იყოს თავისუფლად, არ უნდა ეხებოდეს მისი ფინჯანი კარადას;

– დამკვირვებლის ოთახში შენარჩუნებული უნდა იყოს მუდმივი ტემპერატურა, ნორმალურთან ახლოს ($15^{\circ} - 20^{\circ}\text{C}$); დაუშვებელია ტემპერატურა ნაკლები -5°C და მეტი 45°C ;

– დაუშვებელია ბარომეტრზე ანათვლის აღებისას ასანთის ან სანთლის სარგებლობა;

გაზომვების ჩატარება ბარომეტრზე დასაშვებია რიგი მოსამზადებელი სამუშაოების შემდეგ:

1. აიღებენ ხელსაწყოს ტემპერატურის ანათვალს $0,1^{\circ}\text{C}$ -სიზუსტით.

2. მსუბუქად დააკაკუნებენ ბარომეტრის სკალაზე, რომ თო მილის კადლებზეა მიკრული ვერცხლის წყალი დაიწრიტოს.

3. სპეციალური ხრახნილის გამოყენებით ნონიუსზე აიღებენ წნევის ანათვალს.

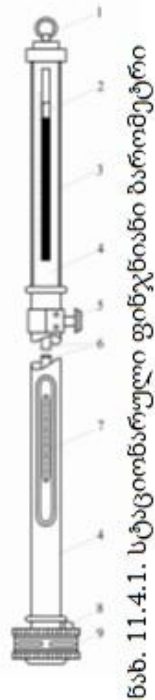
ანათვალის აღების შემდეგ შეაქვთ შემდეგი შესწორებები:

1. ინსტრუმენტული შესწორება, რომელიც გამოწვეულია ხელსაწყო დამზადების შედეგად და ახლავს ბარომეტრს ინსტრუქციაში.

2. ტემპერატურული შესწორება, ეს შესწორება გამოწვეულია ვერცხლისწყლის სიმკვრივის ცვლილების გამო ტემპერატურაზე დამოკიდებულებით.

3. სიმძიმის ძალის შესწორება. ბარომეტრის ჩვენება მიჰყავთ ზღვის დონეზე და 45° განედზე.

ანათვალი ბარომეტრზე აიღება ვერცხლისწყლის სვეტის მმ-სი, ხოლო შესწორებების შემდეგ გადაჰყავთ ჰექტოპასკალებში.



ბარომეტრ-ანეროიდი M-67
(ნახ. 11.4.2)

ნახ.11.4.1. სტაციონარული ფინჯნიანი ბარომეტრი: 1 — სარტყელი, 2 — ნონიუსი, 3 — დამცავი მინა, 4 — ჩარჩო, 5 — კრემალურამ, 6 — ბარომეტრული მილი, 7 — თერმომეტრი, 8 — ხრახნი, 9 — ფინჯანი

ბარომეტრ-ანეროიდი განკუთვნილია ატმოსფერული წნევის გასაზომად როგორც სტაციონალურ, ისე სავლელე პირობებში. მასში წნევის მიმღები არის გოფირებული დრეკადი მეტალის კოლოფი, საიდანაც ჰაერი ამოტუმბულია (ნახ. 11.4.2).

ბარომეტრ-ანეროიდი წარმოადგენს კომპაქტურ, მსუბუქ, ადვილად გამოსაყენებელ ხელსაწყოს. მისი ნალკი ვერცხლისწყლის ბარომეტრთან შედარებით არის გაზომვის ნაკლები სიზუსტე, რისთვისაც საჭიროებს ხშირ კონტროლს, დაახლებით ყოველ ნახევარწელიწადში ერთხელ.

გაზომვების ჩატარების დროს ბარომეტრ-ანეროიდს ათავსებენ ჰორიზონტალურ ზედაპირზე. ჯარ აიღებენ თერმომეტრის ანათვალს 0,1°C-სიზუსტით, შემდეგ მსუბუქად დააკაკუნებენ მინაზე, იმისათვის, რომ გამოირიცხოს ხახუნი და აიღებენ ანათვალს სკალის 0.1-სიზუსტით.

ბაროგრაფი. ბაროგრაფი განკუთვნილია ატმოსფერული წნევის უწყვეტი რეგისტრაციისათვის. ბაროგრაფი შედგება შემდეგი ძირითადი კვანძებისგან: წნევის მიმღები, რომელიც წარმოადგენს ანეროიდული კოლოფების კომპლექტს, ტემპერატურის კონდენსატორი, გადამცემი მექანიზმი,

რომელიც შეიცავს ბერკეტების სისტემას, ღერძებით და წევებით, მარეგისტრირებელი ნაწილი, რომელიც შეიცავს ისარს კალმით და ცილინდრს საათის მექანიზმით, კორპუსი.



ნახ.11.4.3. ბაროგრაფი მეტეოროლოგიური M-22A, საერთო სახე

ატმოსფერული წნევის ცვლილებით გამოწვეული ანეროიდული კოლოფების კომპლექტის ჯამური დეფორმაცია გარდაიქმნება, გადამცემი მექანიზმის საშუალებით, ისრის გადაადგილებაში დიაგრამულ ბლანკზე, რომელიც შემოხვეულია საათის მექანიზმიდან დისკზე.

არსებობს ორი ტიპის ბაროგრაფი:

—ბაროგრაფი M-22AC —დღეღამური, რომლის ცილინდრს ერთ სრულ შემობრუნებას 26 საათი სჭირდება;

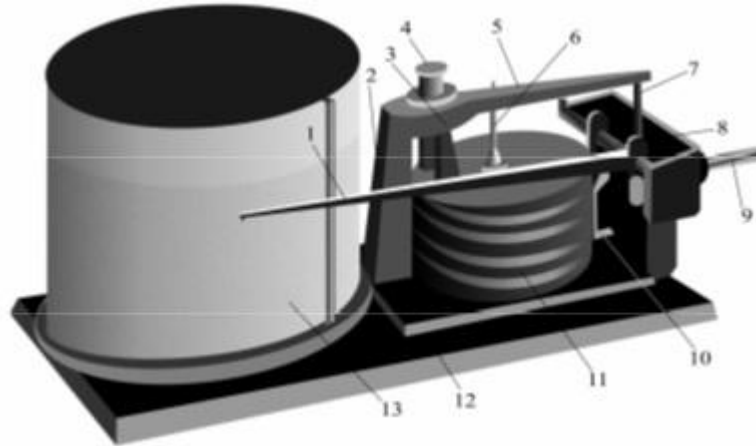
—ბაროგრაფი M-22AH —ერთკვირიანი, რომლის ცილინდრის ერთ შემობრუნებას სჭირდება 176 საათი.

ნახ.11.4.4-ზე წარმოდგენილი ბაროგრაფის მიმღები მგრძნობიარე ნაწილია მემბრანული ანეროიდული კოლოფების ბლოკი. ბლოკი შედგება 5 კოლოფისაგან (11), რომლებიც ერთმანეთთან შეერთებულია ხრახნებით და შეადგენს ვერტიკალურ სვეტს. ჰაერი კოლოფებში ამოტუმბულია. ვერტიკალური სვეტის ქვედა ფუძე უზრავად არის მიმაგრებული ტემპერატურული კონდენსატორის ფირფიტაზე, რომელიც ჩამონტაჟებულია ხელსაწყოს დაფის (12) ქვედა მხარეს. მგრძნობიარე სვეტის ზედა კოლოფი გადამცემი მექანიზმის საშუალებით შეერთებულია მიერთებულია ისარზე (1), რომლის ბოლოშიც ჩამიცმულია კალამი. ატმოსფერული წნევის მომატებისას გოფრირებული კოლოფები იკუმშება, რის გამოც კოლოფებისგან შემდგარი სვეტი მოკლდება და იწვევა სვეტის ზედა ბოლოს გადაადგილებას, მასთან ერთად კი კალმის გადაადგილებას. წნევის შემცირებისას გოფრირებული კოლოფები ფართოვდება, ხოლო მათგან შემდგარი სვეტი წაგრძელდება, რაც იწვევს ისრის და მასთან ერთად კალმის ქვემოდ გადაადგილებას. კალამი ახდენს შესაბამის ჩანაწერს დიაგრამულ ბლანკზე, რომელიც შემოხვეულია ცილინდრზე (13). ცილინდრი საათის ისრის მექანიზმის საშუალებით ასრულებს ბრუნვით მოძრაობას თავისი ღერძის გარშემო და უზრუნველყოფს წნევის ჩაწერას დროში. კალმის მიღება დიაგრამული ბლანკის შესაბამის დანაყოფზე ხორციელდება დასამაგრებელი ხრახნის გამოყენებით. ისარი კალამთან ერთად შესაძლებელია დავაცილოთ ცილინდრს ისრიდ გადამტანის (10) საშუალებით.

ბაროგრაფი მოთავსებულია პლასტმასის კორპუსში და აქვს ასახდელი სახურავი.

დროის აღნიშვნა ხორციელდება დროის აღმნიშვნელ ღილაკზე (9) დაჭერით, რომელიც კორპუსის კედელზეა მოთავსებული.

დიაგრამული ბლანკი დაყოფილია ჰორიზონტალური პარალელური წრფეებით, დანაყოფის ფასია 2 ჰპა. ვერტიკალური რკალისმაგვარი ხაზები დროისაღმნიშვნელია. ციფრები ბლანკის ზედა ნაწილში მიუთითებენ დღეღამის საათებს.



ნახ. 11.4.4. ბაროგრაფი მეტეოროლოგიური M-22A, სქემა

1 – კალმის ისარი, 2 და 3 – კრონშტეინები, 4 – დასამაგრებელი ხრახნი, 5 – ბერკეტი, 6 – საყრდენი, 7 – წევა, 8 – კალმის ღერძი, 9 – დროის აღმნიშვნელის ღილაკი, 10 – ისარის გადამტანი, 11 – ბარბლოკი, 12 – დაფა, 13 – ცილინდრი

11.5. ქარის მახასიათებლების გაზომვის მეთოდები

ზოგადი დებულებები. მეტეოროლოგიურ სადგურებზე დაკვირვების დროს ქარის ქვეშ იგულისხმება მხოლოდ ჰაერის მოძრაობის ჰორიზონტალური მდგენელი, ანუ ჰორიზონტალური გადაადგილება, ხოლო მიმართულებად მიიჩნევა ჰორიზონტის ის მხარე, საიდანაც ქრია ქარი. ქარის მოზრაობია შესახებ წარმოდგენას იძლევა მისი მიმართულება საჩქარე. ამავე დროს უნდა გავითვალისწინოთ, რომ დედამიწის ზედაპირზე ხახუნის და მისი სხვადასხვაგვარად გათბობის შედეგად, ქარის საერთო ნაკადის შიგნით ჰაერის პორციებს განსხვავებული სიჩქარე და მიმართულება გააჩნია, ან სივრცის ყოველ წერტილში სწრაფად იცვლება ქარის სიჩქარე და მიმართულებაც. ამრიგად ჰაერის მოძრაობას იმპულსური ხასიათი აქვს, ის განიცდის პულსაციას, ფლუქტუაციას. ამის მიზეზი არის ტურბულენტობა. ტურბულენტობის განვითარებაში მონაწილეობს არქიმედის ძალა, ანუ ჰიდროსტატიკური ძალა.

ქარის იმპულსურობას კარგად გამოხატული დღეღამური სვლა გააჩნია. ის ირღვევა ფრონტების, ციკლონების და ანტიციკლონების შემოჭრისას.

ქარის სიჩქარე გამოისახება მეტრ წამებში, ზოგიერთ შემთხვევაში კი, მაგალითად ავიაციის მომსახურებისათვის, კილომეტრ საათებში.

განასხვავებენ საშუალო სიჩქარეს, რომელიც რაღაც გარკვეული პერიოდისთვის არის გასაშუალოებული და მყისიერ სიჩქარეს, ანუ ქარის სიჩქარეს დროის მოცემულ მომენტში.

ქარის მყისიერ სიჩქარეს ახასიათებს გაძლიერება, ან უეცარი შესუსტება, ის ძალიან ცვალებადია. მეტეოროლოგიურ სადგურზე ზომავენ ქარის საშუალო სიჩქარეს, თუმცა მიუთითებენ პულსაციასაც, თუ ასეთი ხასიათის ქარია.

ქარის საშუალო სიჩქარე დედამიწის ზედაპირთან ახლოსაა 5—10 მ/წმ-თან და იშვიათად აღემატება 12-15 მ/წმ-ს. თუმცა ცალკეულ შემთხვევებში აღინიშნება ძლიერი ქარები, როდესაც სიჩქარე აღემატება 15 მ/წმ-ს და გრიგალური ქარები, როდესაც მათი სიჩქარე აღემატება 32 მ/წმ-ს. ზედა ტროპოსტეროში დიდ სივრცეებზე ქარის საშუალო სიჩქარე შეადგენს 70-100 მ/წმ-ს.

მეტეოროლოგიურ სადგურებზე ქარის სიჩქარის გასაზომად გამოიყენებენ ანემორუმბომეტრს, ანემომეტრს, ცალკეულ შემთხვევებში კი-ფლიუგერს.

ანემორუმბომეტრი. ქარის სიჩქარის მახასიათებლების გასაზომად გამოიყენება სხვადასხვა მოდიფიკაციის ანემორუმბომეტრი (ნახ.11.5.1). ხელსაწყო უნდა უზრუნველყოფდეს ქარის სიჩქარის გაზომვას 10-წუთიანი ინტერვალის გასაშუალოებით 1 დან 40მ/წმ დიაპაზონში ცდომილებით $\pm(0,5+0,03 V)$ მ/წმ. მაქსიმალური სიჩქარე 60მ/წმ-მდე, ცდომილებით $\pm(1,0+0,05 V)$, ხოლო ქარის მიმართულების ცდომილება 10° - მდე.

თუ მეტეოსადგურს არ გააჩნია დენის წყარო, მაშინ ქარის სიჩქარის და მიმართულების განსაზღვრა ხორციელდება ფლუგერის კომპლექტის საშუალებით. არის ფლუგერი მსუბუქი დაფით, რომელიც გამოიყენება ქარის სიჩქარის განსაზღვრისათვის 0-10 მ/წმ დიაპაზონში, ხოლო ფლუგერი მძიმე დაფით გამოიყენება ქარის სიჩქარის განსაზღვრისათვის 10-40 მ/წმ დიაპაზონში. ფლუგერი შეიძლება გამოიყენებოდეს სადგურზე აგრეთვე როგორც სათადარიგო ხელსაწყო, ანემორუმბომეტრის მწყობრიდან გამოსვლის შემთხვევაში.

ქარის მახასიათებლების გაზომვისას ხელსაწყო უნდა იყოს მწყობრში. ანემორუმბომეტრის სენსორი და ფლუგერი დამონტაჟებული უნდა იყოს 10-12 მ სიმაღლეზე დედამიწისზედაპირიდან. გამონაკლის შემთხვევებში, როდესაც მოედნის გარშემო წინააღმდეგობებია შესაძლებელია დამონტაჟდეს 20მ სიმაღლეზე, ან გამოტანის იქნას დანადგარი მეტეოროლოგიური მოედნის გარეთ. ეს შეთანხმებული უნდა იყოს შესაბამის სამმართველოსთან. ქარისგამზომი ხელსაწყოები სწორად უნდა იყოს დაყენებული, ორიენტირებული გეოგრაფიული მერიდიანის გასწვრივ.



ნახ.11.5.1. ანემორუმბომეტრი M63M-1 , საერთო ხედი

ანემორუმბომეტრის ნორმალურად მუშაობის უზრუნველყოფის მიზნით სადგურზე უნდა ტარდებოდეს შემდეგი სამუშაოები;

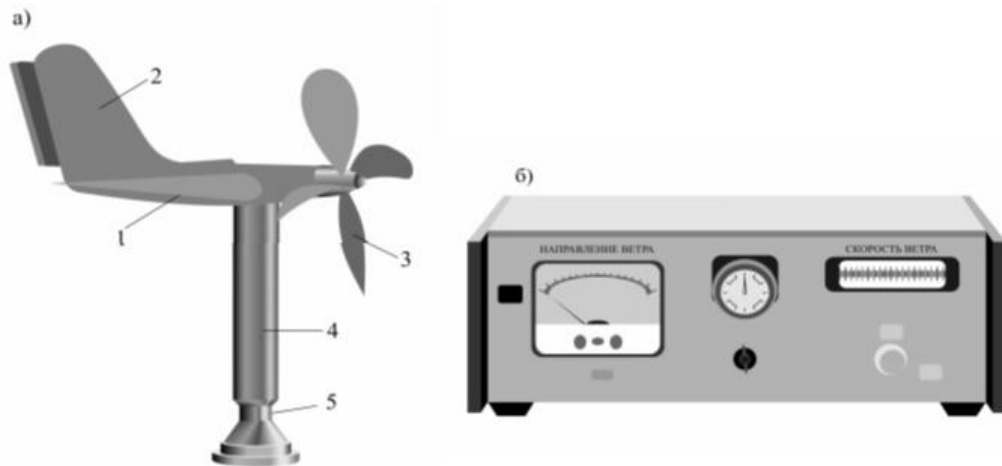
- ყოველთვიურად უნდა შემოწმდეს კვების ბლოკის აკუმულატორები;
- ყოველ 10-დღეში ჩატარდეს კონტროლი;
- უამინდობის პირობებში 2-3 დღეში ერთხელ შემოწმდეს მისი ნაწილების მზადყოფნა;

ანემორუმბომეტრი შედგება სიჩქარის და მიმართულების სენსორების ბლოკებისგან, გამზომი პულტისგან და კვების ბლოკისგან (ნახ. 11.5.2).

ქარის სიჩქარის და მიმართულების გამზომი გარდამქნელები ჩამონტაჟებულია სენსორების ბლოკის სახით (1), მისი უკანა ნაწილი წარმოადგენს ფლუგარკას, კუდს (2გარდამქნელის კორპუსი გარეგან მილთან (4) ერთად თავისუფლად ბრუნავს ვერტიკალური საყრდენის (5) გარშემო. ჰორიზონტალური კორპუსის წინა ნაწილში არის საჰაერო ხრახნი (3), ის ფლუგარკის დახმარებით სწორდება ჰაერის ნაკადის საპირისპიროდ.

გამზომი პულტი წარმოადგენს სამაგიდო ხელსაწყოს, მის წინა პანელზე მოთავსებულია მაქსიმალური და მყისიერი სიჩქარეების სკალა, ქარის საშუალო სიჩქარის მაჩვენებელი, ქარის მიმართულების მაჩვენებელი და სხვა დილაკები.

გაზომვების ჩატარებისას ხდება ქარის სიჩქარის ანათვალის აღება გასაშუალოებული 10-წუთიანი ინტერვალისათვის და ამ პერიოდში მაქსიმალური სიჩქარის განსაზღვრა, 2 წუთის განმავლობაში ხდება ქარის მიმართულების დადგენა.



ნახ.11.5.2. ანემორუმზომმეტრი M63M-1, სქემა და გამზომი პულტი:

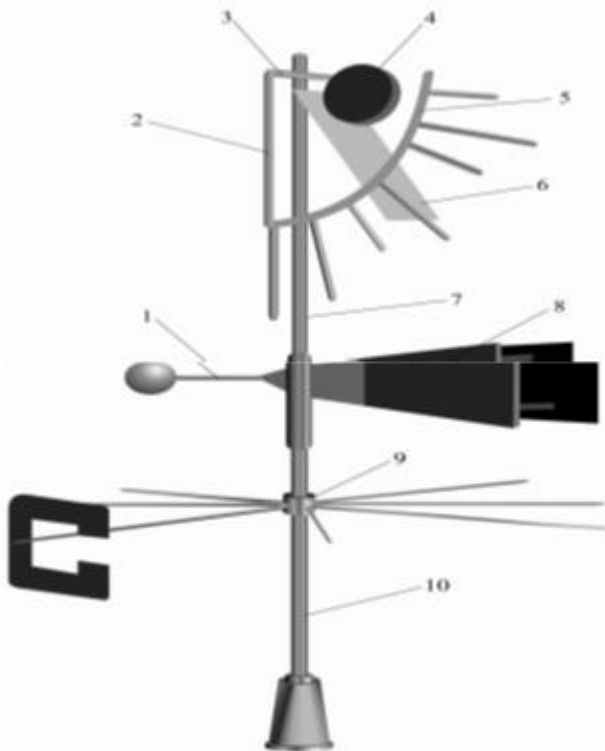
*a ქარის სიჩქარის და მიმართულების სენსორი,
 b გამზომი პულტი; 1 - ჰორიზონტალური კორპუსი, 2 - ფლუგარკა (მფრინავი კუდი), 3 - საჰაერო ხრახნი,
 4 - გარეგანი მილი, 5 - ვერტიკალური საყრდენი*

ფლუგერი. ვილდის ფლუგერი (ნახ. 11.5.3.) განკუთვნილია ქარის სიჩქარის და მიმართულების გასაზომად დედამიწის ზედაპირიდან 10-12 მ სიმაღლეზე. ის შედგება უძრავი ვერტიკალური ღერძისგან, მასზე მიმაგრებული ქარის მიმართულების მაჩვენებლებით და მასზე ჩამოცმული მილის მსგავსი უძრავი ნაწილისგან, რაზედაც დამონტაჟებულია ფლუგარკა და ქარის სიჩქარის მაჩვენებელი.

ფლუგარკა შედგება ორი ფრთისგან (8), რომლებიც ერთმანეთის მიმართ კუთხით არიან განლაგებული და საპირწონე-მაჩვენებლისგან (1), რომლებიც დამაგრებულია მილზე (7).

უძრავი ღერძის ქვედა ნაწილზე (10) ჩამოცმულია სამაგრი (9) და მასში ჩახრახნილია 8 მეტალის ღერო, ჰორიზონტის მხარეების მიმართ ფლუგარკის საპირწონეს მდებარეობის დასადგენად. ჩრდილოეთით მიმართულ ღეროებს აღნიშვნა უკეთიამ მაგალითად C (ან N).

ქარის სიჩქარის მაჩვენებელი მიმაგრებულია მილის ზედა ნაწილზე (7). ის შედგება მეტალის ფირფიტა დაფისგან (6) და ჩარჩოსგან (2) სექტორით (5) რაზედაც მიმაგრებულია რვა ღერო, ქარის სიჩქარის გასაზომად. დაფაზეშეუძლია თავისუფლად რყევა ჩარჩოს ჰორიზონტალური ღერძის(3) გარშემო. საპირწონე (4) განკუთვნილია სექტორის (5) გასაწონასწორებლად. ჩარჩო დაფით მიმაგრებულია მილზე, ისე, რომ დაფა და სექტორი ღეროებით იმყოფება მილის ერთსადაიგივე მხარეს, სადაც არის ფლუგარკის ფრთები, ხოლო ვერტიკალური დაფის სიბრტყე მართობულია საპირწონე-მაჩვენებლისა (1). ფლუგარკის გამი დაფის რხევის ღერძი და თვით დაფა ყოველთვის ქარის მიმართულების საწინააღმდეგოდ მდებარეობს. ქარის მოქმედებით დაფა გადაიხრება მით უფრო ძლიერად, რაც უფრო ძლიერია ქარის სიჩქარე. შესაბამისად ხდება ქარის სიჩქარის და მიმართულების დადგენა.



ნახ. 11.5.3. ვილდის ფლუგერი: 1 – საპირწონე-მაჩვენებელი, 2 – ჩარჩო, 3 – ჩარჩოს ჰორიზონტალური ღერძი, 4 – საპირწონე, 5 – სექტორი, 6 – დაფა-ქარის სიჩქარის მიმღები, 7 – მილი, 8 – ფრთები, 9 – სამაგრი, 10 – უძრავი ღერძი

ანემომეტრი. ქარის მყისიერი სიჩქარის გასაზომად გამოიყენება ანემომეტრები, მათ შორის ციფრული ანემომეტრი (ნახ. 11.5.4. და ნახ. 11.5.5). ასეთი ტიპის ანემომეტრებს ამონტაჟებენ ანძებზე, იყენებენ აეროპორტებში, ნავსადგურებში.

ანემომეტრი შედგება დისტანციური სენსორისგან, ციფრული დამუშავების და გაზომვების პულტისგან, და ქარისგან დაცვის შემაერთებელი კაბელისგან. მოკლე დროის ინტერვალებისათვის ქარის მყისიერი სიჩქარეების გასაზომად გამოიყენებენ ხელის ანემომეტრებს.

ანემომეტრის მიმღები ნაწილია სამფინჯნიანი პროპელი, რომელიც დამაგრებულია ღერძზე. ღერძის ქვედა ბოლო მიერთებულია მაგნიტონდუქციურ ტაქომეტრთან, რომელიც პროპელერის ბრუნვის სიჩქარეს გარდაქმნის საჩვენებელი ისარის მობრუნების კუთხედ. ანემომეტრის მექანიზმი მოთავსებულია მეტალის კორპუსში. კორპუსის ქვედა ნაწილში მოწყობილია ფანჯარა, რომელიც დაფარულია მინით, საიდანაც მოჩანს სკალა დანაყოფებით (მ/წმ) და საჩვენებელი ისარი. ქვემოთ კორპუსი მთავრდება ხრახნიანი კუდით, რაზედაც იხრახნება ბერკეტი ანემომეტრის დასამაგრებლად ბოძზე.

გაზომვების ჩასატარებლად ანემომეტრს აიტანენ საჭირო სიმაღლეზე, ან საჭირო სიგრძის ბოძზე. დაკვირვების პროცესში ხელსაწყო მობრუნებული უნდა იყოს ფანჯრით დამკვირვებლისაკენ. აირებენ სამ ანათვალს 5-10 წმ-ის ინტერვალით, ხოლო ძლიერი ქარის შემთხვევაში 10-12 ანათვალს. შემდეგ გამოიანგარიშებენ ამ ანათვლების საშუალო არითმეტიკულს.

იყენებან აგრეთვე სხვა ტიპის ანემომეტრებს, მათ შორის საველე საექსპედიციო პირობებისათვის ხელსაყრელია ხელის ანემომეტრი (ნახ.11.5.6).



ნახ. 11.5.4. ანემომეტრი AC-1



ნახ.11.5.5. ციფრული ანემომეტრი M-95-UM



ნახ.11.5.6. ხელის ანემომეტრი

ხელის ანემომეტრის მიმღები მგრძობიარე ნაწილია პროპელი, რომელიც დამაგრებულია ღერძზე. მას გააჩნია 4 ფინჯანი. ღერძი მთლიანად შეერთებულია გამზომ მექანიზმთან. ჰაერის ნაკადის წარმოქმნისას ქარი ზემოქმედებს ფინჯნებზე, რომლებიც იწყებენ ბრუნვას ღერძის გარშემო. ხელსაწყო ზომავს ღერძის გარშემო ფინჯნების შემობრუნების რიცხვს გარკვეული დროის

განმავლობაში, რაც გარკვეულ მანძილს შეეცაბამება. მიღებული მანძილი იყოფა დაკვირვების ხანგრძლივობაზე და მიიღება წარის საშუალო სიჩქარე.

11.6. ავტომატური მეტეოროლოგიური სადგურები

Vaisala-ს ტიპის მეტეოსადგურები, ავტომატური მეტეოროლოგიური სადგური Vaisala AWS310 წარმოადგენს წინასწარ მოწესრიგებულ კომპაქტურ, საიმედო და მარტივ გამოყენების თვალსაზრისით სისტემას. ის სპეციალურად შემუსავებულია შორეულ ადგილებში ფუნქციონირებისათვის.



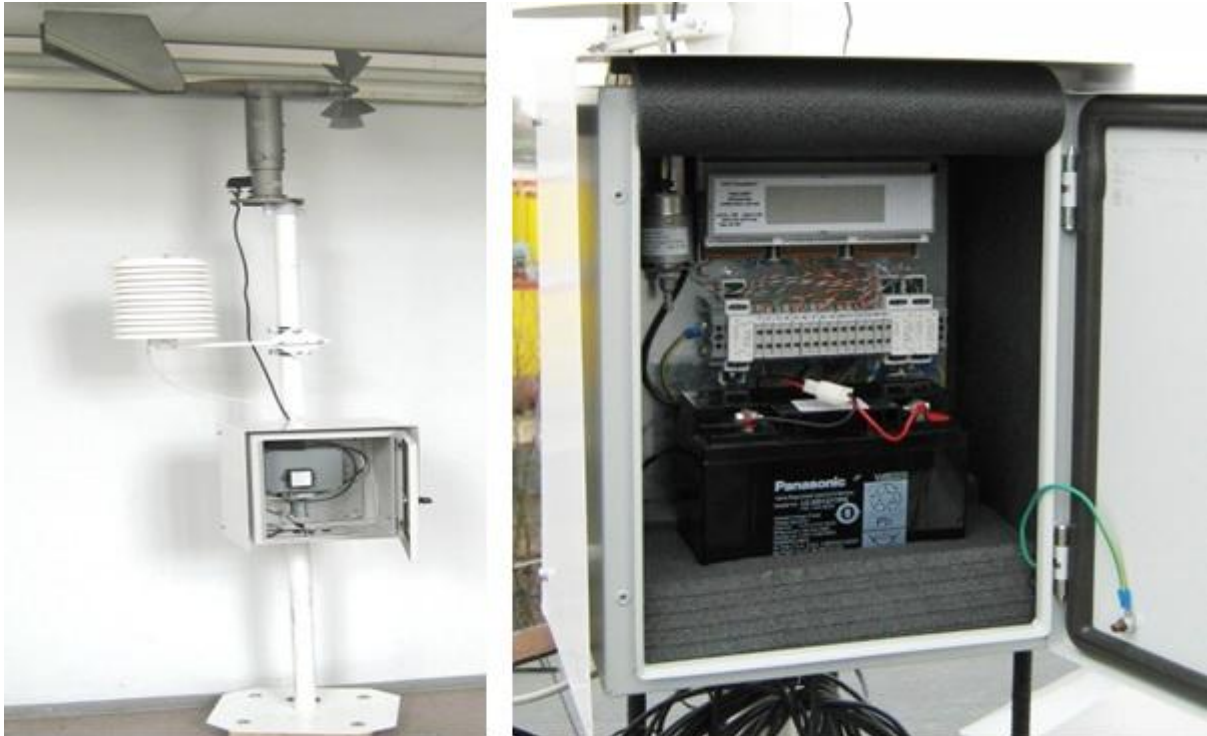
ნახ.11.6.1. ავტომატური მეტეოროლოგიური სადგური Vaisala AWS310

ავტომატური მეტეოროლოგიური სადგური Vaisala MAWS201 მსუბუქი პორტატიული მეტეოსადგურია. განკუთვნილია სამუშაოდ სავსე პირობებში. ის არის მრავალფუნქციური და წარმატებით გამოიყენება საგანგებო სიტუაციების პრევენციაში, სახანძრო დაცვის მუშაობაში, სამოქალაქო თავდაცვაში.

მეტეოსადგური ასრულებს შემდეგი მეტეოროლოგიური პარამეტრების გაზომვას: ჰაერის ტემპერატურა, ატმოსფეროს წნევა, ქარის სიჩქარე და მიმართულება, ნალექების ჯამი, შეფარდებითი სინოტივე. ამის გარდა ხელსაწყოს შესაბამისი სენსორების დამონტაჟებით შეუძლია შეუძლია გაზომოს გრუნტის ტემპერატურა, მზის გამოსხივების ინტენსივობა და სხვ.

AMC-2000M-ტიპის მეტეოსადგური. ავტომატური სადგური განკუთვნილია ქარის სიჩქარის და მიმართულების, ატმოსფეროს წნევის, ჰაერის ტემპერატურის და სინოტივის დისტანციურ გასაზომად. გააჩნია გაფართოების საშუალება და დამატებით ისეთი პარამეტრების გაზომვა როგორებიცაა რადიაციული მახასიათებლები, ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა და სხვ. ფართოდ გამოიყენება

ავიაციის და სატრანსპორტო მაგისტრალების მომსახურებაში, მრეწველობის და სოფლის მეურნეობის სხვადასხვა დარგებში, სამეცნიერო კვლევებში).



ნახ. 11.6.2. ავტომატური მეტეოროლოგიური სადგური AMC - 2000 M

პროფესიული მეტეოსადგური COKOJI-M. თანამედროვე, უნივერსალური და ეკონომიური პროფესიული მეტეოსადგურია შემდეგი მეტეოპარამეტრების ავტომატურ გასაზომად: ჰაერის და ნიადაგის ტემპერატურა, ჰაერის შეფარდებითი სინოტივე, ქარის სიჩქარე და მიმართულება, ატმოსფეროს წნევა, ნალექების რაოდენობა და ინტენსივობა. შეუძლია ამინდის მოვლენების ფოტოფიქსაცია,



ნახ. 11.6.3. პროფესიული მეტეოსადგური COKOJI-M

ავტომატური ციფრული მეტეოსადგურების კლასიფიკაცია

საგზაო მეტეოროლოგიური სადგურები. ზომავს ველა ძირითად მეტეოროლოგიურ პარამეტრს, აგრეთვე ტემპერატურას ნიადაგის 30 სმ სიღრმეზე.

სატყეო მეტეოროლოგიური სადგურები. განკუთვნილია ტემი მოსალოდნელი ხანზრების შეტყობინებისათვის. მუშაობენ აკუმულატორზე. აფიქსირებენ ხის და ნიადაგის სინოტივს, ტემპერატურას ტყის სარტყელურობის სხვადასხვა სიმაღლეზე. მონაცემების საფუძველზე იქმნება სახანძრო აქტივობის მოდელური რუკები, რაც საშუალებას იძლევა დროულად იქნას მიღებული პრევენციული ზომები.

ჰიდროლოგიური მეტეოროლოგიური სადგურები. ასეთი სადგურები მეტეოროლოგიურთან ერთად აწარმოებენ ჰიდროლოგიურ დაკვირვებებს. კერძოდ აწარმოებენ დაკვირვებებს ოკეანეებზე, ზღვებზე, ტბებზე, მდინარეებზე, ჭაობებზე. ასეთი სადგურები განლაგებულია მატერიკებზე, საზღვაო სადრეიფო სადგურებზე.

საყოფაცხოვრები საშინაო მეტეოროლოგიური სადგურები. ასეთი სადგურები შედარებით ახალია, ახლახან გამოჩნდა ბაზარზე. საყოფაცხოვრებო მეტეოსადგურის წინამორბედი ჩვეულებრივი ბარომეტრია. საშინაო მეტეოსადგურის ფუნქციონირება ჩვეულებრივი მეტეოსადგურის მსგავსია, ოღონდ შედარებით ნაკლები მონაცემი იკრიბება და მუშავდება. სადგური გვიჩვენებს ტემპერატურას შენობაში, ტემპერატურას შენობის გარეთ, სინოტივს, ატმოსფერულ წნევას, პროცესორი მიღებულ მონაცემებს ამუშავებს და აყალიბებს ამინდის პროგნოზს მომავალი დღეღამისთვის.



ნახ.11.6.4. საყოფაცხოვრებო ციფრული მეტეოსადგური, გამოშვება 2010 წლამდე



ნახ.11.6.5. საყოფაცხოვრებო სიფრული მეტეოსადგური S84107, გამოშვება 2017 წ

უკანასკნელ წლებში სწრაფად გაიზარდა საყოფაცხოვრებო მეტეოსადგურების წარმოება და მიცი პრაქტიკაში გამოყენება. 2019 წლის დასაწყისისათვის საშინაოსადგურების ასეულობით მოდელი იყო ცნობილი. მათი ღირებულებაა რამოდენიმე ათეულიდან რამოდენიმე ასეული ამერიკული დოლარი. განსაკუთრებული განვითარება საყოფაცხოვრებო მეტეოსადგურების გამოყენებამ გპოვა აშშ-ში და გერმანიაში.

თავი 12. ძირითადი კლიმატოლოგიური მახასიათებლები

12.1. მონაცემთა ბაზები

მეტეოროლოგიური დაკვირვებები საფუძვლად უდევს მონაცემთა ბაზების შექმნას. მონაცემთა ბაზა არის მონაცემების ნაკრები, რომელიც გამიზნულია ობიექტის ინფორმაციული მოდელების შესაქმნელად და გამოიყენება ინფორმაციის დამუშავებისათვის. ასეთი მონაცემთა ბაზები შექმნილია გარემოს ეროვნულ სააგენტოში, ჰიდრომეტეოროლოგიის, გეოფიზიკის, გეოგრაფიის და სხვა ინსტიტუტებში, უნივერსიტეტებში, სამეცნიერო ლაბორატორიებში, ცენტრებში. კლიმატური მონაცემების მნიშვნელოვანი ბაზები შეიქმნა ჰიდრომეტეოროლოგიის და გეოგრაფიის ინსტიტუტებში გასული საუკუნის 90-იანი წლების დასაწყისში კლიმატის ცვლილების ეროვნული პროგრამის ფარგლებში. აღნიშნული პროგრამის შესრულებასთან დაკავშირებით შექმნილი იყო ჰაერის ტემპერატურის, სინოტივის და ატმოსფერული ნალექების მონაცემთა ბაზები საქართველოში მოქმედი ყველა მეტეოროლოგიური სადგურისათვის მათი დაარსებიდან დაწყებული 1995 წლამდე. მაგალითისათვის ცხრილში 12.1.1 მოცემულია ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის მონაცემთა ბაზის ფრაგმენტი თელავისათვის.

ცხრილი 12.1.1 ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის(%) მონაცემთა ბაზის ფრაგმენტი (თელავი)

წელი	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	საშ.
1933	78	73	67	59	70	64	69	58	65	76	78	72	69
1934	82	60	69	73	70	62	63	62	66	73	77	66	68
1935	77	72	64	52	60	70	65	59	65	72	89	82	69
1936	62	73	69	72	80	69	70	62	69	71	83	72	71
1937	75	70	74	69	80	72	63	62	65	76	83	73	72
1938	70	68	63	64	74	62	52	52	59	68	67	90	66
1939	75	63	69	67	69	69	66	66	68	77	82	71	70
1940	79	77	60	74	78	72	66	43	65	74	77	67	69
1941	70	57	67	72	61	60	52	60	59	56	73	61	62
1942	66	82	66	65	76	63	66	64	75	78	80	75	71
1943	72	77	74	58	72	64	68	68	76	84	78	70	72
1944	66	62	57	67	72	72	72	75	73	82	76	80	71
1945	78	70	60	57	59	72	58	60	68	67	75	63	66
1946	68	58	71	62	77	69	62	61	56	71	69	81	67
1947	80	71	72	66	71	67	60	65	73	70	72	62	69
1948	65	65	67	64	67	66	62	54	76	71	72	71	67

ცხრილი 12.1.1-ის პირველ მარცხენა სვეტში ჩამოწერილია წლები 1933 დან 1948-მდე. პირველ სტრიქონში კი ჩამოწერილია თვეები 1-დან 12-მდე და საშუალო წლიური მნიშვნელობა. მათ გადაკვეთაზე შეგვიძლია მოვნახოთ ჰაერის შეფარდებითი სინოტივის მნიშვნელობა ნებისმიერი წლისა და თვისათვის. მაგალითად, წარმოდგენილი ფრაგმენტიდან ჩანს, რომ ჰაერის საშუალო შეფარდებითი სინოტივე 1949 წლის მარტის თვეში თელავში 73% იყო, ხოლო 1947 წელს ჰაერის საშუალო წლიური სინოტივე 69% იყო და ა.შ.

მონაცემთა ბაზა შეიძლება მოცემული იყოს კათალოგის სახით, სადაც ნაჩვენებია ამ მოვლენის წარმოშობის თარიღი, დრო, ეპიცენტრი, მაქსიმალური ინტენსივობა, დაზიანების არე, სტიქიური უბედურების მასშტაბები (დაღუპულთა რიცხვი, ზარალი და სხვა). ასეთი კატალოგები შეიქმნა მ.ნოდის სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტში ყველა ბუნებრივი კატასტროფული მოვლენისათვის. მათ მიეკუთვნება მიწისძვრა, ღვარცოფი, წყალდიდობა, მეწყერი, თოვლის ზვავი, თავსხმა წვიმა, გრიგალი, ნისლი, წაყინვა, ლიპყინული, გვალვა, ელჭექი, სეტყვა. ასეთი მონაცემთა ბაზები გამოიყენება ამ მოვლენათა შესასწავლად. ცხრილში 12.1.2 ნაჩვენებია კატალოგის ფრაგმენტი წაყინვებისათვის. წაყინვა დახასიათებულია მინიმალური ტემპერატურით, რომელიც ჩამოწერილია ცხრილის მე-6 სვეტში. პირველ სვეტში წინა ცხრილის მსგავსად წლებია ჩამოწერილი, შემდეგ სვეტებში თანმიმდევრულად თვე, რიცხვი, განედი, გრძედი (სადაც ადგილი ჰქონდა მოვლენას), შემდეგ სიდიდე, ანუ მინიმალური ტემპერატურა, სპეციალური სკალით განსაზღვრული მოვლენის ინტენსივობა, დაზიანების არე კვადრატულ კილომეტრებში და ადგილის სიმაღლე და კონკრეტული პუნქტი.

ცხრილი 12.1.2. კატალოგის ფრაგმენტი წაყინვისათვის

წელი	თვე	რიცხვი	განედი	გრძედი	სიდიდე	ინტენსივობა	დაზარ.არე	სიმაღლე
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1961	4	15	42.12	44.49	-0.7	1	500	760 ახალგორი
1961	4	16	42.12	44.49	-1	1	500	760 ახალგორი
1961	9	22	41.85	42.33	-0.3	1	400	1926 ბახმარო
1961	9	23	41.85	42.33	-0.5	1	400	1926 ბახმარო
1961	10	24	41.85	43.41	-0.1	1	400	789 ბორჯომი
1961	10	26	41.85	43.41	-1.6	2	800	789 ბორჯომი
1961	10	27	41.85	43.41	-1.1	2	800	789 ბორჯომი
1961	11	23	41.74	45.8	-1.8	2	600	415 გურჯაანი
1961	11	24	42.27	42.63	-0.2	1	400	114 ქუთაისი
1961	11	25	41.74	45.8	-0.5	1	700	415 გურჯაანი
1962	4	19	41.66	44.71	-1.9	2	800	1338 კოჯორი
1962	4	20	41.57	43.25	-0.2	1	400	1098 ასპინძა
1962	4	22	41.66	44.71	-1.9	2	400	1338 კოჯორი
1962	6	9	41.85	42.33	-1.1	2	400	1926 ბახმარო

წარმოდგენილი კატალოგიდან შეგვიძლია განვსაზღვროთ, რომ 1962 წლის 19 აპრილს კოჯორში დაფიქსირდა წაყინვა სიდიდით მინუს 1.9⁰, რომლის ინტენსივობამ შეადგინა 2 ბალი. წაყინვის შედეგად დაზარალდა 800 კვადრატული კილომეტრი ფართობი.

2010 წელს გლობალური დათბობის პრობებში საქართველოს კლიმატის ცვლილების კვლევასთან დაკავშირებით ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტში შეიქმნა ჰაერის ტემპერატურის და ატმოსფერული ნალექების მონაცემთა ახალი ბაზები 2008 წლამდე პერიოდისათვის. ამ ბაზიდან ფრაგმენტი თელავისათვის წარმოდგენილია ცხრილში 12.1.3.

ცხრილი 12.1.3. ჰაერის ტემპერატურის მონაცემთა ბაზის ფრაგმენტი (თელავი)

წელი	იანვარი	თებერვალი	მარტი	აპრილი	მაისი	ივნისი
1991	0.8	0.2	6.1	13	15.6	21.2
1992	-0.5	0.4	5.6	10.9	14.6	19.2
1993	-1.4	-0.2	6.6	11	15.6	19.5
1994	3	-0.3	6.8	12.8	16.5	19.3
1995	3.5	4.5	7.4	13.1	18.6	21.8
1996	1	2.5	4.2	9.8	18	19.4
1997	2.5	-0.4	3.7	12.3	17.4	20.5
1998	0.6	2.2	6.4	15.1	17	23.3
1999	3.2	5.5	7.2	11.8	14.6	20.2
2000	0.6	3.8	5.8	15.6	16.2	21.4
2001	1.7	4	8.7	13	15.3	21.1
2002	1.7	5.8	9.1	9.9	14.8	19.3
2003	1.7	2.5	3.1	8.5	17.5	19.5
2004	3.6	4.9	8.3	11.1	16.2	21.1
2005	2.3	2.1	6.4	12.4	17.1	19.4
2006	0.1	4.1	8.1	12	16.2	23.9
2007	2.5	2.9	5	8.7	17.4	20.9
2008	-0.8	-0.6	11.7	14.9	15.1	19.7

ჰიდრომეტეოროლო

ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტში, ცალკეული მეტეოროლოგიური სადგურებისათვის მონაცემთა ბაზების გარდა, შეიქმნა ტემპერატურის და ნალექების უნიკალური ბაზები საქარველოს ტერიტორიაზე თანაბრად 25კმ დაშორებით განლაგებული წერტილებისათვის, სადაც მეტეოროლოგიური დაკვირვებები არ წარმოებს (იხ. ნახ. 12.1.1).



ნახ. 12.1.1. მონაცემთა ბაზების ბადე

ნახ.12.1.1-ზე მოცემული რუკის ბადის ყველა 112 –ვე წერტილისათვის შექმნილია მონაცემთა ბაზები, დიდ ბრიტანეთში, საფრანგეთში, შვეიცარიაში და ევროპის და მსოფლიოს სხვა ქვეყნებში შექმნილ ანალოგიურ ბაზებთან ერთად დედამიწის ბადურ მონაცემთა ბაზებს ქმნის.

12.2. უხეში შეცდომების და გამოტოვებული მონაცემების აღდგენა

მონაცემთა ბაზის შექმნამდე, ან შექმნის პროცესში, უპირველეს ყოვლისა საჭიროა თითოეული სადგურის მონაცემებში შეცდომების შემოწმება, რისთვისაც შესწავლილი უნდა იქნეს მეტამონაცემები და გამოვლინდეს ყველა მონაცემთა მასივში არსებული ხელოვნური ნახტომები, რომლებიც გამოწვეულია სადგურის ადგილმდებარეობის, გაზომვის ხელსაწყოს, დაკვირვებათა მეთოდის შეცვლით, ან სხვა მიზეზებით. მონაცემთა ჰომოგენიზაციისათვის გამოიყენება სტატისტიკური R პაკეტი.

არსებული მონაცემების კონტროლის გავლის შემდეგ უხეში შეცდომების (ანუ გამოტოვებული მონაცემების) აღდგენისათვის ხშირად იყენებენ კლიმატოლოგიაში აპრობირებული პროცედურას, რომელიც პირველად შემოიტანა ო.დროზდოვმა და შემდეგ განავითარა ნ.კობიშევამ. დაკვირვებათა მონაცემების საფუძველზე დგება კორელაციური მატრიცები, მათი ანალიზის შედეგად და სადგურების გეოგრაფიული მდებარეობის გათვალისწინებით ვლინდება მაღალკორელირებადი სადგურების ჯგუფები, რომელთა შორისაც კორელაციის კოეფიციენტები კონკრეტული ინდექსისათვის ნიშნადი იქნება 95% დონეზე და უფრო მეტი. შემდეგ, თითოეული ჯგუფის შიგნით გაცდენილი მონაცემები განისაზღვრება კლიმატოლოგიაში აპრობირებული შესაბამისი სხვაობის ან შეფარდების მეთოდით.

ეს მეთოდი ექვემდებარება იმ წარმოდგენას, რომ ატმოსფერული პროცესები მეზობლად განლაგებულ პუნქტებში იზოლირებულად არ მიმდინარეობს, ისინი ურთიერთკავშირშია და ურთიერთთანხმობაში. ამიტომ მიუხედავად იმისა, რომ მეტეოროლოგიური მოვლენები წლიდან

წლამდე მნიშვნელოვან ცვალებადობას განიცდიან, მეზობელ პუნქტებს შორის მათი სხვაობები და შაფარდებები შედარებით მდგრადია.

ვთქვათ, მსგავს ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში განლაგებული ორი სადგურისათვის მეტეოროლოგიურ მოვლენაზე დაკვირვებათა რიგებია:

$$X_1, X_2, X_3, \dots, X_n \text{ და } Y_1, Y_2, Y_3, \dots, Y_n,$$

თუ ამ რიგების საშუალო მნიშვნელობებია შესაბამისად X_{saS} და Y_{saS} , მაშინ სხვაობა $X_{saS} - Y_{saS} = \tau$ შეიძლება ჩაითვალოს მუდმივად და ნებისმიერი გამოტოვებული ელემენტი განისაზღვროს ფორმულით:

$$X_i = \tau + Y_i \text{ ან } Y_i = X_i - \tau.$$

ამაში მდგომარეობს სხვაობის მეთოდის პრინციპი.

შეფარდების მუდმივობის შემთხვევაში შესაბამისად გვექნება $X_{saS}/Y_{saS} = \tau$ და $X_i = \tau Y_i$ ან $Y_i = X_i/\tau$

მეტეოროლოგიური მოვლენის სპეციფიკიდან გამომდინარე, სხვაობის მეთოდი მიზანშეწონილია გამოყენებულ იქნას მახასიათებლებისათვის, რომელთათვისაც მსგავს ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში მდებარე ორ ან რამოდენიმე სადგურის მონაცემებს შორის სხვაობა წლიდან წლამდე უმნიშვნელოდ იცვლება. ასეთია უმთავრესად ჰაერის და ნიადაგის ტემპერატურა, წყლის ორთქლის პარციალური წნევა და სხვა, დანარჩენი მოვლენის შემთხვევაში მიზანშეწონილია შეფარდების მეთოდი, რადგანაც მათი ფარდობები უფრო მდგრადია. მათ მიეკუთვნება ატმოსფერული ნალექები, შეფარდებითი სინოტივე, მზის ნათების ხანგრძლივობა და ა.შ.

12. 3. მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა პირველადი სტატისტიკური დამუშავების მეთოდები

ყოველივე ინფორმაცია, მიღებული როგორც ინსტრუმენტული, ისე ვიზუალური დაკვირვებებიდან, მათ შორის ექსპერიმენტებიდან, მოითხოვს შესაბამის გაანალიზებას და განზოგადობას. ამისათვის კი გამოიყენება მათემატიკური მეთოდები, უპირველეს ყოვლისა კი-მათემატიკური სტატისტიკისა და ალბათობის თეორიის მიდგომები.

ვთქვათ ჩავატარეთ დაკვირვებები რაიმე X მოვლენაზე და n დაკვირვების შემდეგ მივიღეთ შემდეგი მონაცემები:

$$X_1, X_2, X_3, \dots, X_n. \quad (12.3.1)$$

რიგს, რომელიც შედგენილია დაკვირვებათა მონაცემების საფუძველზე დაკვირვებათა რიგი, ან მწკრივი ეწოდება. იმის და მიხედვით, თუ რა თანმიმდევრობით არის დაკვირვებათა რიგში განლაგებული მისი შემადგენელი ელემენტები, განასხვავებენ ქრონოლოგიურ და რანჟირებულ რიგს. ქრონოლოგიურს უწოდებენ დაკვირვებათა რიგს, თუ ის შედგენილია ქრონოლოგიური თანმიმდევრობით, ანუ ჩატარებულ დაკვირვებათა თანმიმდევრობით. ხშირად საჭიროა რიგი წარმოვადგინოთ მისი ელემენტების ზრდადობის ან კლებადობის მიხედვით, მაშინ მას რანჟირებულს უწოდებენ (ცხრილი 12.3.1).

ცხრილი 12.3.1. იანვრის თვეში მოსული ატმოსფერული ნალექების ჯამების ქრონოლოგიური და რანჟირებული რიგები თბილისის მონაცემებით.

ქრონოლოგ.	მმ	რანჟირ.	მმ
1990	23	2006	45
1991	33	1991	33
1992	18	1993	32
1993	32	2008	29
1994	15	2000	24
1995	7	1990	23
1996	12	1992	18
1997	6	1994	15
1998	10	2004	15
1999	1	1996	12
2000	24	2005	11
2001	7	1998	10
2002	9	2002	9
2003	4	1995	7
2004	15	2001	7
2005	11	1997	6
2006	45	2003	4
2007	3	2007	3
2008	29	1999	1

როგორც ვხედავთ ცხრილის მარცხენა ნაწილში წარმოდგენილია ქრონოლოგიური რიგი, ხოლო მარჯვენა ნაწილში იგივე რიგი წარმოდგენილია ნალექების კლესადობის მიხედვით, ეს არის რანჟირებული რიგი.

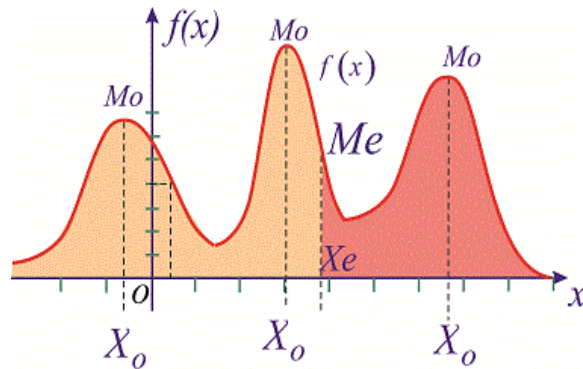
დაკვირვებათა რიგი თავისთავად შეიცავს უამრავ ინფორმაციას ამ მოვლენის შესახებ. ამ ინფორმაციის გამოსახატავად გამოიყენება მათემატიკური სტატისტიკის და ალბათობის თეორიის ცნობილი მეთოდები. ნებისმიერი გეოგრაფიული დაკვირვებათა რიგის უმნიშვნელოვანესი მახასიათებელია მისი მათემატიკური მოლოდინი, ანუ საშუალო მნიშვნელობა. ცხადია, იმისათვის, რომ შევაფასოთ დაკვირვებათა რიგის საშუალო მნიშვნელობა, საჭიროა შევკრიბოთ მისი წევრები და გავყოთ დაკვირვებათა რიცხვზე:

$$x_{საშ} = (\sum x_i) / n = (x_1 + x_2 + x_3 + \dots + x_n) / n \quad 12.3.2$$

სადაც $x_{საშ}$ - მოვლენის საშუალო მნიშვნელობაა, მას მათემატიკურ მოლოდინსაც უწოდებენ. n - დაკვირვებათა რიცხვია, ანუ დაკვირვების რიგის სიგრძე.

ხშირად საშუალო სიდიდესთან ერთად დაკვირვებათა რიგის დასახასიათებლად გამოიყენებენ მედიანას და მოდას. მედიანა (Me) წარმოადგენს დაკვირვებათა მონაცემების

ცენტრალურ მნიშვნელობას, დაკვირვებათა ერთი ნახევარი მასზე ნაკლებია, ხოლო ზუსტად მეორე ნახევარი მასზე მეტია. მოდა (M_o) წარმოადგენს მონაცემების ყველაზე უაღბათეს მნიშვნელობას (იხ. ნახ. 12.3.1) .



ნახ.12.3.1. განაწილების მედიანა (Me) და მოდა (M_o)

საშუალო მნიშვნელობა დაკვირვებათა რიგის ყველაზე მოხერხებული მახასიათებელია, მას რიგი უპირატესობა გააჩნია მედიანასა და მოდასთან. მაგრამ ამავე დროს ის არ არის საკმარისი დაკვირვებათა რიგის, ანუ მოვლენის სრულფასოვანი დახასიათებისათვის. დაკვირვებებს გააჩნია უდიდესი და უმცირესი მნიშვნელობები, ანუ მაქსიმუმი (x_{max}) და მინიმუმი (x_{min}). სხვაობას მათ შორის ამპლიტუდა ეწოდება:

$$B = (x_{max}) - (x_{min}) \quad 12.3.3$$

ამპლიტუდა არის მონაცემების გაბნევის უბეში საზომი. მისი სიდიდე დამოკიდებულია დაკვირვების რიცხვზე, დაკვირვებათა რაოდენობის გაზრდით ამპლიტუდაც მატულობს.

ცხრილი 12.3.1 -ის თანახმად 1990-დან 2008 წლამდე პერიოდის განმავლობაში თბილისში იანვრის თვეში მოსული ნალექების მაქსიმუმმა 45მმ, ხოლო მინიმუმმა- 1მმ შეადგინა. ამრიგად ამპლიტუდამ 44მმ შეადგინა.

საშუალო, მაქსიმალური და მინიმალური მნიშვნელობები, აგრეთვე ამპლიტუდა არ არის საკმარისი დაკვირვებათა მონაცემების სრულფასოვანი დახასიათებისათვის. საშუალო მნიშვნელობის მიმართ დაკვირვებათა მონაცემების გაბნევას ახასიათებენ აგრეთვე საშუალო გადახრით, საშუალო კვადრატული გადახრით, ვარიაციის, ასიმეტრიის და ექსცესის კოეფიციენტებით.

დაკვირვებათა რიგის საშუალო არითმეტიკული გადახრა გამოიანგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$V = \frac{\sum(x_i - x_{საშ})}{n} \quad 12.3.4$$

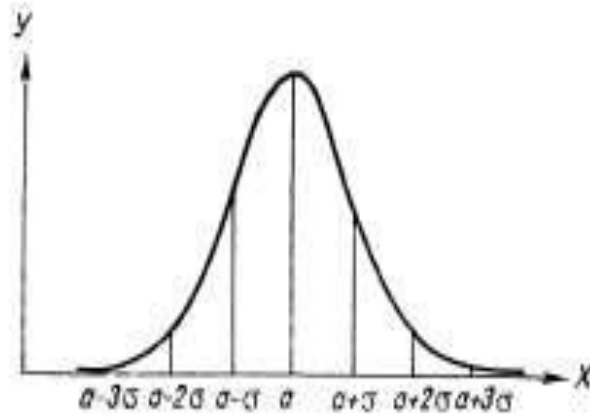
სადაც x_i - დაკვირვებათა რიგის i -ური წევრია, ხოლო $x_{საშ}$ -რიგის საშუალო მნიშვნელობაა, ხოლო n - დაკვირვებათა რიგის სიგრძეა.

ამ სიდიდეს პრაქტიკაში დიდი გამოყენება არა აქვს, რადგანაც დადებითმა და უარყოფითმა გადახრებმა შესაძლოა ერთმანეთი გააწონასწოროს და თანაბარი დადებითი და უარყოფითი გადახრების პირობებში ნული იყოს.

დაკვირვებათა მონაცემების დროში გაზნევის დასახასიათებლად უფრო მიზანშეწონილია გამოვიყენოთ საშუალო კვადრატული გადახრა, რომელიც გამოიანგარიშება შემდეგი ფორმულით:

$$S = [\sum(x_i - \bar{x}_{საშ})^2 / n]^{1/2} \quad 12.3.5$$

საშუალო კვადრატულ გადახრას დაკვირვებათა რიგის დასახასიათებლად ისეთივე დიდი მნიშვნელობა აქვს, როგორც მის საშუალო მნიშვნელობას.



ნახ.12.3.2. საშუალო კვადრატული გადახრის საზღვრები

ნახ. 12.3.2-ზე ნაჩვენებია მარტივი განაწილება, როდესაც საშუალოდან დადებითი და უარყოფითი გადახრები თანაბარია. ამ შემთხვევაში საშუალო მნიშვნელობა, მოდა და მედიანა ერთი და იგივეა. გრაფიკიდან ჩანს აგრეთვე, რომ საშუალოდან, როგორც დადებითი, ისე უარყოფითი გადახრები საშუალო კვადრატული გადახრის სამჯერად საზღვრებში თავსდება.

დღეისათვის მიღებულია საშუალო კვადრატული გადახრები მთელი რიგი კლიმატური ელემენტებისათვის. მათი სიდიდე მნიშვნელოვნად არის დამოკიდებული ადგილის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებზე. მაგალითად, ჰაერის საშუალო დღელამური ტემპერატურის საშუალო კვადრატული გადახრა ადგილის სიმაღლის შემცირებასა და ზღვასთან მიახლოებისას მცირდება.

ეს აიხსნება სითბური ბალანსის თავისებურებებით: ზღვის სანაპიროზე სითბოს მნიშვნელოვანი მოდენა, ტემპერატურული ველის შედარებით ერთგვაროვნება და ზღვის მასტაბილიზირებელი მოქმედება განაპირობებს ტემპერატურის მცირე ცვლილებას. სიმაღლის გაზრდით ირღვევა ერთგვაროვნების პირობა, აგრეთვე სუსტდება ზღვის მოქმედება, რაც განაპირობებს ტემპერატურის დისპერსიის გაზრდას.

საშუალო კვადრატული გადახრის კვადრატს დისპერსიას უწოდებენ, ხოლო საშუალო კვადრატული გადახრის შეფარდებას მათემატიკურ მოლოდინთან ვარიაციის კოეფიციენტს უწოდებენ:

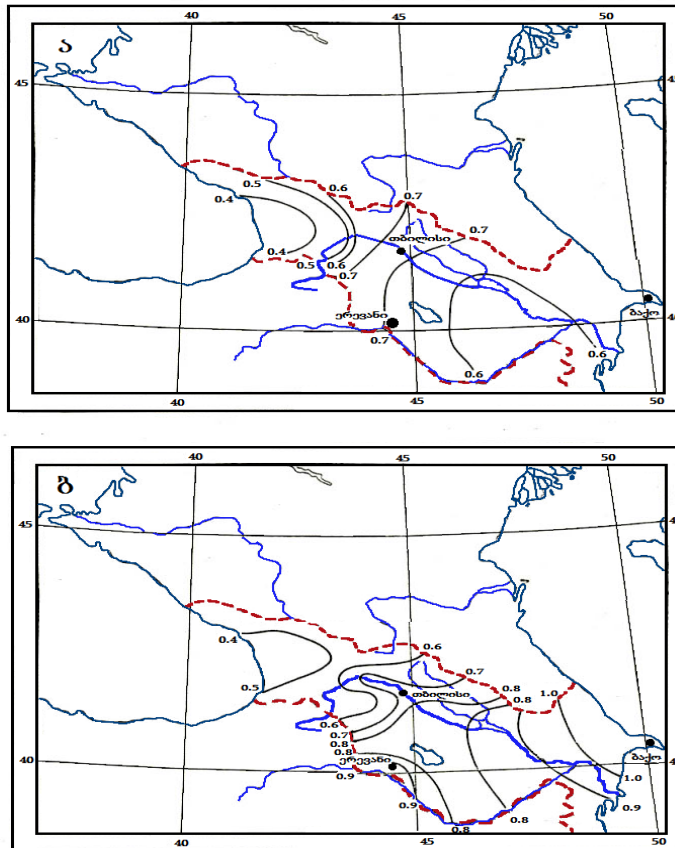
$$C = S / \bar{x}_{საშ} \quad 12.3.6$$

ვარიაციის კოეფიციენტი წარმოადგენს მოვლენის საშუალო კვადრატული გადახრის ნორმირებულ მნიშვნელობას, ამიტომაც დიდი პრაქტიკული გამოყენება აქვს დაკვირვებათა რიგების შედარებისას.

ამიერკავკასიის პირობებში ჰაერის საშუალო დღელამური და თვიური ტემპერატურის ვარიაციის კოეფიციენტების შედარებით დაბალი მნიშვნელობები აღინიშნება საქართველოს შავი

ზღვის სანაპიროზე, კოლხეთის და ლენქორანის დაბლობებზე. ადგილის სიმაღლის გაზრდით ვარიაციის კოეფიციენტი იზრდება და აღწევს მაქსიმუმს ნულოვანი იზოთერმის სიმაღლეზე, ანუ იმ სიმაღლეზე სადაც ტემპერატურა უტოლდება 0⁰-ს. ნულოვანი იზოთერმის მაღლა ვარიაციის კოეფიციენტი თანდათან მცირდება.

ნახ. 12.3.3-ზე წარმოდგენილია ატმოსფერული ნალექების იანვრის და ივლისის თვიური ჯამების ვარიაციის კოეფიციენტების რუკები ამიერკავკასიის ტერიტორიისათვის.



ნახ. 12.3.3. ატმოსფერული ნალექების ვარიაციის კოეფიციენტი: ა)-იანვარი; ბ)-ივლისი

როგორც რუკებიდან ჩანს, ნალექების ჯამების ვარიაციის კოეფიციენტი მჭიდრო კავშირშია კლიმატის არიდუზაციის ხარისხთან. კერძოდ, შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთში, სადაც ნალექების დიდი რაოდენობა მოდის და კლიმატი ჰუმიდურია, ნალექების ვარიაციის კოეფიციენტი დაბალია და 0.6-ს არ აღემატება. აღმოსავლეთის მიმართულებით ნალექების რაოდენობა კანონზომიერად კლებულობს, შესაბამისად მცირდება ვარიაციის კოეფიციენტიც და უმცირეს მნიშვნელობებს ზერბაიჯანის ბტერიტორიაზე მკვეთრად არიდულ კლიმატურ ზონაში ღებულობს.

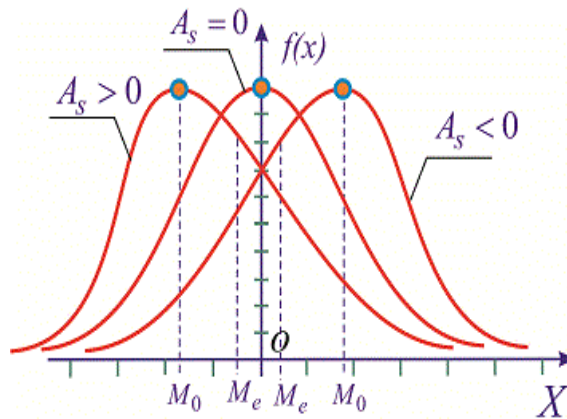
ზემოთ განხილული მახასიათებლების გარდა იშვიათად მიმართავენ აგრეთვე შედარებით მაღალი რიგის მომენტებს-ასიმეტრიის და ექსცესის კოეფიციენტებს. ასიმეტრიის კოეფიციენტს ანგარიშობენ ფორმულით:

$$A = (1/nS^3) \sum (x_i - x_{\text{საშ}})^3$$

12.3.7

ასიმეტრიის კოეფიციენტი უჩვენებს განაწილების სიმეტრიულობის ხარისხს. კერძოდ მკაცრად სიმეტრიული განაწილებისთვის $A=0$ (იხ. ნახ. 12.3.4). ამ დროს საშუალო მნიშვნელობა, მედიანა და მოდა ერთმანეთის ტოლია. თუ $A>0$ მაშინ იტყვიან, რომ მარჯვენა ასიმეტრიულობაა, ე.ი. საშუალო სიდიდე უდიდეს მნიშვნელობაზე, ანუ მოდაზე ნაკლებია. შებრუნებული სურათია მარცხენა ასიმეტრიულობის დროს, როდესაც $A<0$. ამ დროს საშუალო სიდიდე აღემატება მოდას. გეოგრაფიულ კვლევებში მიღებულია, რომ თუ ასიმეტრია ნაკლებია 0,25-ზე, ის მცირეა, თუ მერყეობს 0,25-სა და 0,50-ს შორის-ზომიერია, ხოლო თუ აღემატება 0,50-ს მაშინ დიდია.

ჰერის საშუალო თვიური ტემპერატურის ასიმეტრიის კოეფიციენტი იცვლება 0,2-0,5-ფარგლებში, რასაც უმნიშვნელო და ზომიერ ასიმეტრიას უწოდებენ. ატმოსფერული ნალექების ასიმეტრია დადებითია და უმთავრესად არ აღემატება 0,5-ს. მკვეთრი ასიმეტრია დამახასიათებელია მშრალი რაიონებისათვის.



ნახ. 12.3.4. განაწილების ასიმეტრია

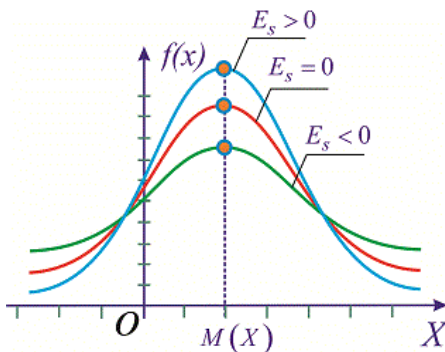
დაკვირვებათა მონაცემების განაწილების სიმრუდეს ახასიათებენ ექსცესის კოეფიციენტი:

$$E = (1/nS^4) \sum (x_i - x_{\text{საშ}})^4 - 3$$

12.3.8

სადაც S - საშუალო კვადრატული გადახრაა, ხოლო n - დაკვირვებათა რიგის სიგრძეა. ექსცესის კოეფიციენტი უჩვენებს თუ რამდენად ამოზნექილია, ან ჩაზნექილი განაწილება (ნახ.12.3.5).

მრუდის ნორმალური ჩაზნექილობის პირობებში $E=0$. თუ $E>0$ მაშინ იტყვიან, რომ განაწილება ამოზნექილია, ხოლო თუ $E<0$ - განაწილება ჩაზნექილია.



ნახ. 12.3.5. განაწილების ექსცესი

ექსცესის კოეფიციენტი იცვლება მინუს 2-დან უსასრულობამდე. როდესაც მისი მნიშვნელობა ახლოსაა მინუს 2-თან განაწილების მრუდი გარდაიქმნება ბიმოდალურში, ანუ მას 2 მაქსიმუმი ექნება, ხოლო თუ ის გაუტოლდება მინუს 2-ს, მაშინ ეს განაწილება გაიყოფა 2 მრუდად.

ჰერის საშუალო თვიური ტემპერატურის ექსცესის კოეფიციენტი ერთზე ნაკლებია, ანუ ექსცესი სუსტია. ატმოსფერული ნალექების ექსცესის კოეფიციენტი მერყეობს 0,5-1,5 ფარგლებში. ექსცესის დიდი მნიშვნელობები დამახასიათებელია ღრუბლიანობისთვის.

12.4. სტატისტიკური მახასიათებლების პრაქტიკული გაანგარიშება

ზემოთ განხილული მახასიათებლების გაანგარიშება, რაც გეოგრაფიულ დაკვირვებათა მონაცემების პირველად ანალიზს შეადგენს, ხდება სპეციალური პროგრამების შესაბამისად კომპიუტერზე. ეს განსაკუთრებით ხელსაყრელია მაშინ, როდესაც დაკვირვებათა დიდი მასივები გვაქვს. მონაცემთა ბაზებიდან ხდება ყველა სტატისტიკური მახასიათებლის კომპიუტერული გაანგარიშება. შედარებით მოკლე რიგებისათვის კი მათი გამოთვლა შესაძლებელია ხელით ცხრილური ხერხის გამოყენებით, როგორც ეს ნაჩვენებია ცხრილში 12.4.1.

ცხრილი 12.4.1. სტატისტიკური მახასიათებლების გაანგარიშების ცხრილური ხერხი

1	2	3	4	5
x_i	$(x_i - x_{საშ})$	$(x_i - x_{საშ})^2$	$(x_i - x_{საშ})^3$	$(x_i - x_{საშ})^4$
x_1	$x_1 - x_{საშ}$	$(x_1 - x_{საშ})^2$	$(x_1 - x_{საშ})^3$	$(x_1 - x_{საშ})^4$
x_2	$x_2 - x_{საშ}$	$(x_2 - x_{საშ})^2$	$(x_2 - x_{საშ})^3$	$(x_2 - x_{საშ})^4$
x_3	$x_3 - x_{საშ}$	$(x_3 - x_{საშ})^2$	$(x_3 - x_{საშ})^3$	$(x_3 - x_{საშ})^4$
.				
x_n	$x_n - x_{საშ}$	$(x_n - x_{საშ})^2$	$(x_n - x_{საშ})^3$	$(x_n - x_{საშ})^4$
$\sum x_i$	$\sum (x_i - x_{საშ})$	$\sum (x_i - x_{საშ})^2$	$\sum (x_i - x_{საშ})^3$	$\sum (x_i - x_{საშ})^4$
$x_{საშ} = \sum x_i / n$	$V = \sum (x_i - x_{საშ}) / n$	$S = [\sum (x_i - x_{საშ})^2 / n]^{1/2}$	$A = (1/nS^3) \sum (x_i - x_{საშ})^3$	$E = (1/nS^4) \sum (x_i - x_{საშ})^4 - 3$

ცხრილის პირველ სვეტში წარმოდგენილია დაკვირვებათა რიგის ელემენტები- $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$. ამავე სვეტის ბოლოსწინა სტრიქონში ეს ელემენტები დაჯამებულია ($\sum x_i$), ხოლო ბოლო სტრიქონში ეს ჯამი გაყოფილია დაკვირვებათა რიგზე (n) და მიღებულია საშუალო მნიშვნელობა ($x_{საშ} = \sum x_i / n$). ცხრილის მეორე სვეტში ჩამოწერილია სხვაობები რიგის თითოეულ ელემენტსა და მის საშუალო მნიშვნელობას შორის. ბოლოსწინა სტრიქონში მეორე სვეტი დაჯამებულია ($\sum (x_i - x_{საშ})$), ხოლო ამავე სტრიქონში მისი დაკვირვებათა რიგზე გაყოფით მიღებულია რიგის საშუალო გადახრა ($V = \sum (x_i - x_{საშ}) / n$). ცხრილი 12.4.1-ს მესამე, მეოთხე და მეხუთე სვეტებში –მეორე სვეტის ელემენტები ($x_i - x_{საშ}$) შესაბამისად აყვანილია კვადრატში, კუბში და მეოთხე ხარისხში. თითოეული სვეტის ელემენტები ბოლოსწინა სტრიქონში დაჯამებულია და ამ ჯამების საფუძველზე

წინა პარაგრაფში წარმოდგენილი ფორმულების გამოყენებით დაანგარიშებულია დაკვირვებათა რიგის საშუალო კვადრატული გადახრა (S), ასიმეტრიის(A) და ექსცესის კოეფიციენტები(E).

მაგალითი. ზემოდ ჩამოყალიბებული მიდგომის საფუძველზე მოვახდინოთ ჰაერის ტემპერატურაზე ჩატარებული დაკვირვებების პირველადი ანალიზი. ცხრილი 12.4.2-ში, პირველ სვეტში ჩამოწერილია ჰაერის ტემპერატურაზე დაკვირვების 5 მონაცემი (გრადუსებში), ე.ი. $n=5$.

ცხრილი 12.4.2. ჰაერის ტემპერატურის რიგის პირველადი ანალიზი

T	$T-T_{საშ}$	$(T-T_{საშ})^2$	$(T-T_{საშ})^3$	$(T-T_{საშ})^4$
4	-2	4	-8	16
7	1	1	1	1
5	-1	1	-1	1
5	-1	1	-1	1
9	3	9	27	81
$\Sigma T_i=30$	0	16	18	100
$T_{საშ}=6$	0	1.8	0.63	-1.1

ცხრილის ბოლოსწინა სტრიქონში დაჯამებულია თითოეული სვეტის ელემენტები ($\Sigma T_i = 30$) და გამოანგარიშებულია საშუალო ტემპერატურა ($T_{საშ}=30/5=6$).

ცხრილის მეორე, მესამე, მეოთხე და მეხუთე სვეტებში ჩამოწერილია სხვაობები ($T-T_{საშ}$), შესაბამისად პირველ, მეორე, მესამე და მეოთხე ხარისხში. ამ სვეტების ელემენტები დაჯამებულია და წარმოდგენილია ცხრილის ბოლოსწინა სტრიქონში. ბოლო სტრიქონში კი ცნობილი ფორმულების თანახმად (იხ.წინა პარაგრაფში) გამოანგარიშებულია ტემპერატურის რიგის სტატისტიკური მახასიათებლები:

$$V=0/5=0;$$

$$S=(16/5)^{1/2}=(3,2)^{1/2}=1.8;$$

$$C=S/a_{საშ} = 1.8/6=0,3;$$

$$A=(1/5*(1.8)^3*18=0.63;$$

$$K=(1/5*(1.8)^4*100-3=1.9-3=-1,1.$$

ამრიგად, ცხრილში 12.4.2 წარმოდგენილი დაკვირვებების პირველადი ანალიზის საფუძველზე მივიღეთ, რომ ჰაერის საშუალო ტემპერატურა უდრის 6^0 -ს, მისი საშუალო გადახრა- 0 -ს, საშუალო კვადრატული გადახრა- $1,8^0$ -ს, ვარიაციის კოეფიციენტი- $0,3$ -ს, ასიმეტრიის კოეფიციენტი- $0,63$ -ს, ხოლო ექსცესის კოეფიციენტი-მინუს $1,1$ -ს.

12.5. საშუალო მნიშვნელობათა შედარება

სხვადასხვა სტაციონარული, სავლე, თუ ექსპერიმენტული დაკვირვებების ჩატარების დროს ერთი და იგივე მოვლენის გაზომვისას ხშირად მიიღება საშუალო სიდიდეების სხვადასხვა მნიშვნელობა, რომლებიც მნიშვნელოვნად არ განსხვავდებიან ერთმანეთისგან. ისმის კითხვა არსებითია, თუ შემთხვევით ხასიათს ატარებს ეს სხვაობები? ეს სახითი განსაკუთრებით აქტუალური გახდა თანამედროვე გლობალური დათბობის პირობებში, როდესაც საჭიროა შედარდეს ტემპერატურის დაკვირვებათა ორი რიგი, ვთქვათ გლობალური დათბობის დაწყებამდე და გლობალური დათბობის დროს, იმისათვის, რომ დადგინდეს გლობალური დათბობის ეფექტი. კიდევ ბევრი მაგალითის მოყვანა შეიძლება, როდესაც კლიმატოლოგიის სხვადასხვა ამოცანების განხილვისას საჭიროა სხვადასხვა სადგურების რიგების, ან განსხვავებული პერიოდების შედარება. ამ საკითხის გადასაწყვეტად მიმართავენ სხვადასხვა კრიტერიუმებს, მათ შორის ერთერთი ყველაზე საიმედო და პრაქტიკაში გავრცელებულია სტიუდენტის კრიტერიუმი.

ვთქვათ ერთი ტიპის ორი სხვადასხვა დაკვირვებათა სერიის შედეგად მივიღეთ მათემატიკური მოლოდინის (საშუალო მნიშვნელობა) და მისი შესაბამისი საშუალო კვადრატული გადახრის შემდეგი მნიშვნელობები:

$$x_{საშ1}, S_1 \text{ და } x_{საშ2}, S_2$$

ვთქვათ პირველი ექსპერიმენტის დროს ჩატარდა n_1 გაზომვა, ხოლო მეორე ექსპერიმენტის დროს- n_2 გაზომვა. ანგარიშობენ სტიუდენტის კრიტერიუმს:

$$t = \frac{(x_{საშ1} - x_{საშ2})}{(S_1^2/n_1 + S_2^2/n_2)} \quad 12.5.1$$

შემდეგ, სპეციალურ ცხრილებში ეძებენ t -ს კრიტიკულ მნიშვნელობას შესაბამისი თავისუფლების ხარისხისათვის. თავისუფლების ხარისხი უდრის:

$$K = n_1 + n_2 - 2 \quad 12.5.2$$

თუ აღმოჩნდა, რომ სტიუდენტის კრიტერიუმის გამოთვლილი მნიშვნელობა აღემატება ცხრილიდან აღებულ მის კრიტიკულ მნიშვნელობას, მაშინ განსხვავება საშუალო მნიშვნელობებს შორის არ არის შემთხვევითი, ის არსებითია. ხოლო, თუ კრიტერიუმის გამოთვლილი მნიშვნელობა ნაკლებია მის კრიტიკულ მნიშვნელობაზე, განსხვავება საშუალო მნიშვნელობებს შორის შემთხვევით ხასიათს ატარებს და შეიძლება ჩაითვალოს, რომ $x_1 = x_2$.

ცხრილში 12.5.1-ში წარმოდგენილია სტიუდენტის პარამეტრის კრიტიკული მნიშვნელობების ფრაგმენტი თავისუფლების ხარისხის ზოგიერთ მნიშვნელობაზე (K) და მის შესაბამის ალბათობაზე (P) დამოკიდებულებით.

ცხრილი 12.5.1. სტიუდენტის პარამეტრის კრიტიკული მნიშვნელობები

K	P			
	0.95	0.98	0.99	0.999
50	2.008	2.403	2.677	3.497
60	2.000	2.390	2.660	3.460
70	1.995	2.381	2.648	3.436
80	1.990	2.374	2.639	3.416
90	1.987	2.368	2.632	3.401
100	1.984	2.364	2.626	3.391

მაგალითი. ვთქვათ ჩავატარეთ გაზომვათა 2 სერია: $n_1=25$ და $n_2=50$. x საშუა=23,56, x_2 საშუა=22,80, ხოლო $S_1=S_2=1,20$.

მაშინ 12.5.1 ფორმულის თანახმად $t=2,59$, ხოლო თავისუფლების ხარისხი 12.5.2 ფორმულის თანახმად იქნება:

$$K = n_1 + n_2 - 2 = 25 + 50 - 2 = 73 \quad 12.5.3$$

ცხრილი 12.5.1-ის თანახმად $K=70$ თავისუფლების ხარისხისათვის სტიუდენტის კრიტერიუმის გამოთვლითი მნიშვნელობა ($t=2,59$) აღემატება ცხრილში მოცემულ კრიტიკულ მნიშვნელობას $P=0.98$ ალბათობის დონეზე ($t=2.381$), რაც იმაზე მიუთითებს, რომ განსხვავება საშუალო მნიშვნელობებს შორის არსებითია და უზრუნველყოფილია 0.98 ალბათობის დონეზე. ამრიგად ამ შემთხვევაში გვაქვს 2 განსხვავებული რიგი.

თუ იგივე საკითხს განვიხილავთ 0.99 ალბათობის დონეზე, რომლისთვისაც სტიუდენტის კრიტიკული მნიშვნელობა ცხრილი 12.4.1-ის თანახმად შეადგენს ($t=2,648$), და აღემატება მისივე გამოთვლილ მნიშვნელობას ($t=2,59$), შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ 0.99 ალბათობის დონეზე განსხვავება საშუალო მნიშვნელობებს შორის შემთხვევით ხასიათს ატარებს.

თავი 13. დაკვირვებათა რიგის მოდელირება

13. 1. ემპირიული მოდელი

მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა რიგის სრულყოფილი ანალიზისათვის არ არის საკმარისი ჩვენს მიერ განხილული რიგის სტატისტიკური მახასიათებლები, ანუ მისი საშუალო მნიშვნელობა, საშუალო კვადრატული გადახრა, ვარიაციის, ასიმეტრიის, ექსცესის კოეფიციენტები და სხვა. საჭიროა ვიცოდეთ ამა თუ იმ ელემენტის ან მოვლენის ცალკეულ მნიშვნელობათა განაწილების მთელი სპექტრი. ამისათვის ანგარიშობენ მის ცალკეულ სიდიდეთა ალბათობებს და აგებენ განაწილების ემპირიულ მრუდს, რითაც ფაქტიურად ქმნიან ემპირიულ მოდელს. სიტყვა “ემპირიკა” აღნიშნავს ცდას, ხოლო ემპირიული მოდელი გულისხმობს ცდებით, ანუ დაკვირვებათა (გაზომვათა) მონაცემების საფუძველზე შექმნილ მოდელს.

ვთქვათ გვაქვს რაიმე x ელემენტზე/მოვლენაზე n სიგრძის დაკვირვებათა რიგი. ვთქვათ ამ დაკვირვებათა რიგში x_1 -მნიშვნელობა განმეორდა n_1 -ჯერ, x_2 -მნიშვნელობა განმეორდა n_2 -ჯერ, x_3 -მნიშვნელობა – n_3 -ჯერ და ა.შ., x_n -მნიშვნელობა განმეორდა n_n -ჯერ.

$$n_1, n_2, n_3, \dots, n_n - \text{ს აბსოლუტურ სიხშირეს უწოდებენ. ცხადია, რომ } n_1 + n_2 + n_3 + \dots + n_n = n.$$

ელემენტის თითოეული მნიშვნელობის ალბათობის გამოსაანგარიშებლად საჭიროა მისი შესაბამისი აბსოლუტური სიხშირე გავყოთ დაკვირვებათა საერთო რიცხვზე. ანუ, თუ ალბათობას ავლნიშნავთ P –თი, მაშინ მოვლენის ნებისმიერი i –ური სიდიდის ალბათობა განისაზღვრება ფორმულით:

$$P_i = n_i / n \quad 13.1.1$$

პრაქტიკული ამოცანების გადაწყვეტისას, ემპირიული მოდელის შესადგენად, ალბათობებს ანგარიშობენ შემდეგი სახის ცხრილის გამოყენებით. ალბათობა შეიძლება გამოისახოს აგრეთვე %-ში.

ცხრილი 13.1.1. ალბათობათა გაანგარიშება ემპირიული მოდელისათვის

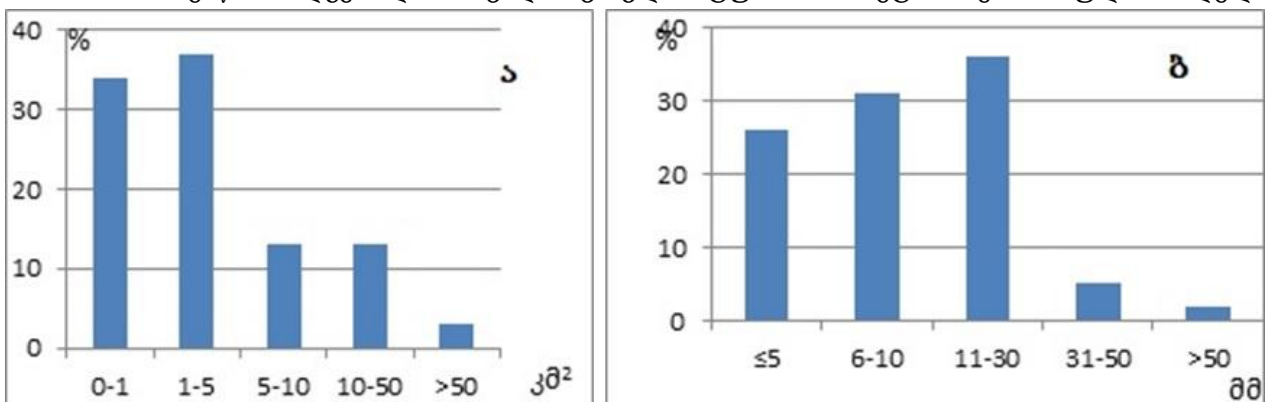
x_i	n_i	P_i
x_1	n_1	n_1/n
x_2	n_2	n_2/n
x_3	n_3	n_3/n
.	.	.
x_n	n_n	n_n/n
ჯამი	n	1

როგორც ვხედავთ, ცხრილის პირველ სვეტში ჩამოწერილია ელემენტის კონკრეტული მნიშვნელობები, მეორე სვეტში – მათი შესაბამისი აბსოლუტური სიხშირეები, ხოლო მესამე სვეტში – შესაბამისი ემპირიული ალბათობები. ცხადია, რომ

$$n_1/n + n_2/n + n_3/n + \dots + n_n/n = 1 \quad \text{13.1.2.}$$

ცხრილი 13.1.1-ის მონაცემები გამოხატავს ელემენტის სიდიდეთა ალბათობების განაწილების მთელ სპექტრს, ანუ ის წარმოადგენს ამ მოვლენის ემპირიულ მოდელს. ცხრილის მონაცემების საფუძველზე შეგვიძლია ავაგოთ დიაგრამა, რომელიც გამოსახავს ამ ელემენტის ემპირიული განაწილების ფუნქციას. ასეთი ფუნქციის სახე დამოკიდებულია თვით ელემენტის ბუნებაზე.

ნახ. 13.1.1-ზე წარმოდგენილია სხვადასხვა კლიმატური პარამეტრის ემპირიული მოდელი.



ნახ. 13.1.1. ა)-სეტყვის შედეგად სრულად დაზიანებული არელების განმეორადობის მოდელი (კვ.კმ); ბ)-სეტყვის დროს მოსული სხვადასხვა სიდიდის ნალექების განმეორადობის მოდელი (მმ)

ნახ. 13.1.1.ა გამოსახავს სეტყვის დროს სრულად დაზიანებული არელების განმეორადობას. მოდელის თანახმად სეტყვის შემთხვევაში ყველაზე ხშირად ზიანდება ტერიტორია 1-5 კვ.კმ ფართობით. ასეთი არელების დაზიანების ალბათობა დაახლოებით 36%-ს შეადგენს. აგრეთვე მაღალია 1კვ.კმ-ზე ნაკლები არელების დაზიანების ალბათობა(34%). მხოლოდ 2-3% შემთხვევაში ზიანდება 5კვ.კმ-ზე მეტი ფართობები. ნახ. 13.1.1.ბ -ზე წარმოდგენილია სეტყვის დროს მოსული სხვადასხვა სიდიდის ნალექების განმეორადობის მოდელი. მოდელის თანახმად სეტყვის დროს ყველაზე ალბათურია 11-30 მმ ნალექი, მისი ალბათობა 35%-ს აღემატება. ასევე დიდი ალბათობით არის მოსალოდნელი 6-10მმ (30%-ზე მეტი) და 5 მმ-ზე ნაკლები (25%). იშვიათია 31 მმ-ზე მეტი ნალექი, ხოლო 50მმ-ზე მეტი ნალექის ალბათობა 2%-ს არ აღემატება.

მაგალითი1. ვთქვათ გვაქვს ჰაერის ტემპერატურაზე (T_i) ჩატარებული დაკვირვებათა შემდეგი რიგი ($^{\circ}C$):

5; 6; 7; 7; 6; 7; 8; 8; 9; 8.

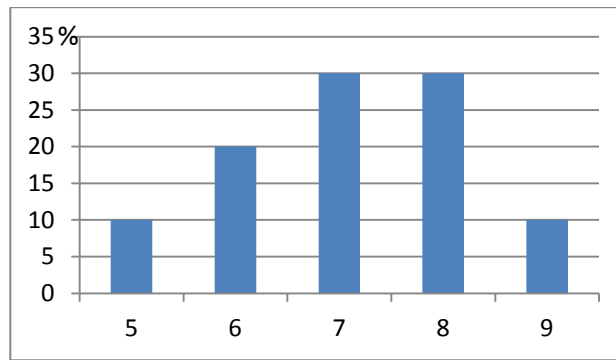
როგორც ვხედავთ ჩატარებულია 10 დაკვირვება ჰაერის ტემპერატურაზე. დაკვირვებების განმავლობაში ტემპერატურა იცვლებოდა 5 დან 9 გრადუსის ფარგლებში. ქედან 5⁰ აღინიშნებოდა ერთხელ, 6⁰ -2ჯერ, 7⁰ -3ჯერ, 8⁰ -3ჯერ და 9⁰ –ერთხელ. ესენია შესაბამისად ტემპერატურის აღნიშნულ მნიშვნელობათა აბსოლუტური სიხშირეები. თუ თითოეულ მათგანს გავყოფთ დაკვირვებათა საერთო რიცხვზე, ანუ 10-ზე, მივიღებთ შესაბამის ალბათობებს. ნათქვამი ცხრილის სახით გამოიხატება შემდეგნაირად:

ცხრილი 13.1.2. ალბათობათა გაანგარიშება ჰაერის ტემპერატურის რიგისათვის

T_i	n_i	P_i	$P\%$
5	1	0,1	10
6	2	0,2	20
7	3	0,3	30
8	3	0,3	30
9	1	0,1	10
ჯამი	10	1,0	100

როგორც ცხრილიდან ჩანს განხილულ შემთხვევაში ტემპერატურის ყველაზე ალბათური მნიშვნელობებია 7 და 8 გრადუსი. მათი ალბათობებია 0,3. ყველაზე ნაკლები ალბათობა კი შეესაბამება 5 და 9 გრადუსს, და ალბათობა უდრის 0,1-ს.

ნახ. 13.1.2-ზე წარმოდგენილია ცხრილი 13.1.2-ის მონაცემების გრაფიკული მოდელი.



ნახ. 13.1.2. ჰაერის ტემპერატურის განმეორადობის მოდელი

ნახ 13.1.2. -ზე წარმოდგენილი მოდელი გამოსახავს ჰაერის ტემპერატურის სხვადასხვა სიდიდის ალბათობათა განაწილების მთელ სპექტრს. ის გვიჩვენებს, რომ უდიდესი ალბათობა 30% შეესაბამება 7 და 8 ტემპერატურას. მცირესი ალბათობით-10% ფიქსირდება ტემპერატურები 5 და 90.

მაგალითი 2. განვიხილოთ ატმოსფერული ნალექების რაოდენობის განაწილების ემპირიული მოდელი ცხრილ 13.1.3-ში მოცემული იანვრის თვეში თბილისში მოსული ატმოსფერული ნალექების ჯამების საფუძველზე. ამ ცხრილის მარჯვენა ნაწილი, ანუ ნალექების რანჟირებული რიგი შემდეგნაირად გამოიყურება:

ცხრილი 13.1.3. იანვრის თვეში თბილისში მოსული ატმოსფერული ნალექების ჯამები

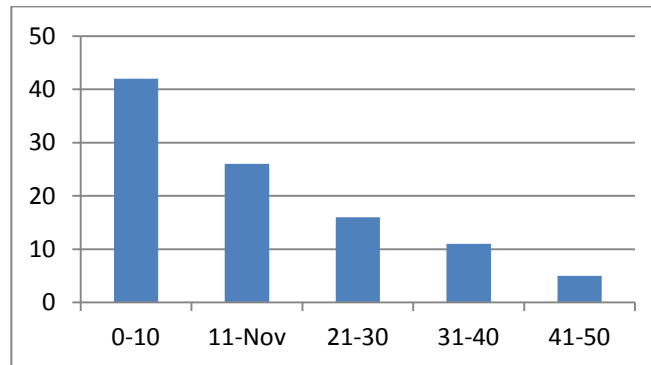
წელი	ნალექი, მმ	წელი	ნალექი, მმ	წელი	ნალექი, მმ
2006	45	1990	23	2005	11
1991	33	1992	18	1998	10
1993	32	1994	15	2002	9
2008	29	2004	15	1995	7
2000	24	1996	12		

როდესაც შედარებით გრძელი და არაერთგვაროვანი რიგი გვაქვს მიზანშეწონილია ნალექები დავყოთ გრადაციებათ. ნალექების ჯამები იცვლება 1-დან 45მმ-მდე, ამიტომ თუ გრადაციის სიგრძეს ავიღებთ 10მმ-ს, მაშინ გვექნება 5 გრადაცია: 1-10მმ; 11-20მმ; 21-30მმ; 31-40მმ; და 40მმ-ზე მეტი. მაშინ თუ დავთვლით თითოეულ გრადაციაში მოხვედრილ შემთხვევას მივიღებთ აბსოლუტურ სიხშირეს (n_i), ხოლო მისი გაყოფით რიგის სიგრძეზე, ანუ 19-ზე, მივიღებთ შესაბამის ალბათობებს. ეს ყველაფერი ასახულია ცხრილში 13.1.4.

ცხრილი 13.1.4. ალბათობათა გაანგარიშება ატმოსფერული ნალექების რიგისათვის

ნალექი, მმ	n_i	P_i	$P\%$
0-10	8	0,42	42
11-20	5	0,26	26
21-30	3	0,16	16
31-40	2	0,11	11
41 და მეტი	1	0,05	5
ჯამი	19	1,0	100

ცხრილი 13.1.4–ის მონაცემებზე დაყრდნობით შედგენილია თბილისში იანვრის თვეში მოსული ატმოსფერული ნალექების განმეორადობის მოდელი (ნახ. 13.1.3). მოდელის თანახმად უდიდესი ალბათობა(42%) შეესაბამება ნალექების თვიურ ჯამს არაუმეტეს 10მმ-ისა. შემდეგი გრადაციების ალბათობა კანონზომიერად კლებულობს და უმცირესი ალბათობა (95%) შეესაბამება 41 მმ-ზე მეტ ნალექების ჯამს.



ნახ. 13.1.3. თბილისში იანვრის თვეში მოსული ატმოსფერული ნალექების განმეორადობის მოდელი

13.2. მათემატიკური მოდელები

როგორც ვნახეთ, ემპირიული მონაცემების საფუძველზე გაანგარიშებულ ალბათობათა სპექტრს, ანუ ემპირიულ განაწილების ფუნქციას სხვადასხვა სახე შეიძლება ჰქონდეს, რაც დამოკიდებულია თვით მეტეოროლოგიური ელემენტის ან მოვლენის ბუნებაზე. ამ ბუნების

გამოსავლენად და მოვლენის ღრმად შესასწავლად ახდენენ მის აღწერას რაიმე მათემატიკური ფორმულის საშუალებით. თუ ეს ხერხდება, ამ პროცესს დაკვირვებათა რიგის მათემატიკურ მოდელირებას უწოდებენ, ხოლო თვით ფორმულას, რომელიც აღწერს ამ პროცესს, მათემატიკურ მოდელს უწოდებენ.

მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა რიგების განაწილებათა ფუნქციების აღწერისათვის გამოიყენება თეორიული ფუნქციები-ბინომიალური, პუასონის, ნორმალური, პირსონის, გამა, შარლეს, გუმბელის და სხვა განაწილებები. ეს ცნობილი ფორმულებია, ცნობილია მათი თვისებები და თუ რომელიმე ასეთი ფორმულით მოხერხდა განაწილების ემპირიული მოდელის აღწერა ის დიდ უპირატესობას იძლევა ამ ელემენტის/მოვლენის ბუნების ასახსნელად. განვიხილოთ მათ შორის ყველაზე ცნობილი ფუნქციები.

ბინომიალური განაწილების ალბათობა გამოიანგარიშება ფორმულით:

$$P(x) = \frac{n!}{x!(n-x)!} k^x (1-k)^{n-x}, \quad 13.2.1$$

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

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

$$P(x) = \frac{e^{-a} a^x}{x!}, \quad 13.2.2$$

აქ a - პუასონის პარამეტრია. პუასონის განაწილების მთავარი თვისებებია ის, რომ პუასონის პარამეტრი ერთდროულად საშუალო სიდიდეცაა, დისპერსიაც და ასიმეტრიაც.

ნახ. 13.2.1-ზე წარმოდგენილია პუასონის განაწილება, პუასონის პარამეტრის სხვადასხვა მნიშვნელობებისათვის.

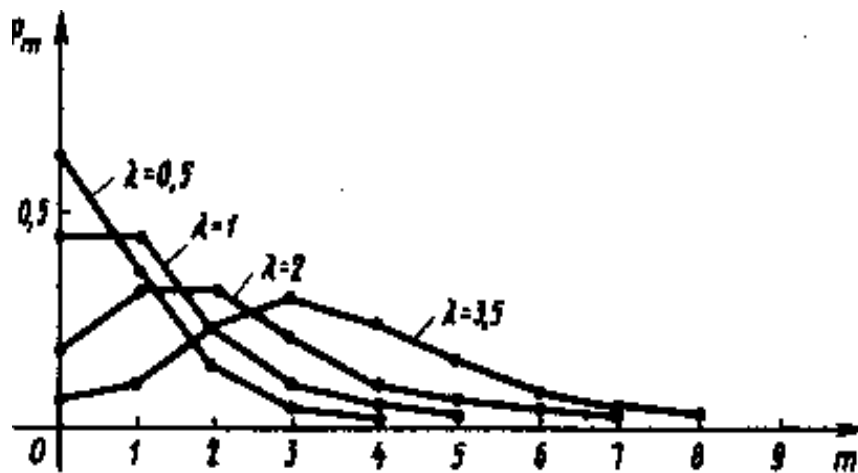
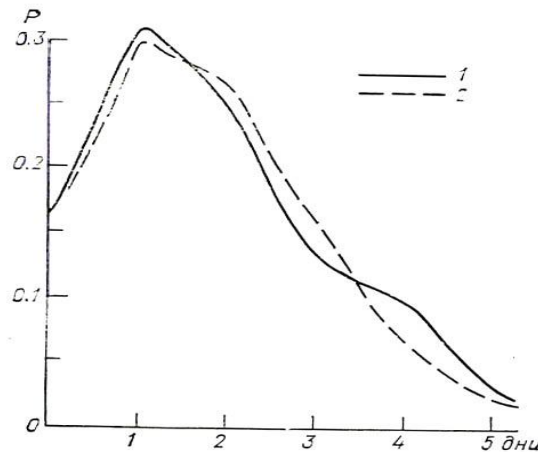


Рис. 6.10

ნახ. 13.2.1. პუასონის განაწილება, პუასონის პარამეტრის სხვადასხვა მნიშვნელობებისათვის

ნახ. 13.2.1-დან გამომდინარეობს, რომ როდესაც პუასონის პარამეტრი მცირეა (მაგალითად 0.5 ან 1) განაწილების მოდალური, ანუ უდიდესი მნიშვნელობა ნულოვან სიდიდეს შეესაბამება და პუასონის განაწილება ფორმით ექსპონენციალურ განაწილებას წააგავს. პუასონის პარამეტრის გაზრდისას, რაც ნახ.13.2.1-ზე შეესაბამება 2 და 3.5-ს, მოდალური მნიშვნელობა აღარ არის ნული და პუასონის განაწილება სიმეტრიული განაწილებისკენ მისწრაფვის. საქართველოს პირობებში პუასონის განაწილება კარგად აღწერს უხვ და ინტენსიურ ნალექებთან დღეთა რიცხვის განაწილებას, რისი ერთ-ერთი მაგალითიც ნახ. 13.2.2-ზეა წარმოდგენილი. ნახ. 13.2.2-დან კარგად ჩანს, რომ თანხვედრა ემპირიულ და თეორიულ (ამ შემთხვევაში პუასონის) განაწილებებს შორის საკმაოდ კარგია.



ნახ. 13.2.2. უხვი ნალექების დღეთა რიცხვის დიფერენციალური განაწილება თბილისში: 1-ემპირიული; 2-თეორიული პუასონის მიხედვით

დიდი თეორიული მნიშვნელობა და პრაქტიკული გამოყენება აქვს ალბათობის გაანგარიშებას **ნორმალური განაწილების კანონის** მიხედვით. ამ შემთხვევაში რაიმე სიდიდის ალბათობა განისაზღვრება ფორმულით:

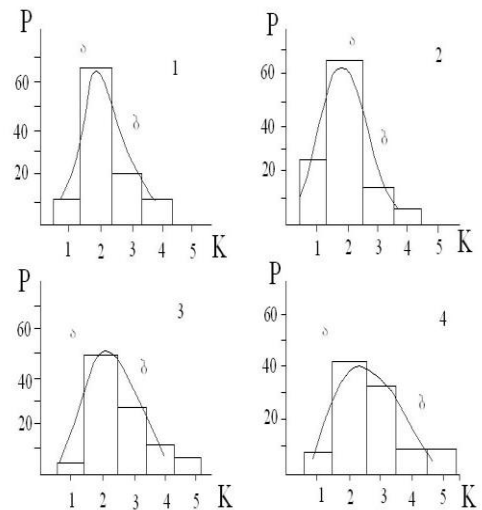
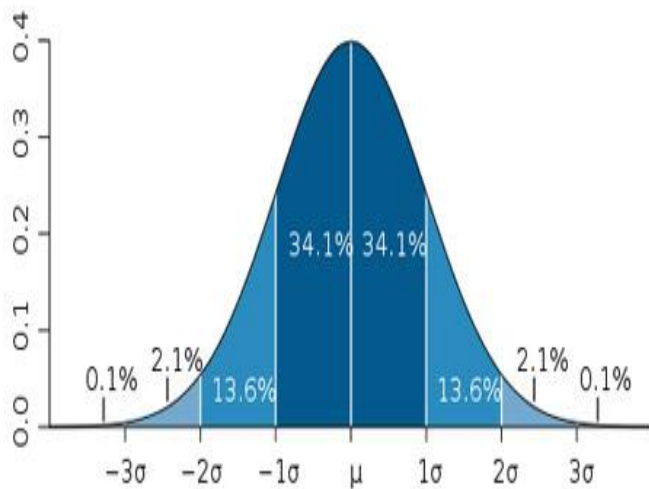
$$P(x) = \Phi(t_2) - \Phi(t_1), \quad 13.2.3$$

სადაც $\Phi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^t e^{-t^2/2} dt$ - ნორმალური განაწილების ფუნქციაა, ხოლო $t = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$ 13.2.4.

ნახ. 13.2.3-ზე წარმოდგენილია ნორმალური განაწილების ფუნქციის ზოგადი სახე. როგორც ვხედავთ ის არის სიმეტრიული ფუნქცია, რომელიც თანაბრად ეშვება მისი მოდალური მნიშვნელობიდან მარცხნივ და მარჯვნივ. მოდალური მნიშვნელობა ამავე დროს არის საშუალოც და მედიანაც. სწორედ მათი ტოლობაა ნორმალური განაწილების ძირითადი თვისება. ნახ-დან ჩანს აგრეთვე, რომ ნორმალური განაწილების შემთხვევაში საშუალო სიდიდიდან მაჯვნივ და მარცხნივ საშუალო კვადრატული გადახრის ინტერვალში თავმოყრილია დაკვირვებების 68.2% შემთხვევა, თითოეული მიმართულებით 34.1%. ორმაგ საშუალო კვადრატული გადახრებს შორის ინტერვალში ხვდება დაკვირვებათა 95.4% რაოდენობა (13.6+34.1+34.1+13.6=95.4%). სამმაგ საშუალო კვადრატული გადახრებს შორის ინტერვალში მოხვედრილი დაკვირვებათა რაოდენობა 99.6%-ს

შეადგენს (2.1+13.6+34.1+34.1+13.6+2.1=99.6%). ეს ნორმალური განაწილების ფუნქციის ერთერთი თვისებაა.

ნორმალური განაწილების კანონი საქართველოს პირობებში წარმატებით იყო გამოყენებული ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურების, სიმშრალის რადიაციული ინდექსის და სხვა კლიმატური პარამეტრების მიმართ. ქვემოთ ნაჩვენებია ნორმალური განაწილების ფუნქციის გამოყენების მაგალითი სიმშრალის რადიაციული ინდექსის მიმართ (ნახ. 13.2.4). სიმშრალის რადიაციული ინდექსი წარმოადგენს რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამის შეფარდებას ატმოსფერული ნალექების ჯამისა და აორთქლების ფარული სითბოს ნამრავლთან. ნახ. 13.2.4-დან ჩანს, რომ შესაბამისობა ემპირიულ მონაცემებსა და თეორიულ მრუდს შორის კარგია. ეს გვამღევეს საფუძველს ნორმალური განაწილების ფუნქცია წარმატებით გამოვიყენოთ გაუდაზნოების ალბათობის გამოსაანგარიშებლად.



ნახ.13.2.3. ნორმალური განაწილების ფუნქცია

ნახ. 13.2.4. სიმშრალის რადიაციული ინდექსის ალბათობის განაწილება:

ა – ემპირიული; ბ – თეორიული, ნორმალური განაწილებით. 1 - ბოლნისი, 2 – თბილისი, 3 – გარდაბანი, 4 – უდაბნო

დედამიწის ყველა განედებში უდაბნოებისათვის სიმშრალის რადიაციული ინდექსი აღემატება 3-ს. მისი საშუალო მნიშვნელობა შეადგენს გარდაბანში 2.4-ს, ბოლნისსა და უგაბნოში-2.3-ს, თბილისში-2-ს, თელავში-1.2-ს. ეს ციფრები კიდევ ერთხელ ადასტურებს, რომ საქართველოში კლასიკური უდაბნო არ არის, რადგანაც სიმშრალის რადიაციული ინდექსის საშუალო მნიშვნელობა არ აღწევს 3-მდე. თუმცა, როგორც ნახ. 13.2.4 გვიჩვენებს ცალკეულ წლებში მან შეიძლება გადააჭარბოს 3-ს. მიტომ, თუ რამდენი პროცენტია გაუდაზნოების ალბათობა მარტივად შეიძლება გამოანგარიშებულ იქნეს ნორმალური განაწილების ფუნქციის საშუალებით.

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

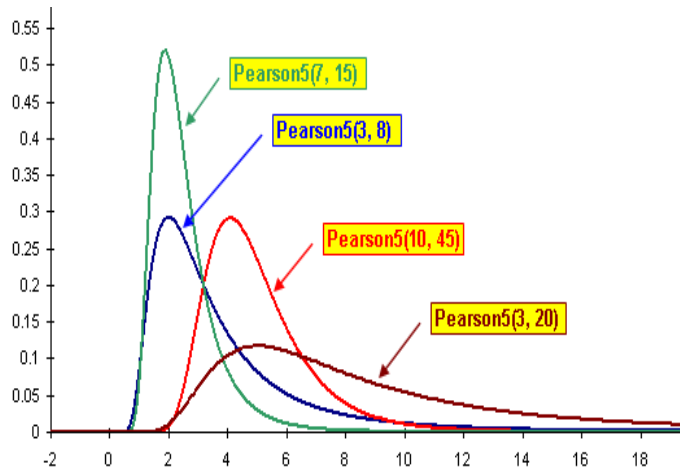
$$\frac{d(\lg y)}{dx} = \frac{x - a}{B_0 + B_1(x - a) + B_2(x - a)^2}, \quad 13.2.5.$$

სადაც α -განაწილების მოდაა, x -პარამეტრია, γ -სიმკვრივის მრუდის ორდინატაა. პირსონის ფუნქციის ტიპი განისაზღვრება კრიტერიუმით:

$$K = -\frac{r_3^2(S + 2)^2}{16(S + 1)}, \quad 13.2.6.$$

სადაც $K = \frac{\sigma(r_4 - r_3^2 - 1)}{3r_3^2 - 2r_4 + 6}$, r_3 და r_4 შასაბამისი მესამე და მეოთხე რიგის ძირითადი მომენტებია. კრიტერიუმის მნიშვნელობის შესაბამისად ხდება მრუდის ტიპის შერჩევა.

ნახ. 13.2.5-ზე ნაჩვენებია პირსონის მე-5 ტიპის ფუნქციები განსხვავებული პარამეტრების შემთხვევაში.



ნახ. 13.2.5. პირსონის ფუნქციები

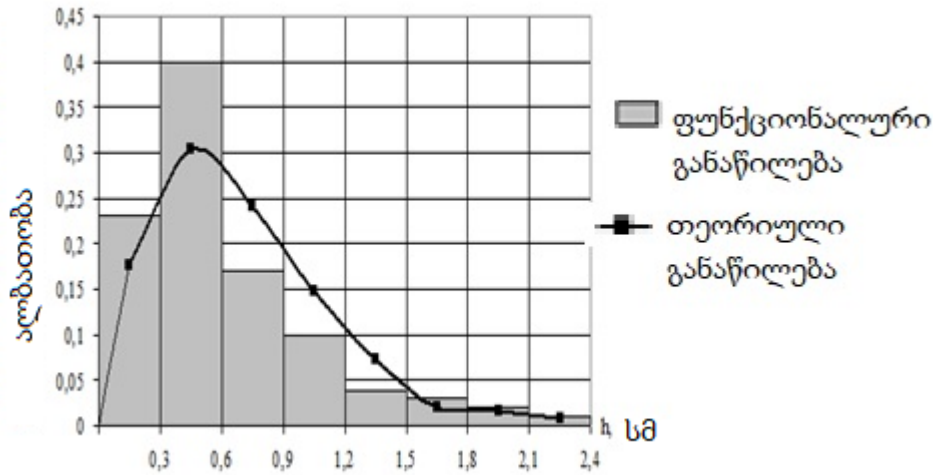
საქართველოს პირობებში პირსონის განაწილებები გამოყენებული იყო ნალექების წლიური ჯამების მიმართ, თუმცა დამაკმაყოფილებელი შედეგი არ მოჰყვა.

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 $F(t_{i-1}) - F(t_i)$ ინტერვალში მოხვედრის ალბათობა განისაზღვრება ფორმულით:

$$F(t_i) - F(t_{i-1}) = [\Phi(t_i) + AB_i + KC_i] - [\Phi(t_{i-1}) + AB_{i-1} + KC_{i-1}], \quad 13.2.7.$$

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

ნახ. 13.2.6-ზე წარმოდგენილია ემპირიული მონაცემების განაწილება (დიაგრამა) და თეორიული ფუნქცია შარლეს განაწილების მიხედვით. როგორც ჩანს შარლეს განაწილება მთლიანობაში შეესაბამება ემპირიულ მონაცემებს, თუმცა ცალკეულ გრადაციებში მნიშვნელოვანი განსხვავებები შეიმჩნევა. შარლეს განაწილებას ხშირად იყენებენ ატმოსფერული ნალექების თვიური, სეზონური და წლიური ჯამების მიმართ. შარლეს სისტემას მიეკუთვნება U -ს მაგვარი განაწილება. ის კარგად აღწერს ღრუბლიანობის რაოდენობის განაწილებას, რადგანაც ორივე მხრიდან შემოსაზღვრულია.



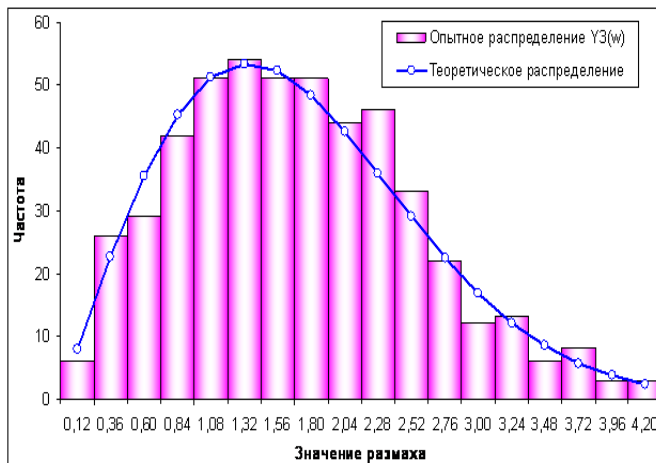
ნახ. 13.2.6. ემპირიული დიაგრამა და მისი აღწერა შარლეს განაწილებ-თ

მრავალმხრივი პრაქტიკული გამოყენება აქვს გუმბელის კანონს:

$$p(x) = e^{-e^{-y}}, \quad 13.2.8.$$

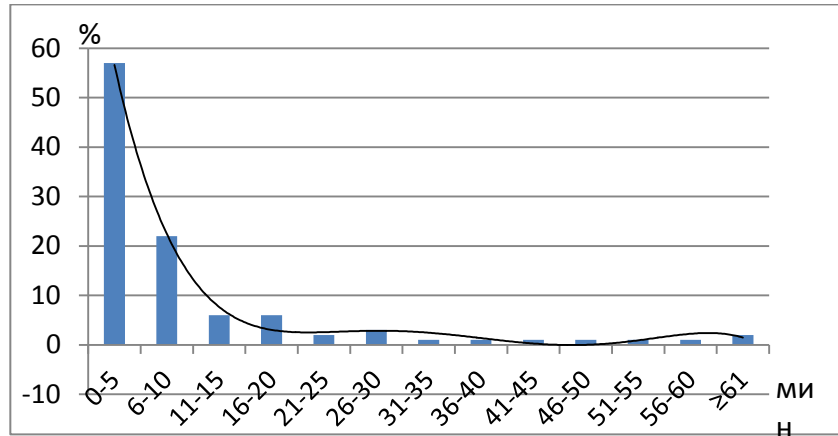
სადაც $y = a(x - q)$ -ნორმირებული გადახრაა მოდისაგან, $a > 0$, q -მუდმივაა.

გუმბელის კანონი გამოიყენება კლიმატური ელემენტების ექსტრემუმების მიმართ. საქართველოსათვის ეს ნაჩვენები იყო ჰაერის ტემპერატურის და ნალექების დღე-ღამური მაქსიმუმების მაგალითზე. მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა მახასიათებლების ემპირიულ განაწილებათა აპროკსიმაციისათვის (მოდელირებისათვის) შედარებით იშვიათად გამოიყენება რელეის განაწილება, ჯონსის განაწილებათა სისტემა და სხვა თეორიული ფუნქციები.



ნახ. 13.2.7. გუმბელის კანონის გამოყენების მაგალითი

ემპირიული მონაცემების აღწერისათვის ყოველთვის არ მიმართავენ ზემოდ განხილულ ცნობილ თეორიულ ფუნქციებს. ხშირად, განსაკუთრებით კი მაშინ, როდესაც დიდი სიზუსტეა მისაღწევი მონაცემების აღსაწერად გამოიყენებენ სხვადასხვა რიგის პოლინომებს და შემდეგ მათ შორის აარჩევენ იმას, რომელიც საუკეთესოდ შეესაბამება ემპირიულ განაწილებას. მაგალითისათვის ნახ. 13.2.8-ზე წარმოდგენილია სეტყვის მოსვლის პროცესის ხანგრძლივობის ემპირიული (დიაგრამები) და მოდელური(უწყვეტი ხაზი) ფუნქციები.



ნახ. 13.2.8. სეტყვის მოსვლის პროცესის ხანგრძლივობის ემპირიული და მოდელური ფუნქციები

ნახ. 13.2.8-ზე წარმოდგენილი ემპირიული განაწილება კარგად აღიწერება მე-5 რიგის შემდეგი პოლინომით:

$$y = -0.005x^5 + 0.212x^4 - 3.325x^3 + 24.84x^2 - 88.39x + 123.3, \quad 13.2.9.$$

სადაც x – არის სეტყვის მოსვლის პროცესის ხანგრძლივობა, ხოლო y – ამ ხანგრძლივობის შესაბამისი ალბათობა. როგორც ნახ. 13.2.8-დან ჩანს ყველაზე ხშირად, 57% შემთხვევაში, სეტყვა გრძელდება 5 წუთამდე.

მაგალითი. განვიხილოთ დაკვირვებათა მონაცემების თეორიული ფუნქციებით მოდელირების მაგალითი. ცხრილი 13.2.1-ის პირველ სტრიქონში მოცემულია ატმოსფერული ნალექების წლიური ჯამების ემპირიული განაწილება თბილისისათვის. მომდევნო სტრიქონებში წარმოდგენილია შესაბამისად ნორმალური, შარლეს და პირსონის ფუნქციების გამოყენების შედეგები.

ცხრილი 13.2.1. ნალექების წლიური ჯამების აბსოლუტური სიხშირე. თბილისი.

განაწილების ფუნქცია	ნალექების გრადაცია, მმ							
	<360	361-400	401-440	441-480	481-520	521-560	561-600	>601
ემპირიული	6	6	9	10	8	10	7	9
ნორმალური	5	6	8	11	12	10	7	6
შერლეს A ტიპი	6	8	9	8	8	7	8	9
პირსონის III ტიპი	4	7	8	15	5	13	6	7

თუ შევადარებთ თეორიული ფუნქციებით მოდელირებულ სიდიდეებს ნალექების ემპირიულ განაწილებას დავრწმუნდებით, რომ ყველაზე ცუდად ფაქტობრივ მონაცემებს პირსონის III ტიპის განაწილება შეესაბამება. მაგალითად 441-480 მმ ინტერვალის გრადაციაში მოხვედრის აბსოლუტური სიხშირე ემპირიული მონაცემების თანახმად 10-ია, ხოლო პირსონის განაწილების თანახმად 15-ია, ამრიგად სხვაობა ძალზე დიდია, მაშინ როდესაც აბსოლუტური სიხშირე ნორმალური განაწილების მიხედვით 11, ხოლო შარლეს განაწილების მიხედვით 8-ს ტოლია. სხვა გრადაციებში ემპირიულ სიხშირეებთან ყველაზე ახლოს შარლეს A ტიპის განაწილების მიხედვით გამოანგარიშებული სიხშირეებია. ამრიგად განხილულ მაგალითში მიზანშეწონილია ნალექების წლიური ჯამების მოდელირებისათვის შევარჩიოთ შარლეს A ტიპის განაწილება. სტატისტიკური შეფასების თანახმად ნალექების წლიური ჯამების ემპირიული განაწილება შეესაბამება პირსონის III-ტიპის განაწილებას-30% , ნორმალურ განაწილებას 60%, ხოლო შარლეს A ტიპის განაწილებას -95% ალბათობათა დონეზე.

თავი 14. კორელაცია და რეგრესია 14.1. კორელაციური ანალიზი

კორელაციური ანალიზი არის მათემატიკური მეთოდი, რომლის საშუალებითაც ხორციელდება კავშირის დადგენა ორ სხვადასხვა პარამეტრს შორის. მეთოდის საშუალებით ადგენენ ერთი სიდიდის მეორეზე დამოკიდებულების გასაშუალოებულ კანონს და მათ შორის ურთიერთკავშირის ხარისხს. კავშირის ხარისხი ფასდება კორელაციის კოეფიციენტის საშუალებით. კორელაციას ეწოდება წრფივი, თუ ამ სიდიდეებს შორის კავშირი წრფივია.

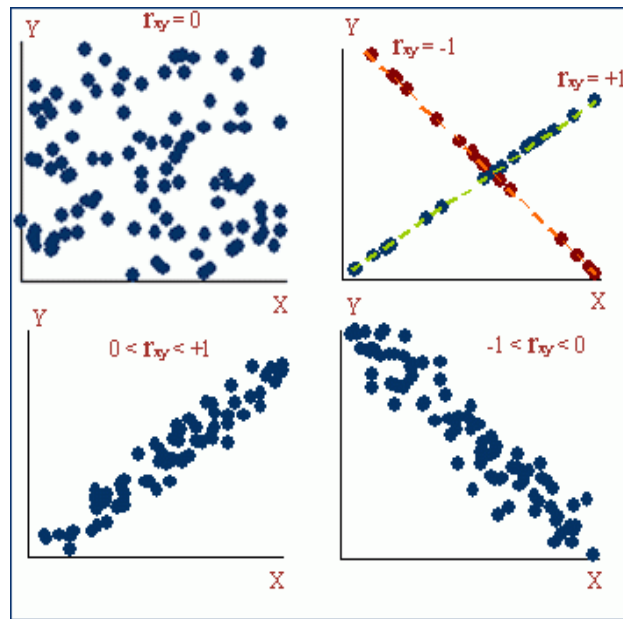
ვთქვათ გვაქვს ერთდროული დაკვირვებები x და y პარამეტრებზე. მათ შორის კავშირის ხარისხი გამოიხატება კორელაციის კოეფიციენტით:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})(y_i - \bar{Y})}{(n-1)s_x s_y} \quad \text{ან} \quad r_{xy} = \frac{\sum (x_j - \bar{x}) \cdot (y_j - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_j - \bar{x})^2 \cdot (y_j - \bar{y})^2}} \quad \mathbf{14.1.1.}$$

სადაც $x_{\text{საშ}}$ და $y_{\text{საშ}}$ შესაბამისად ამ პარამეტრების საშუალო მნიშვნელობებია, S_x და S_y —მათი საშუალო კვადრატული გადახრებია, n -დაკვირვებათა რიგის სიგრძეა, ანუ დაკვირვებათა რაოდენობაა.

კორელაციის კოეფიციენტი იცვლება 0-დან პლიუს-მინუს 1-ის ფარგლებში. თუ ის უდრის 1-ს, კავშირი პარამეტრებს შორის ფუნქციონალურია, ხოლო თუ უდრის 0-ს კავშირი მათ შორის არ არსებობს. თუ კორელაციის კოეფიციენტი დადებითია კავშირი პირდაპირპროპორციულია, ხოლო თუ ის უარყოფითია კავშირი უკუპროპორციულია. ამაში მდგომარეობს კორელაციის კოეფიციენტის არსი სტატისტიკური თვალსაზრისით.

ნახ. 14.1.1-ზე წარმოდგენილია ორ ცვლადს შორის შესაძლო სხვადასხვა ხარისხის კორელაციური კავშირები.



ნახ. 14.1.1. სხვადასხვა ხარისხის კორელაციური კავშირები

ნახ. 14.1.1-ის ზედა მარცხენა ნაწილში განლაგებული ფრაგმენტიდან ჩანს, რომ წერტილები ძალიან გაბნეულია და არავითარი კავშირი ამ სიდიდეებს შორის არ არსებობს. ამ შემთხვევაში კორელაციის კოეფიციენტი ნულის ტოლია. ზედა მარჯვენა ფრაგმენტზე გამოსახულია ფუნქციონალური კავშირები x და y შორის. ერთ შემთხვევაში ფუნქციონალური კავშირი პირდაპირია, როდესაც კორელაციის კოეფიციენტი უდრის 1-ს, ხოლო მეორე შემთხვევაში კავშირი შებრუნებულია და კორელაციის კოეფიციენტი უდრის მინუს 1-ს. ნახ. 14.1.1-ის ქვედა ნაწილში განლაგებულ ფრაგმენტებში კორელაციის კოეფიციენტს საშუალოდ მნიშვნელობები უკავია, ერთ შემთხვევაში ის დადებითია, ხოლო მეორე შემთხვევაში უარყოფითია.

კორელაციის კოეფიციენტის გამოთვლა სპეციალური კომპიუტერული პროგრამებით ხორციელდება. ეს განსაკუთრებით ხელსაყრელია დაკვირვებათა დიდი მასივების შემთხვევაში. იშვიათი მონაცემების შემთხვევაში კი ხელითაც შეიძლება მისი გამოთვლა. განვიხილოთ კორელაციის კოეფიციენტის გამოთვლის მარტივი-ცხრილური მეთოდი.

ცხრილის 14.1.1-ის პირველ და მეორე სვეტში წარმოდგენილია x და y მოვლენებზე დაკვირვებათა შედეგები. ამ სვეტების დაჯამებით და დაკვირვებათა რიცხვზე, ანუ n -ზე გაყოფით მიიღება მათი საშუალო მნიშვნელობები, რაც შეტანილია ამ სვეტების ბოლო სტრიქონში. მე-3 და მე-4 სვეტებში ჩამოწერილია შესაბამისად x - სიდიდის საშუალო მნიშვნელობიდან გადახრები და მათი კვადრატები. ხოლო მე-5 და მე-6 სვეტებში – ანალოგიურად y -სიდიდის საშუალო მნიშვნელობიდან გადახრები და მათი კვადრატები. მე-4 და მე-6 სვეტების საშუალებით გამოიანგარიშება x და y სიდიდეების საშუალო კვადრატული გადახრები- S_x და S_y . ამისათვის საჭიროა ეს სვეტები დავაჯამოთ და შემდეგ ამოვიღოთ კვადრატული ფესვი. ბოლო, ანუ მე-7 სვეტის ჯამი კი იძლევა კორელაციის კოეფიციენტის გამოსაანგარიშებელი ფორმულის მრიცხველს. ამრიგად შედგენილი ცხრილის დახმარებით 14.1.1-ფორმულის გამოყენებით ადვილად შეგვიძლია გამოვიანგარიშოთ კორელაციის კოეფიციენტი.

ცხრილი 14.1.1. კორელაციის კოეფიციენტის გაანგარიშების ცხრილური ხერხი

x_i	y_i	$(x_i - x_{საშ})$	$(x_i - x_{საშ})^2$	$(y_i - y_{საშ})$	$(y_i - y_{საშ})^2$	$(x_i - x_{საშ})(y_i - y_{საშ})$
x_1	y_1	$x_1 - x_{საშ}$	$(x_1 - x_{საშ})^2$	$y_1 - y_{საშ}$	$(y_1 - y_{საშ})^2$	$(x_1 - x_{საშ})(y_1 - y_{საშ})$
x_2	y_2	$x_2 - x_{საშ}$	$(x_2 - x_{საშ})^2$	$y_2 - y_{საშ}$	$(y_2 - y_{საშ})^2$	$(x_2 - x_{საშ})(y_2 - y_{საშ})$
x_3	y_3	$x_3 - x_{საშ}$	$(x_3 - x_{საშ})^2$	$y_3 - y_{საშ}$	$(y_3 - y_{საშ})^2$	$(x_3 - x_{საშ})(y_3 - y_{საშ})$
.
x_n	y_n	$x_n - x_{საშ}$	$(x_n - x_{საშ})^2$	$y_n - y_{საშ}$	$(y_n - y_{საშ})^2$	$(x_n - x_{საშ})(y_n - y_{საშ})$
Σx_i	Σy_i	$\Sigma(x_i - x_{საშ})$	$\Sigma(x_i - x_{საშ})^2$	$\Sigma(y_i - y_{საშ})$	$\Sigma(y_i - y_{საშ})^2$	$\Sigma(x_i - x_{საშ})(y_i - y_{საშ})$
$x_{საშ}$	$y_{საშ}$		$S_x = [\Sigma(x_i - x_{საშ})^2 / n]^{1/2}$		$S_y = [\Sigma(y_i - y_{საშ})^2 / n]^{1/2}$	$\Sigma(x_i - x_{საშ})(y_i - y_{საშ})$

ახლა გავარკვიოთ საკითხი, თუ რაში მდგომარეობს კორელაციის კოეფიციენტის ფიზიკური არსი. უნდა გვახსოვდეს, რომ კორელაციის კოეფიციენტი არის 2 დაკვირვებათა რიგს შორის შესაბამისობის მხოლოდ მათემატიკური გამოსახულება და მისი მაღალი მნიშვნელობა არ არის საკმარისი იმის დასამტკიცებლად, რომ ცვლილებები დაკვირვებათა ერთერთ რიგში მაინცდამაინც განპირობებულია ცვლილებებით დაკვირვებათა მეორე რიგში. ასეთ თანხვედრას შეიძლება ჰქონდეს შემთხვევითი ხასიათი და არავითარი ფიზიკური კავშირი მოვლენებს შორის არ არსებობდეს. ასეთ შემთხვევაში იტყვიან, რომ ადგილი აქვს უაზრო კორელაციას. ამიტომ 2 პარამეტრს შორის კორელაციური კავშირის შესწავლისას უპირველეს ყოვლისა უნდა დავრწმუნდეთ ასეთი კავშირის არსებობის უტყუარობაზე. მაგალითად კავშირი დასაშვებია მეზობელი რაიონების ამინდის პირობებს შორის, ან რომელიმე პუნქტში შტორმის სიძლიერესა და გამოწვეულ ზარალს შორის. ამასთანავე უაზროა კავშირის ძიება სიმინდის მოსავლიანობასა და შობადობას შორის. ამდენად პარამეტრებს შორის კორელაციური კავშირის ძიებას აზრი აქვს მაშინ თუ კი არის მათ შორის ფიზიკური კავშირის არსებობის საფუძველი.

ამავე დროს ისმის კითხვა თუ რა შემთხვევაშია კორელაციური კავშირი საიმედო? ანუ, კორელაციის კოეფიციენტის რა მნიშვნელობა მიუთითებს ორ სიდიდეს შორის საიმედო კავშირზე- 0.8; 0.6; 0.4? ამის დასადგენად არ არის საკმარისი მხოლოდ კორელაციის კოეფიციენტის მნიშვნელობა, მისი სიდიდე. საჭიროა გათვალისწინებულ იქნას აგრეთვე დაკვირვებათა რიგი, ანუ სტატისტიკა. რაც მეტი სტატისტიკა გვექნება, ანუ რაც მეტი დაკვირვებათა რიგი გვექნება, ბუნებრივია მით უფრო საიმედო იქნება ორ სიდიდეს შორის დადგენილი კავშირი.

კორელაციის კოეფიციენტის საიმედობის დასადგენად ანგარიშობენ სიდიდეს:

$$H = r(n-1)^{1/2}, \quad 14.1.2.$$

სადაც r – კორელაციის კოეფიციენტი, ხოლო n – დაკვირვების რიგის სიგრძე.

გამოთვლილ H სიდიდეს ადარებენ მისივე კრიტიკულ მნიშვნელობას სპეციალური ცხრილიდან (იხ.ცხრილი 14.1.2). თუ აღმოჩნდა, რომ H გამოთვლილი მნიშვნელობა აღემატება მის კრიტიკულ მნიშვნელობას ცხრილიდან, მაშინ თვლიან, რომ კორელაციის კოეფიციენტი არსებითაა P ალბათობის დონეზე და კავშირი განხილულ სიდიდეებს შორის საიმედოა. წინააღმდეგ შემთხვევაში კავშირი არ შეიძლება ჩაითვალოს საიმედოდ.

ცხრილი 14.1.2. $H=r(n-1)^{1/2}$ კრიტიკული მნიშვნელობები

n	P		
	0.95	0.99	0.999
15	1.92	2.40	2.85
20	1.94	2.45	2.96
25	1.94	2.48	3.03
30	1.94	2.49	3.07
35	1.95	2.50	3.10
40	1.95	2.52	3.12
45	1.95	2.52	3.14
50	1.95	2.53	3.16
60	1.95	2.54	3.18
70	1.95	2.54	3.20
80	1.96	2.55	3.21
90	1.96	2.55	3.22
100	1.96	2.55	3.23

მაგალითი. განვიხილოთ კორელაციის კოეფიციენტის გამოთვლის და მისი საიმედოობის შეფასების მაგალითი თბილისისა და გორის საშუალო წლიურ ტემპერატურების მაგალითზე. საწყისი მონაცემები და შედეგები წარმოდგენილია ცხრილში 14.1.3.

ცხრილი 14.1.3. კორელაციის კოეფიციენტის გაანგარიშება თბილისისა და გორის საშუალო წლიურ ტემპერატურებს შორის

x_i	y_i	$(x_i - \bar{x}_{საშ})$	$(x_i - \bar{x}_{საშ})^2$	$(y_i - \bar{y}_{საშ})$	$(y_i - \bar{y}_{საშ})^2$	$(x_i - \bar{x}_{საშ})(y_i - \bar{y}_{საშ})$
5,1	3,4	-0,9	0,81	0,9	0,81	0,81
6,3	5,2	0,3	0,09	0,9	0,81	0,27
7,4	6,1	1,4	1,96	1,8	3,24	2,52
4,7	2,2	-1,3	1,69	-2,1	4,41	2,73
5,2	3,8	-0,8	0,81	-0,5	0,25	0,40
5,2	3,2	-0,8	0,64	-1,1	1,21	0,88
7,0	5,2	1,0	1,00	0,9	0,81	0,90
4,9	3,1	-1,1	1,21	-1,2	1,44	1,32
3,0	2,2	-3,0	9,00	-2,1	4,41	6,30
9,5	8,0	3,5	12,25	3,7	13,69	12,35
6,4	4,6	-0,8	0,64	-1,4	1,96	1,12
10,7	9,3	4,7	22,09	5,0	25,0	23,50
4,0	1,3	-2,0	4,00	-3,0	9,00	6,00
4,8	3,1	-1,2	1,44	-3,2	10,24	3,84
7,2	4,9	1,2	1,44	0,6	0,36	0,72
96,6	68,5		59		69	62
6,0	4,3		1,9		2,1	

ცხრილში პირველ სვეტში ჩამოწერილია ჰაერის საშუალო წლიური ტემპერატურები თბილისისათვის (x_i), ხოლო მეორე სვეტში ჩამოწერილია ტემპერატურები გორისათვის (y_i). სულ არის 15-15 მონაცემი, ამუ გვაქვს 15 წლიანი რიგი, ე.ი. $n=15$. პირველი და მეორე სვეტები

დაჯამებულია, ჯამები გაყოფილია 15-ზე და მიღებულია თბილისისა და გორისათვის საშუალო წლიური ტემპერატურები: $x_i = 6.0$ და $y_i = 4.3$.

მესამე და მეოთხე სვეტებში ჩამოწერილია შესაბამისად x_i -ს გადახრები საშუალო მნიშვნელობიდან $(x_i - x_{საშ})$ და ამ გადახრების კვადრატები $(x_i - x_{საშ})^2$, ხოლო მე-5 და მე-6 სვეტებში ჩამოწერილია ანალოგიური გადახრები y_i -თვის. ბოლო სვეტის ელემენტები წარმოადგენს გადახრების ნამრავლს $(x_i - x_{საშ})(y_i - y_{საშ})$.

ცხრილის ბოლოსწინა სტრიქონში შეჯამებულია საშუალო ტემპერატურების გადახრების კვადრატები (მე-4 და მე-6 სვეტები) და გადახრების ნამრავლები (მე-7 სვეტი). მე-4 და მე-6 სვეტების ჯამების დაკვირვებათა რიცხვზე გაყოფით და კვადრატული ფესვის ამოღებით ვღებულობთ ტემპერატურის საშუალო კვადრატულ გადახრებს, შესაბამისად თბილისში (1.9^0) და გორში (2.1^0). ტემპერატურის საშუალო კვადრატული გადახრები თბილისსა და გორისათვის შესაბამისად მოცემულია მე-4 და მე-6 სვეტების ბოლო სტრიქონში. მე-7 სვეტის ბოლოსწინა სტრიქონში მოცემული ჯამი წარმოადგენს კორელაციის კოეფიციენტის მრიცხველს. ამრიგად ცხრილში წარმოდგენილია ყველა პარამეტრი, რაც საჭიროა კორელაციის კოეფიციენტის გამოსაანგარიშებლად. საბოლოოდ კორელაციის კოეფიციენტს ვღებულობთ: $R=0,97$.

ამიგად კორელაციის კოეფიციენტი თბილისსა და გორის ჰაერის საშუალო წლიურ ტემპერატურებს შორის საკმაოდ მაღალია, რაც მიუთითებს კარგ კავშირზე. შედარებისათვის, ავლნიშნავთ, რომ კორელაციის კოეფიციენტი თელავისა და ქუთაისის ჰაერის ტემპერატურებს შორის მხოლოდ 0,88-ია. ასეთი სხვაობა ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების განსხვავებულობით აიხსნება.

ახლა გავარკვიოთ საკითხი, თუ რამდენად საიმედოა კორელაციის კოეფიციენტის მიღებული მნიშვნელობა. ამისათვის გამოვიანგარიშოთ H პარამეტრი: $H=r(n-1)^{1/2}=0.97(15-1)^{1/2}=3.59$.

ახლა ცხრილ 14.1.2-ში $n=15$ სათვის სტრიქონში მოვძებნით H -ის კრიტიკულ მნიშვნელობებს 1.92; 2.40 და 2.85 შესაბამისად 0.95; 0.99 და 0.999 დონეებზე. H -ის გამოთვლილი მნიშვნელობა (3.59) აღემატება ცხრილიდან აღებულ მის შესაბამის ყველა კრიტიკულ მნიშვნელობას ალბათობის ყველა დონეზე. ამიტომ შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ კორელაციის კოეფიციენტი თბილისსა და გორის ჰაერის ტემპერატურებს შორის არსებითია 0.999 ალბათობის დონეზე და ეს კავშირი საიმედოა.

14.2. წრფივი რეგრესიის განტოლება

ორ მოვლენას შორის გამოანგარიშებული კორელაციის კოეფიციენტი საშუალებას იძლევა ამ მოვლენებს შორის კავშირი გამოვსახოთ მათემატიკური ფორმულის, ანუ განტოლების მეშვეობით. ასეთ განტოლებას რეგრესიის განტოლება ეწოდება. თუ კავშირი აღნიშნულ სიდიდეებს შორის წრფივია, მაშინ მიიღება წრფივი რეგრესიის განტოლება.

ვთქვათ ჩავატარეთ დაკვირვებები x და y მოვლენებზე. და მივიღეთ მათი საშუალო მნიშვნელობები $x_{საშ}$ და $y_{საშ}$, და საშუალო კვადრატული გადახრები $-S_x$ და S_y შესაბამისად. მაშინ რეგრესიის განტოლება ჩაიწერება შემდეგი სახით:

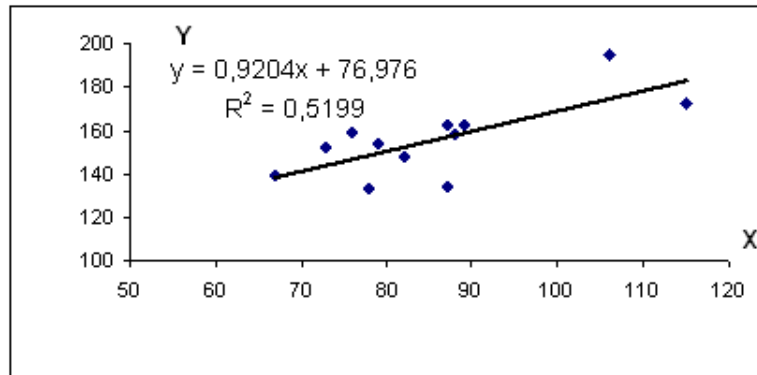
$$y - y_{საშ} = r S_y (x - x_{საშ}) / S_x$$

14.2.1

სადაც r - კორელაციის კოეფიციენტი.

წარმოდგენილ განტოლებას ეწოდება წრფივი რეგრესიის განტოლება, რადგანაც განიხილება წრფივი კავშირი ორ სიდიდეს შორის. ამ ფორმულის საშუალებით შეგვიძლია გამოვსახოთ დამოკიდებულება 2 პარამეტრს შორის, თუ კორელაციის კოეფიციენტი ნიშნადია, ანუ თუკი ასეთი კავშირი ბუნებაში არსებობს. ამას ძალიან დიდი მნიშვნელობა აქვს, რადგანაც არარსებული დაკვირვებების პირობებში საშუალება იქმნება შევავსოთ რომელიმე, თუკი ცნობილია ერთ-ერთი მათგანი.

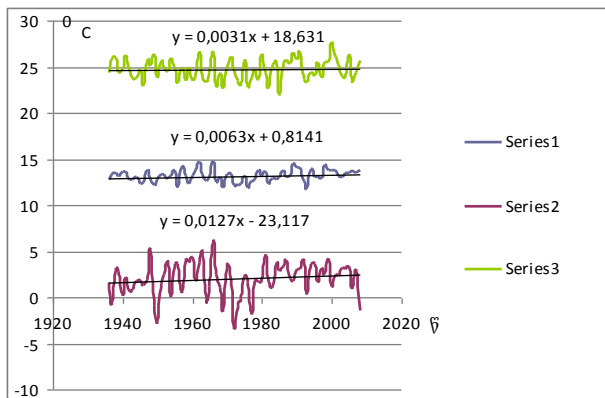
ნახ. 14.2.1-ზე ნაჩვენებია რეგრესიის წრფე და მისი შესაბამისი წრფივი რეგრესიის განტოლება აგრეთვე კორელაციის კოეფიციენტის კვადრატი, ანუ რეტერმინაციის კოეფიციენტი (R^2).



ნახ. 14.2.1. რეგრესიის წრფე და რეგრესიის განტოლება

კორელაციური ანალიზის მეთოდი კლიმატოლოგიაში გამოიყენება სხვადასხვა ტიპის ამოცანებში. განსაკუთრებით ხშირია მისი გამოყენება ტრენდების შეფასებაში, მაგალითად გლობალურ დათბობასთან დაკავშირებით საჭიროა გამოვიანგარიშოთ ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე ამა თუ იმ გეოგრაფიულ პირობებში, ანუ გამოვიანგარიშოთ ის სიდიდე, თუ რამდენით იზრდება ტემპერატურა ყოველ 10 წელიწადში. ამისათვის ტემპერატურის მრავალწლიურ ცვლილებას აღწერენ წრფივი განტოლებით, რომელიც თავისთავად შეიცავს ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარეს.

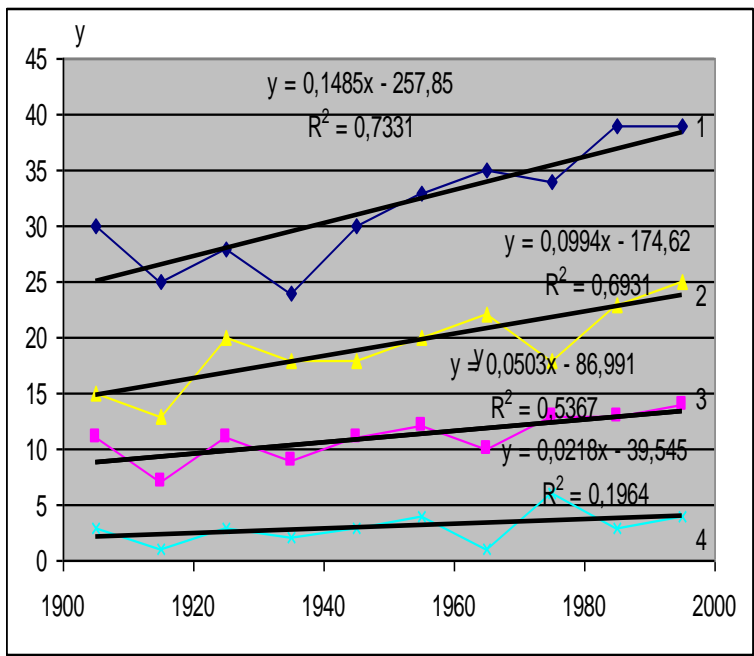
ნახ. 14.2.2-ზე წარმოდგენილია ჰაერის ტემპერატურის მრავალწლიური სვლა თბილისში და შესაბამისი რეგრესიის განტოლება წლიური, იანვრის და ივლისის საშუალო თვიური ტემპერატურებისათვის.



ნახ. 14.2.2. ჰაერის ტემპერატურის მრავალწლიური სვლა თბილისში და შესაბამისი რეგრესიის განტოლება: 1-წლიური ტემპერატურა; 2-იანვრის საშუალო თვიური ტემპერატურა; 3- ივლისის საშუალო თვიური ტემპერატურა

რეგრესიის განტოლების კოეფიციენტი მიუთითებს ტემპერატურის ცვლილების ყოველწლიურ სიჩქარეზე. კერძოდ ზედა განტოლება გამოხატავს ივლისის ტემპერატურების მრავალწლიურ ცვლილებას. ამ განტოლების კოეფიციენტი 0.0031-ია, სწორედ ის გვიჩვენებს ტემპერატურის ყოველწლიურ ცვლილებას. საერთოდ ტემპერატურის ცვლილებას გამოსახავენ ათწლეულებში, მაშინ ამ განტოლების თანახმად იანვრის ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარე არის 0.031⁰ ათ წელიწადში. შუა გრაფიკი და აგრეთვე რეგრესიის განტოლება შეესაბამება საშუალო წლიურ ტემპერატურას. როგორც განტოლებიდან ჩანს საშუალო წლიური ტემპერატურის ზრდის სიჩქარე 0.063⁰ -ია ათ წელიწადში, რაც კარგ თანხმობაშია გლობალური ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარესთან. განსაკუთრებით მადალია ტემპერატურის ცვლის სიჩქარე იანვარში, წრფივი რეგრესიის განტოლების თანახმად ის ყოველ ათ წელიწადში შეადგენს 0.127⁰-ს.

ცნობილია, რომ თანამედროვე გლობალური დათბობის პირობებში აქტიურდება საშიში და სტიქიური გეოეკოლოგიური პროცესები თავსხმა ნალექები, მეწყერი, გვალვა, წყალდიდობა, ქარბუქი და ა.შ. ამის ნათელი მაგალითია ნახ. 14.2.3., სადაც გამოსახულია სავეგეტაციო პერიოდის განმავლობაში გვალვიან და მკაცრგვალვიან თვეთა რიცხვის ცვლილება მე-20 საუკუნის განმავლობაში ბოლნისსა და თელავში. ამავე ნახ-ზე დატანილია ამ ცვლილებების გამომსახველი წრფივი რეგრესიის განტოლებები და შესაბამისი დეტერმინაციის კოეფიციენტები, ანუ კორელაციის კოეფიციენტების კვადრატები. პირველი წრფე და განტოლება გამოსახავენ გვალვიან თვეთა რიცხვის ცვლილებას ბოლნისში. როგორც განტოლებიდან ჩანს გვალვიანი თვეთა რიცხვი ყოველწლიურად მატულობს 0.1485-ით, ანუ საშუალოდ ათ წელიწადში- 1.5 თვით. მეორე წრფე და განტოლება შეესაბამება თელავს, ისინი გვიჩვენებენ გვალვიან თვეთა რიცხვის ცვლილებას თელავში. განტოლების თანახმად გასული საუკუნის განმავლობაში თელავში გვალვიან თვეთა რიცხვი მატულობდა ყოველ 10 წელიწადში საშუალოდ ერთით.



ნახ. 14.2.3. გვალვიან(1,2) და მკაცრგვალვიან(3,4) თვეთა რიცხვის ცვლილება მე-20 საუკუნის განმავლობაში ბოლნისსა(1,3) და თელავში(2,4), მათი შესაბამისი რეგრესიის განტოლებები და კორელაციის კოეფიციენტები (R) ;y- გვალვიან თვეთა რიცხვი, x -წელი.

მაგალითი. გამოვიყვანოთ რეგრესიის განტოლება თბილისის და გორის საშუალო წლიურ ტემპერატურებს შორის, რომლის მონაცემებიც წარმოდგენილია ცხრილში 14.1.3. ცხრილის თანახმად გვაქვს თბილისისათვის საშუალო ტემპერატურა $x_{საშ} = 6,0$ და მისი საშუალო

კვადრატული გადახრა $S_x = 1,9$, ხოლო გორისთვის საშუალო ტემპერატურა $y_{საშ} = 4,3$ და საშუალო კვადრატული გადახრა $S_y = 2,1$. კორელაციის კოეფიციენტი $r = 0,97$.

მაშინ რეგრესიის განტოლება ჩაიწერება შემდეგნაირად: $y - 4,3 = 0,97 \cdot 2,1 \frac{(x - 6,0)}{1,9}$.
მარტივი გარდაქმნების შემდეგ მივიღებთ:

$$y - 4,3 = 1,1(x - 6,0),$$

$$y - 4,3 = 1,1x - 6,6,$$

$$y = 1,1x - 2,3$$

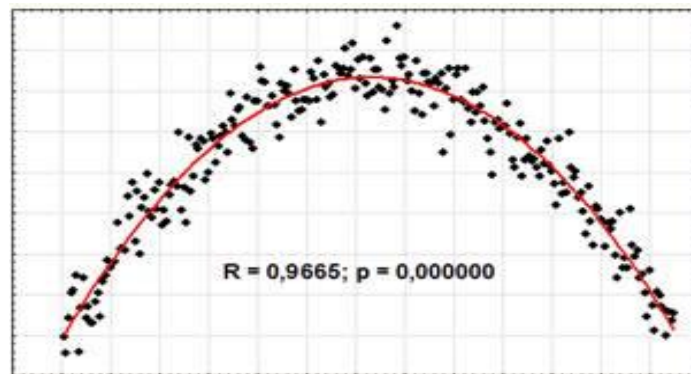
ამ უკანასკნელი ფორმულის საშუალებით შეგვიძლია გამოვიანგარიშოთ ჰაერის ტემპერატურა გორში (y), თუ ცნობილია ტემპერატურა თბილისში (x).

მაგალითად, ვთქვათ თბილისში ჰაერის ტემპერატურა 10^0 -ია, ანუ $x = 10$. მაშინ, თუ ჩავსვამთ ამ რიცხვს ფორმულაში მივიღებთ : $y = 1,1x - 2,3 = 8,7$

ამრიგად გამოანგარიშებული ჰაერის ტემპერატურა გორში არის $8,7^0$.

14. 3. არაწრფივი კორელაცია

ჩვენ აქამდე ვიხილავდით წრფივ კორელაციას, რომელიც განიხილავს 2 ცვლადს შორის მხოლოდ წრფივ დამოკიდებულებას. შესაბამისად კავშირს მათ შორის ვწერდით წრფივი რეგრესიის განტოლების სახით. მაგრამ კავშირი ბუნების მოვლენებს, მათ შორის მეტეოროლოგიურ ელემენტებს და ამინდის მოვლენებს შორის ყოველთვის არ არის წრფივი, პირიქით უფრო ხშირად არაწრფივია. არაწრფივი კორელაციის მაგალითი ნახ. 14.3.1-ზე.



ნახ. 14.3.1. არაწრფივი კორელაციის მაგალითი

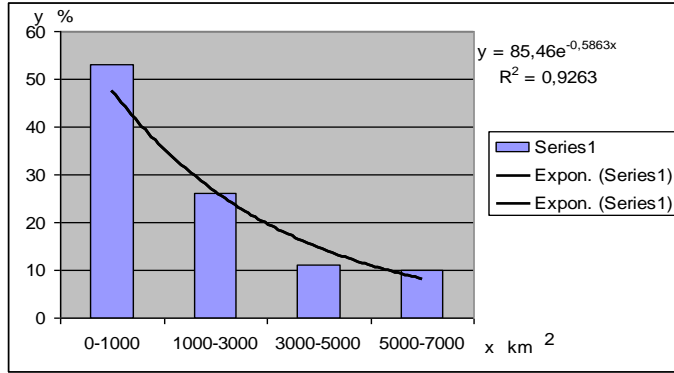
ნახ. 14.3.1-ზე წარმოდგენილი ორ ცვლადს შორის კავშირი, ცხადია, წრფივი რეგრესიის განტოლებით ვერ აღიწერება, ეს არის კვადრატული ფუნქცია. სხვა შემთხვევაში კი ფუნქცია შეიძლება იყოს უფრო რთული, მაგალითად მაღალი რიგის პოლინომი, ლოგარითმული, ექსპონენციალური და ა.შ. ზოგადი სახით არაწრფივი რეგრესიის განტოლება x და y შორის გამოისახება შემდეგი ფორმულით:

$$y = k_0 + k_1x + k_2x^2 + \dots + k_nx^n$$

14.3.1

სადაც $k_0, k_1, k_2, \dots, k_n$ - კოეფიციენტებია

ნახ. 14.3.2-ზე ჰისტოგრამებით ნაჩვენებია საქართველოს ტერიტორიაზე მკვრივი ნისლების, როდესაც მხედველობის სიშორე არ აღემატება 50მ-ს, სხვადასხვა ფართობზე გავრცელების განმეორადობა ფაქტორივი მონაცემებით, ხოლო მრუდით კი გამოსახულია მისი შესაბამისი ექსპონენციალური ფუნქცია. ცხადია, რომ ამ შემთხვევაში წრფივი რეგრესიის განტოლება არ გამოდგებოდა. ნახაზზევეა მოცემული დეტერმინაციის კოეფიციენტი, რომელიც საკმაოდ მაღალია.



ნახ. 14.3.2. მკვრივი ნისლის სხვადასხვა ფართობზე (ხკვკმ) გავრცელების განმეორადობის(%) ემპირიული მონაცემები(ჰისტოგრამა) და მოდელური ფუნქცია.

14.4. მრავლობითი კორელაცია

მეტეოროლოგიური მონაცემების მათემატიკური მოდელირების ამოცანებში ხშირად საჭიროა კავშირების გამოკვლევა ორზე მეტ ცვლადს შორის. მაგალითად, ვთქვათ გვინტერესებს გარკვეული დროის განმავლობაში მცენარის ნაზრდის დამოკიდებულება მის განმსაზღვრელ ეკოლოგიურ ფაქტორებზე- ჰაერის ტემპერატურასა და ატმოსფერულ ნალექებზე. ასეთ შემთხვევაში საჭიროა მივმართოთ მრავლობით ანუ კერძო კორელაციას.

ვთქვათ გვაქვს სამი ცვლადი x , y და z . მათი შესაბამისი საშუალო კვადრატული გადახრები ავლნიშნოთ S_x , S_y და S_z თი.

უპირველეს ყოვლისა გამოვიანგარიშოთ კორელაციის კოეფიციენტები თითოეულ წყვილს შორის და მათთვის შემოვიტანოთ შემდეგი აღნიშვნები: r_{xy} , r_{xz} და r_{yz} , სადაც r_{xy} –კორელაციის კოეფიციენტია x და y სიდიდეს შორის, r_{xz} –კორელაციის კოეფიციენტია x და z სიდიდეს შორის, r_{yz} –კორელაციის კოეფიციენტია y და z სიდიდეს შორის. მაშინ მრავლობითი რეგრესიის განტოლება ჩაიწერება შემდეგი სახით:

$$z - z_{საშ} = A(x - x_{საშ}) + B(y - y_{საშ}) \quad 14.4.1.$$

სადაც $z_{საშ}$, $x_{საშ}$ და $y_{საშ}$ – შესაბამისად მოვლენათა საშუალო მნიშვნელობებია.

A და B – პარამეტრები იანგარიშება შემდეგი ფორმულებით:

$$A = (r_{xz} - r_{xy} r_{yz}) S_z / (1 - r_{xy}^2) S_x \quad \text{და} \quad B = (r_{yz} - r_{xy} r_{xz}) S_z / (1 - r_{xy}^2) S_y.$$

ჩვენ განვიხილეთ 3 ცვლადის კორელაციური კავშირი. ანალოგიურად შეიძლება ვიმსჯელოთ 4 პარამეტრზე.

ნებისმიერი პუნქტის გეოგრაფიული მდებარეობა შეიძლება დახასიათდეს სამი კოორდინატით სფერულ კოორდინატთა სისტემაში: გეოგრაფიული განედით φ , გეოგრაფიული გრძედით λ და ადგილის სიმაღლით Z . კლიმატური ელემენტები კი, კერძოდ ჰაერის ტემპერატურა, სინოტივე, ატმოსფერული ნალექები და სხვა, იცვლებიან სივრცეში, სწორედ ამ პარამეტრებზე, ანუ გეოგრაფიულ განედზე, გრძედზე და ადგილის სიმაღლეზე დამოკიდებულებით. მაშინ ცხადია, რომ ნებისმიერი M კლიმატური ელემენტის მნიშვნელობა შეიძლება წარმოვიდგინოთ როგორც ამ კოორდინატების ფუნქცია:

$$M = \alpha_0 + \alpha_1\varphi + \alpha_2\lambda + \alpha_3Z, \quad 14.4.2.$$

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

ამ ტიპის რეგრესიის განტოლებები მიღებულია საქართველოს ტემპერატურის ველისათვის.

თუ განვიხილავთ ხუთ ცვლადის შემთხვევას მაშინ მაგალითად შეიძლება მოვოტანოთ ტემპერატურის ველის არასტაციონალური მოდელი:

$$T = \alpha_0 + \alpha_1\varphi + \alpha_2\lambda + \alpha_3Z + \alpha_4\tau, \quad 14.4.3.$$

სადაც τ - დროა, ხოლო α_4 - ტემპერატურის ცვლილების სიჩქარეა საშუალოდ 10 წელიწადში. წარმოდგენილი ფორმულა აკავშირებს ჰაერის ტემპერატურას ერთდროულად ოთხ ცვლადთან: ადგილის გეოგრაფიულ განედთან, გეოგრაფიულ გრძედთან, ადგილის სიმაღლესთან და დროის ინტერვალთან. ამ მოდელის გამოყენებით შედგენილი იქნა საქართველოს ჰაერის ტემპერატურის მოდელური ველი XXI საუკუნის პირველი ნახევრისათვის.

14.5. კორელაციური ანალიზის გამოყენება კლიმატურ პროგნოზებში

წინა პარაგრაფებში განხილული კორელაციური ანალიზი და რეგრესიის განტოლებები ფართოდ გამოიყენება მეტეოროლოგიის და კლიმატოლოგიის ამოცანებში. ჩვენ განვიხილავთ მათი გამოყენების მაგალითებს სტატისტიკური პროგნოზული განტოლებების შედგენისას.

უპირველეს ყოვლისა შემოვიტანოთ ცნებები პრედიქტორისა და პრედიქტანტის შესახებ. პრედიქტორი ეწოდება იმ ცვლადებს, რომლებიც გამოიყენება პრედიქტანტის, ანუ საპროგნოზო სიდიდის გამოსაანგარიშებლად. პრედიქტორების შერჩევის მთავარი მიზანია, რაც შეიძლება სრულად ასახავდნენ ისინი საწყისი მომენტის მეტეოროლოგიური ველების თვისებებს, რომლებიც შეიცავენ ინფორმაციას პრედიქტანტის მომავალი მნიშვნელობის შესახებ.

პრედიქტორების შერჩევა ხდება მიმდინარე პროცესის მსგავსი, ანალოგიური პროცესებიდან გამომდინარე. იმის მიხედვით, თუ როგორ ვითარდებოდა ანალოგიური პროცესი წარსულში, მსჯელობენ მიმდინარე პროცესის განვითარების შესახებ. ასეთ მიდგომას ეწოდება პროგნოზი ანალოგის მეთოდით.

სტატისტიკური პროგნოზის შესადგენად გამოიყენება მრავლობითი რეგრესიის განტოლებები, რომლის ზოგადი სახეც არის:

$$Y = a_0 + a_1X_1 + a_2X_2 + \dots + a_nX_n, \quad 14.5.1$$

სადაც, Y -საპროგნოზო სიდიდეა, ანუ პრედიქტანტი, x_i - პრედიქტორებია, ანუ მონაცემები, რომლებიც გამოიყენება პროგნოზის შედგენისთვის, a_i -კოეფიციენტებია, რომლებიც გამოითვლება უმცირეს კვადრატთა მეთოდით, ხოლო n -პრედიქტორთა რაოდენობაა.

ტემპერატურის სტატისტიკური პროგნოზის შედგენისათვის პრედიქტორებად საშუალო თვიური ტემპერატურის პროგნოზისათვის შეიძლება ჩაითვალოს წინა თვეების ტემპერატურები.

14.5.1-ტიპის ფორმულების შესადგენად საწყის მონაცემებად გამოვიყენოთ თელავის მეტეოროლოგიური სადგურის მონაცემები ტემპერატურაზე დაკვირვების შესახებ 1936-2008 წლების განმავლობაში. ცხრილ 14.5.1-ში ნაჩვენებია მონაცემთა ბაზის ფრაგმენტი.

ცხრილი 14.5.1. მონაცემთა ბაზის ფრაგმენტი

3	1938	3	1.9	4	12.5	16.4	19.9	24.2	24	19.9	14.1	8.4	3.5
4	1939	2.5	3.2	4.7	10.8	18.2	20.7	22.8	22	18	13.2	6.9	4.3
5	1940	-0.7	3.5	4.7	13.9	14.3	20	23.3	26.3	19.6	13.3	9.3	6.2
6	1941	1.4	7.2	6.4	12.7	18	21.9	24.8	22.1	20.4	12.2	5.7	1.6
7	1942	0.1	1.2	4.5	10	16.4	21.7	23.8	23.3	18.1	13.4	8.2	2.9
8	1943	0.7	0.2	2.3	11.8	16.7	19.6	22.2	22.9	17.8	14.1	8.8	4.7
9	1944	0.9	4.7	9.5	11.5	16.1	20.3	22.9	20.5	18.5	13.6	8.9	0.2
10	1945	1.5	0.2	4	10.4	16.2	18.6	23.5	23.2	18.8	13	6.4	3
11	1946	0.7	4.2	5.8	11.1	16.6	19.6	21.5	22.5	20.5	11.1	8.1	0.3
12	1947	1	3	10	12.2	15.6	20.1	23.6	21.8	17	12.5	9.8	5.3
13	1948	5.4	4.4	3	9.6	17.6	21.7	23.9	24.4	16.8	11.8	6.3	-0.7
14	1949	-0.9	-0.7	4	9.7	16.1	22.1	25.2	22	16.5	10.8	8.5	2.9
15	1950	-3.1	0	6.4	14.7	17.8	18.6	22.5	22.5	21.1	13.2	6.8	3.9
16	1951	1.2	1.2	9.2	14.9	17.2	20.4	24.6	25.1	18.9	9.2	7.7	2.4
17	1952	1.9	3.6	5.8	10.1	15.8	18	24	25.2	20.4	17.2	6.7	4.3
18	1953	4.1	4.7	4.2	11.3	17.1	20.9	22.8	24.3	18.5	12.7	3.3	-0.4
19	1954	0.3	-0.5	4	9.5	17.1	20.8	25	25.1	19.3	15.4	8.2	3.7
20	1955	2.4	6.6	5.5	11	16.4	20.7	23.2	22.3	18	14.7	7.7	3
21	1956	2.4	0.5	2.6	11.8	13.5	19.7	21.8	23.9	16.2	11.9	5.9	0.3

ცხრილში თითოეული სვეტი გამოხატავს თვის საშუალო ტემპერატურას აღნიშნულ წლებში. სულ 12 სვეტია, რომლებიც გვიჩვენებენ ტემპერატურას შესაბამისად იანვრიდან დეკემბრის ჩათვლით. განვიხილოთ სამი შემთხვევა:

1. პროგნოზი 1 პრედიქტორის შემთხვევაში. განვიხილოთ ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურის პროგნოზის უმარტივესი ამოცანა ერთი პრედიქტორის გამოყენებით. ასეთ შემთხვევაში საპროგნოზო ფორმულა შეგვიძლია ჩავწეროთ წრფივი რეგრესიის განტოლების სახი

$$T_i = k T_{i-1} + b, \quad 14.5.2$$

სადაც i -თვის რიგითი ნომერია, T - ტემპერატურაა, k და b - სტატისტიკური პარამეტრებია, რომლებიც შეიცავენ ინფორმაციას i -ური და b $i-1$ -ური თვეების ტემპერატურებს შორის კავშირის შესახებ.

ცხრილში 14.5.2 წარმოდგენილია მიღებული რეგრესიის განტოლებები, რომლებიც საშუალებას გვაძლევს გამოვიანგარიშოთ ნებისმიერი თვის ჰაერის ტემპერატურა გასული თვის ტემპერატურიდან გამომდინარე. ამავე ცხრილში წარმოდგენილია აგრეთვე შესაბამისი კორელაციის კოეფიციენტები, H პარამეტრი და კორელაციის კოეფიციენტის საიმედოობა P%.

ცხრილი 14.5.2. საპროგნოზო განტოლებები, კორელაციის კოეფიციენტი (R), H პარამეტრი და კორელაციის კოეფიციენტის საიმედოობა P%

საპროგნოზო თვე	განტოლება	R	პრედიქტორი თვე	H	P %
იანვარი	$Y=-0,025x+1,353$	0,02	დეკემბერი	0,17	—
თებერვალი	$Y=0,346x+1,912$	0,31	იანვარი	2,635	99
მარტი	$Y=0,235x+5,463$	0,28	თებერვალი	2,38	95
აპრილი	$Y=0,245x+10,42$	0,27	მარტი	2,295	95
მაისი	$Y=-0,030x+16,82$	0,05	აპრილი	0,425	—
ივნისი	$Y=0,286x+15,52$	0,28	მაისი	2,38	95
ივლისი	$Y=0,257x+18,11$	0,21	ივნისი	1,785	—
აგვისტო	$Y=0,202x+18,39$	0,21	ივლისი	1,785	—
სექტემბერი	$Y=0,257x+12,71$	0,27	აგვისტო	2,295	95
ოქტომბერი	$Y=0,250x+8,267$	0,22	სექტემბერი	1,87	—
ნოემბერი	$Y=0,078x+6,479$	0,09	ოქტომბერი	0,765	—
დეკემბერი	$Y=0,270x+1,132$	0,21	ნოემბერი	1,785	—

იმისათვის, რომ დავადგინოთ, თუ რამდენად საიმედოა მიღებული განტოლებები გამოვიანგარიშოთ H კრიტერიუმები, რომლებიც აგრეთვე წარმოდგენილია ცხრილში:

კორელაციის კოეფიციენტის მნიშვნელობა მოწმდება H პარამეტრთან შედარების გზით:

$$H=r\sqrt{n-1}, \quad 14.5.3$$

მის კრიტიკულ მნიშვნელობასთან საიმედობის შესაბამის დონეზე P, სადაც r - კორელაციის კოეფიციენტია, n - დაკვირვებათა რიგი.

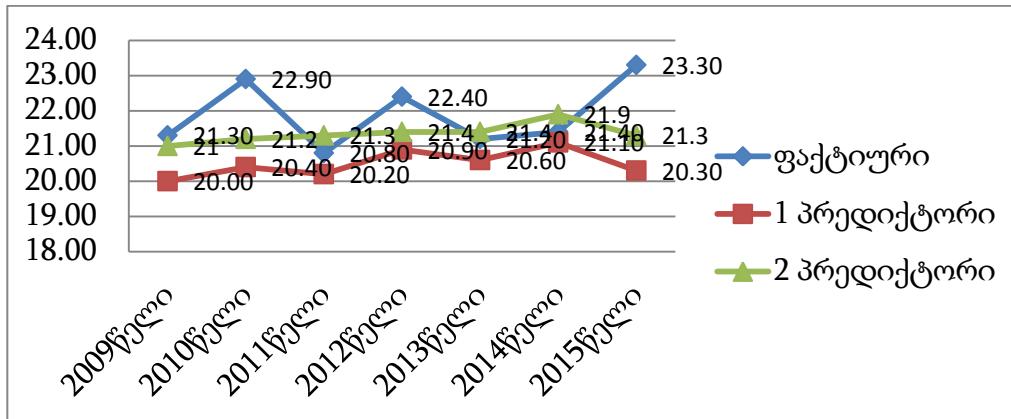
თუ აღმოჩნდა, რომ გამოთვლილი სიდიდე აღემატება მის კრიტიკულ მნიშვნელობას საიმედობის გარკვეულ დონეზე, მაშინ თვლიან, რომ კორელაცია საიმედოა და რეგრესიის განტოლების პრაქტიკული გამოყენება დასაშვებია. წინააღმდეგ შემთხვევაში ადგენენ, რომ კორელაცია უმნიშვნელოა და განტოლებების გამოყენება დაუშვებელია. ამ გზით გამოთვლილი საიმედობის მაჩვენებლები აგრეთვე წარმოდგენილია ჩვენ ძირითად ცხრილში (P%). როგორც ცხრილიდან ჩანს რეგრესიის განტოლება ყველაზე კარგ შედეგს თებერვლის თვისთვის იძლევა, როდესაც შემთხვევათა 99%-ს შეესაბამება. შემთხვევათა 95%-ში პროგნოზული შედეგები საიმედოა მარტი, აპრილი, ივნისი და სექტემბრისთვის, ხოლო დანარჩენი თვეებისთვის განტოლებები არ იძლევა დამაკმაყოფილებელ შედეგს, ამიტომ მათი გამოყენება დაუშვებელია.

2. პროგნოზი 2 პრედიქტორის შემთხვევაში. როგორც, ცხრილი 14.5.3-დან ჩანს ერთი პრედიქტორი არ იძლევა ტემპერატურის საიმედო პროგნოზს და საჭიროა პრედიქტორების რაოდენობის გაზრდა. განვიხილოთ მაგალითი ივნისის თვის პროგნოზისათვის 2 პრედიქტორის გამოყენებით. ესენია მაისის და აპრილის ტემპერატურები. რეგრესიის განტოლებას შემდეგი სახე აქვს:

$$T_6 = -0.9T_4 + 0.33T_5 + 16.7$$

14.5.4

13.5.1 და 13.5.4 ფორმულებით 2009-2015 წლების ივნისის თვის პროგნოზირებული და აგრეთვე ფაქტიური ტემპერატურები წარმოდგენილია გრაფიკზე (ნახ.14.5.1).



ნახ. 14.5.1. ფაქტიური და პროგნოზირებული მონაცემები

როგორც ნახ. 14.5.1-დან ჩანს, უკეთესი შედეგი მიიღება ტემპერატურის პროგნოზისას 2 პროექტორის გათვალისწინებით.

3. პროგნოზი 3 და მეტი პროექტორის შემთხვევაში. ცხრილში 14.5.3 მოცემულია კორელაციის კოეფიციენტები პროექტანტ თვეებსა და წინა თვეებს შორის. მსხვილი შრიფტით აღნიშნულია ნიშნადი კორელაციის კოეფიციენტები.

ცხრილი 14.5.3. კორელაციის კოეფიციენტები პროექტორ და პროექტანტ თვეებს შორის.

პროექტანტი თვე (i)	პროექტორი თვეები			
	i-1	i-2	i-3	i-4
იანვარი (1)	0	0.16	0	0.09
თებერვალი (2)	0.31	0	0.08	0.05
მარტი (3)	0.29	0.05	0.10	0.21
აპრილი (4)	0.28	0.07	0.14	0.03
მაისი (5)	0.04	0.12	0.10	0
ივნისი (6)	0.29	0.12	0	0
ივლისი (7)	0.22	0.08	0.15	0.16
აგვისტო (8)	0.21	0.25	0	0.28
სექტემბერი (9)	0.28	0.19	0.14	0
ოქტომბერი (10)	0.22	0.14	0.08	0.15
ნოემბერი (11)	0.08	0.09	0	0.06
დეკემბერი (12)	0.21	0.08	0.06	0.17

შენიშვნა: მსხვილი შრიფტით მოცემულია მნიშვნელოვანი (ნიშნადი) კორელაციის კოეფიციენტები.

ცხრილიდან ჩანს, რომ პრედიქტანტების კორელაცია პრედიქტორებთან მიმართებაში არც ისე მაღალია. 7 თვის განმავლობაში (თებერვალი, აპრილი, ივნისი, ივლისი, სექტემბერი, ოქტომბერი, დეკემბერი) კორელაციის კოეფიციენტი მნიშვნელოვანია პირველი პრედიქტორისათვის, ერთ შემთხვევაში, მაგალითად მარტში, $i-1$ და $i-4$ პრედიქტორებისთვის, და კიდევ ერთ შემთხვევაში მნიშვნელოვანია კორელაციის კოეფიციენტი $i-1$, $i-2$ და $i-4$ პრედიქტორებისთვის. იანვარში, მაისში და ნოემბერში პრედიქტორებისა და პრედიქტანტების მნიშვნელოვანი კავშირი არ შეინიშნება. ამიტომ ამ თვეებისთვის არ არის რეკომენდირებული პროგნოზული განტოლებების შედგენა.

ცხრილში 14.5.4 მოცემულია რეგრესიის პროგნოზული განტოლებები ნიშნადი კორელაციის კოეფიციენტების გათვალისწინებით.

ცხრილი 14.5.4. რეგრესიის საპროგნოზო განტოლებები

პრედიქტანტი თვე	განტოლება
თებერვალი	$T_2 = 0,3 T_1 + 1,9$
მარტი	$T_3 = 1,5 T_2 + 3,2 T_{11} - 21,6$
აპრილი	$T_4 = 0,2 T_3 + 10,4$
ივნისი	$T_6 = 0,3 T_5 + 15,5$
ივლისი	$T_7 = 0,3 T_6 + 18,1$
აგვისტო	$T_8 = 1,6 T_7 + 1,6 T_6 + T_4 - 57,5$
სექტემბერი	$T_9 = 0,3 T_8 + 12,7$
ოქტომბერი	$T_{10} = 0,2 T_9 + 8,3$
დეკემბერი	$T_{12} = 0,3 T_{11} + 1,1$

ცხრილში 14.5.4 წარმოდგენილი საპროგნოზო განტოლებები შეიძლება გამოყენებულ იქნას საშუალო თვიური ტემპერატურის პროგნოზირებისას კონკრეტულ პუნქტში (ამ შემთხვევაში თელავში) როგორც დამატებითი თვიური პროგნოზების ძირითად მეთოდებთან ერთად. ცხადია, რომ სხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში პრედიქტანტის კავშირებს პრედიქტორებთან განსხვავებული ხასიათი ექნება, შესაბამისად განტოლებებიც სხვა სახეს მიიღებენ.

ცხრილში 14.5.5 შედარებულია ფაქტობრივი და დამოუკიდებელ მასალაზე პროგნოზული ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურები 2009-2015 წლის ივნისისთვის და ნაჩვენებია პროგნოზის შეცდომები, ანუ სახვაობები ფაქტიურ და პროგნოზირებულ ტემპერატურებს შორის.

ცხრილი 14.5.5. ფაქტიური და პროგნოზირებული ტემპერატურები და პროგნოზის შეცდომა ივნისში (°C)

წელი	ტემპერატურა		ტემპერატურათა სხვაობა
	ფაქტიური	პროგნოზირებული	
2009	21.3	20.3	1.0
2010	22.9	20.5	2.4

2011	20.8	20.4	0.4
2012	22.4	21.0	0.6
2013	21.2	20.8	0.4
2014	21.4	21.3	0.1
2015	23.3	20.5	2.8

ცხრილიდან ჩანს, რომ ფაქტიური და პროგნოზირებული მონაცემების შესაბამისობა მთლიანობაში დამაკმაყოფილებელია.

პროგნოზის შეცდომა არის პროგნოზის შეფასების ყველაზე მარტივი კრიტერიუმი. თუ პროგნოზის შეცდომას არ აღემატება საშუალო თვიური ტემპერატურის ნორმიდან აბსოლუტურ გადახრას მაშინ პროგნოზი ითვლება გამართლებულად. მოცემულ შემთხვევაში ივნისის საშუალო ტემპერატურის ნორმიდან გადახრა შეადგენს 1°C. შესაბამისად პროგნოზული გამოთვლები წარმატებული აღმოჩნდა ივნისის- თვის 2009, 2011, 2012, 2013 და 2014 წლებისთვის, მაგრამ არა წარმატებული 2010 და 2015 წლებისთვის.

თავი 15. სტოქასტიკური პროცესები

15.1. ალბათობების საანგარიშო ფორმულები

მეტეოროლოგიური მოვლენები დამოუკიდებელი სიდიდეებია, მათი წარმოქმნის ფიზიკურ პროცესს შემთხვევითი, ანუ სტოქასტიკური ხასიათი აქვს, ამიტომ ის შეიძლება განხილულ იქნას, როგორც შემთხვევითი პროცესი ალბათობის თეორიაში ცნობილი თეორემების საფუძველზე.

სტოქასტიკის ძირითადი დებულებების თანაცმად დამოუკიდებელ მოვლენათა $A_1, A_2, A_3, \dots, A_n$, კომპლექსის ალბათობა შეილება გამოთვლილ იქნას ალბათობათა გამრავლების თეორემის თანახმად

$$P\left(\prod_{i=1}^n A_i\right) = \prod_{i=1}^n P(A_i)$$

ხოლო თავსებადი მოვლენების განხორციელების ალბათობა განისაზღვრება ალბათობათა შეკრების თეორემით:

$$P(\sum A_i) = \sum P(A_i) - \sum P(A_i A_j) + \sum P(A_i A_j A_k) - \dots + (-1)^{n-1} P(A_1 A_2 \dots A_n), \quad 15.1.1$$

სადაც $P(A_{ij k})$ – არის $A_{ij k}$ – მოვლენათა ალბათობა, $ij k = 1, 2, 3, \dots, n$.

A მოვლენის განხორციელებისას, რომელიც ჩნდება რომელიმე $H_1, H_2, H_3, \dots, H_n$, მოვლენასთან ერთად, რომელიც ქმნის მოვლენათა სრულ ჯგუფს, H_k – მოვლენის ახალი ალბათობები გამოითვლება ბაიესის ფორმულით:

$$P(H_k|A) = \frac{P(H_k)P(A|H_k)}{\sum_{i=1}^{\infty} P(H_i)P(A|H_i)}$$

15.1.2

ამ თეორიების საფუძველზე შესაძლებელია შეფასდეს დამოუკიდებელი საშიში და სტიქიური მეტეოროლოგიური მოვლენათა კომპლექსის განხორციელების ალბათობები.

ცხადია, რომ სტიქიური მეტეოროლოგიური მოვლენები იშვიათია, მათი ყველას ერთდროულად რეალიზაცია კი პრაქტიკულად შეუძლებელია. ამიტომ სტოქასტიკის კანონები საფუძველად უნდა დაედოს მოვლენათა ისეთ კომბინაციებს, რომლებიც რეალურია. ეს ძირითადად დამოუკიდებელი და თავსებადი ორგანოზომილებადი კომპლექსებია, მაგალითად :

- კატასტროფული ნალექები–გრიგალური ქარი (**R50-Hu**);
- კატასტროფული ნალექები– საშიში ნისლი (**R50-Fd**);
- სეტყვა–გრიგალური ქარი (**Ha –Hu**);
- სეტყვა– საშიში ნისლი (**Ha- Fd**);
- გრიგალური ქარი –საშიში ნისლი (**Hu- Fd**);
- ქარბუქი– საშიში ნისლი), (**B- Fd**);

სადაც (**R50**, კატასტროფული ნალექებია, როდესაც ნალექების დღეღამური ჯამი აღემატება 50 მმ–ს); (**Ha**)–სეტყვა (**Ha**); (**Hu**–გრიგალური ქარი, როდესაც ქარის სიჩქარე აღემატება 32მ/წ); (**B**)–ქარბუქი; (**Fd** –ძალიან საშიში ნისლი, როდესაც მხედველობის არე არ აღემატება 50 მეტრს.

ვთქვათ **A** და **B** მოვლენა შეიძლება წარმოიქმნას გარკვეული პირობების შესრულებისას და შექმნას ურთიერთ შეუთავსებელი მოვლენათა სრული სისტემა:

$$(AB), (AB_), (A_B), (A_B_).$$

15.1.3

პირველი მათგანი ნიშნავს, რომ წარმოიშვა ორივე მოვლენა. მეორე ნიშნავს, რომ წარმოიშვა **A** მოვლენა და არ წარმოიშვა **B** მოვლენა და ა.შ.

თუ ცნობილია მოვლენათა ალბათობები **P(A)** და **P(B)**, მაშინ გამრავლების თეორემის თანახმად:

$$\begin{aligned} P(AB) &= P(A) P(B) \\ P(AB_) &= P(A) - P(AB) \\ P(A_B) &= P(B) - P(AB) \\ P(A_B_) &= 1 - \{ P(AB) + P(AB_) + P(A_B) \} \end{aligned} \quad 15.1.4$$

თუ კი განხორციელდა რაიმე **H** მოვლენა, რომელიც თავსებადია (**AB**) სისტემის ერთერთ მოვლენასთან მაინც, მაშინ ბაიესის თეორემის თანახმად ახალი პირობითი ალბათობები განისაზღვრება ფორმულით:

$$P\{(AB)_i|H\} = \{P(AB)_i P(H| (AB)_i)\} / \sum \{P(AB)_i + P(H| (AB)_i)\}. \quad 15.1.5$$

ასეთი მიდგომით შესაძლებელია მეტეოროლოგიური მოვლენის სხვადასხვა კომბინაციის ალბათობების დადგენა.

15.2. სტოქასტიკური პროცესების მათემატიკური მოდელირება

ცხრილში 15.2.1 წარმოდგენილია წინა პარაგრაფში განხილული ფორმულებით გამოთვლილი სხვადასხვა საშიში მეტეოროლოგიური მოვლენის ერთდროული რეალიზაციის ალბათობები, რომლებიც გამოხატავენ როგორც კომპლექსიდაბ ერთერთი მოვლენის $P(A+B)$, ისე კომპლექსის ორივე მოვლენის $P(AB)$ ერთდროულად განხორციელების ალბათობას საქართველოს სხვადასხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში.

ცხრილი 15.2.1.საშიში მეტეოროლოგიური მოვლენების ერთდროული რეალიზაციის ალბათობები ($P\%$).

რაიონი	P	R50-Hu	R50-Fd	Ha -Hu	Ha- Fd	Hu- Fd	B- Fd
შავი ზღვის სანაპირო და კოლხეთის დაბლობი	P(AB)	0.004-0.006	0.006-0.063	0.001-0.0045	0.0016-0.0315	0.0055-0.0315	0.0008-0.0022
	P(A+B)	1.3-1.8	1.9-7.3	0.8-1.4	1.7-6.8	1-6.8	1.6-6.3
აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკეები და მთისწინეთი	P(AB)	0.0002-0.0016	0.0016-0.0280	0.0008-0.0068	0.0080-0.0604	0.0176-0.2567	0.0008-0.2660
	P(A+B)	0.3-11	1-14	1-12	2-16	6.4-16.8	1.6-16
ლიხის და აჭარა-იმერეთის ქედები	P(AB)	0.0005	0.0521-0.1370	0.0025	0.1370-0.2505	0.2505	0.3014-5.4184
	P(A+B)	0.6	26-52	1	25-53	52	28-62
სამხრეთ საქართველოს მთიანეთი	P(AB)	0.0012-0.0022	0.0038-0.0068	0.0078-0.0209	0.0361-1.2056	0.0204-0.2192	0.0095-0.2192
	P(A+B)	0.8-1.3	2.1-3.6	2.6-3.0	3.8-57	3-55	2.5-55
მთავარი კავკასიონი	P(AB)	-	0.0307-0.0494	0.0198	0.1235-1.0626	0.3942	1.0131-10.4244
	P(A+B)	0.9	25-44	3.1	25-46	45	34-68

ცხრილიდან ჩანს თითოეული კომპლექსის, ან კომპლექსიდან ერთერთი მოვლენის რეალიზაციის ალბათობა საქართველოს განსხვავებულ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებში. მაგალითად შავი ზღვის სანაპიროზე და კოლხეთის დაბლობში ყველაზე ალბათურია კატასტროფული ნალექები და საშიში ნისლი (**R50-Fd**), რისი რეალიზაციის ალბათობაც 0.06%-ს აღემატება, ხოლო ერთერთი მათგანის ალბათობა 7%-მდე აღწევს. აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკეებში და მთისწინეთში ყველაზე ხშირია კომპლექსები გრიგალური ქარი-საშიში ნისლი (**Hu- Fd** და ქარბუქი-საშიში ნისლი (**B-Fd**). კომპლექსის წარმოშობის ალბათობა 0.25-0.26%-ს შეადგენს, ხოლო ერთერთი მოვლენათანის ალბათობა 16%-ს აღემატება. ლიხის და აჭარა-იმერეთის ქედებზე მაღალი ალბათობის აღინიშნება საშიში ნისლი სხვა საშიშ მოვლენებთან ერთად: კატასტროფულ ნალექებთან, გრიგალურ ქართან, სეტყვასთან და ქარბუქთან ერთად. ქარბუქთან ერთად საშიში ნისლის რეალიზაციის ალბათობა აღემატება 5%-ს, ხოლო ერთერთი მათგანის წარმოქმნის ალბათობა 62%-ს შეადგენს. იგივე მოვლენების ერთობლიობა ყველაზე ხშირი მოვლენა მთავარ კავკასიონზეც. აქ ქარბუქთან ერთად საშიში ნისლის რეალიზაციის ალბათობა აღემატება 10%-ს, ხოლო ერთერთი მათგანის წარმოქმნის ალბათობა 68%-ს აღწევს.

ცხრილში 15.2.2 წარმოდგენილია სხვადასხვა რისკების განმეორადობის პერიოდის მინიმალური მნიშვნელობები.

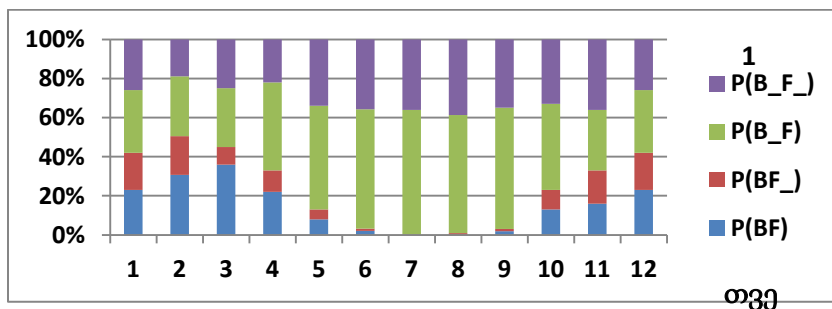
ცხრილი 15.2.2. სხვადასხვა რისკების განმეორადობის პერიოდის მინიმალური ხანგრძლივობები (წელიწადი)

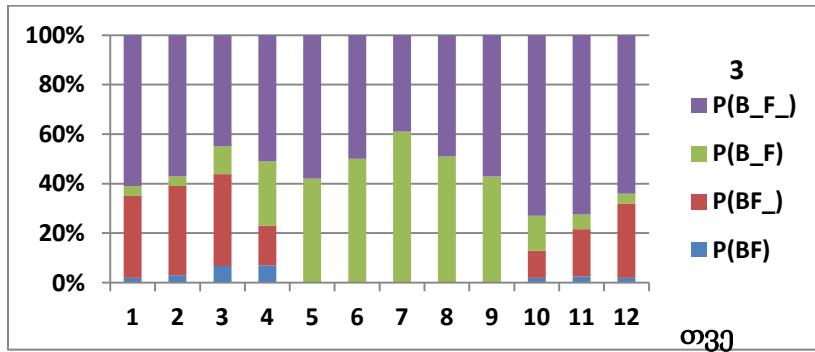
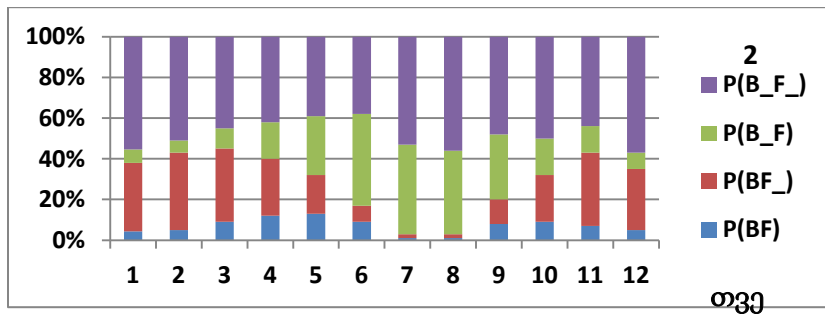
რაიონი	R50-Hu	R50-Fd	Ha –Hu	Ha- Fd	Hu- Fd	B- Fd
შავი ზღვის სანაპირო და კოლხეთის დაბლობი	45	4	60	9	9	125
აღმოსავლეთ საქართველოს ვაკეები და მთისწინეთი	170	10	40	4	1	1
ლიხის და აჭარა-იმერეთის ქედები	150	2	100	1	1	0.05
სამხრეთ საქართველოს მთიანეთი	125	40	13	0.23	2	0.12
მთავარი კავკასიონი	-	6	14	0.26	0.7	0.023

ცხრილის თანახმად რისკები განმეორადობის პერიოდის ყველაზე მინიმალური ხანგრძლივობები დამახასიათებელია მეტეოროლოგიური მოვლენების კომპლექსისათვის, რომლებიც შეიცავენ საშიშ ნისლს. მათ მიეკუთვნება კატასტროფული ნალექები-საშიში ნისლი (R50-Fd), სეტყვა-საშიში ნისლი (Ha- Fd), გრიგალური ქარი-საშიში ნისლი (Hu- Fd) და ქარბუქი-საშიში ნისლი (B- Fd). ბოლო სამი კომპლექსისათვის განმეორადობის უმცირესი ინტერვალები დაფიქსირებულია მთიან რაიონებში -კავკასიონზე, ლიხის ქედზე და სამხრეთ-საქართველოს მთიანეთში. სეტყვა საშიში ნისლის (Ha- Fd) განმეორადობის უმცირესი პერიოდი მამისონის უღელტეხილზე (2854 მ) და ცხრაწყაროზე (2466 მ) დაახლოებით 3 თვე გრძელდება და ყაზბეგში. კომპლექსის ქარბუქი-საშიში ნისლის (B-Fd) განმეორადობის პერიოდი მამისონის უღელტეხილზე მხოლოდ 8-14 დღეა.

15.3. ზაიხის თეორემის გამოყენება

ნახ 15.3.1-ზე წარმოდგენილია ალბათობათა ფორმულებით გამოთვლილი ქარბუქის და ნისლის ერთდროული განხორციელების (BF) ალბათობის წლიური სვლა კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში.





ნახ 15.3.1. ქარბუქის და ნისლის ერთდროული განხორციელების (BF) ალბათობის წლიური სვლა კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში: 1- მამისონის უღელტეხილი, 2-ყაზბეგი, 3-სულაკი; P(BF) - ქარბუქი-ნისლი, P(BF_) -ქარბუქი-ნისლი არ არის, P(B_F) -ქარბუქი არ არის ნისლი, P(B_F_) -არ არის ქარბუქი-არ არის ნისლი

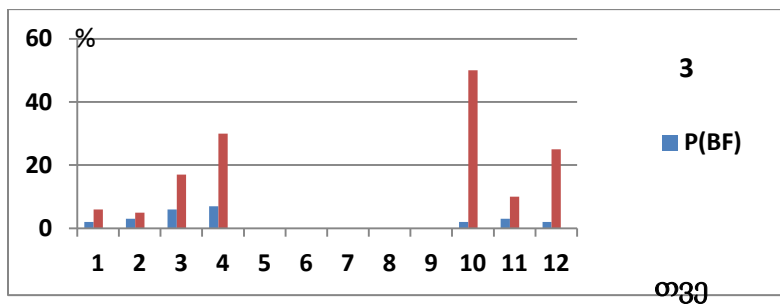
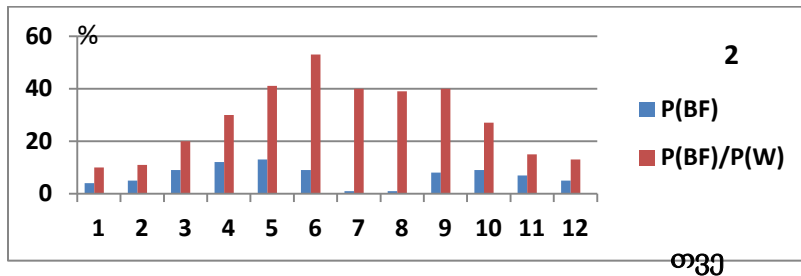
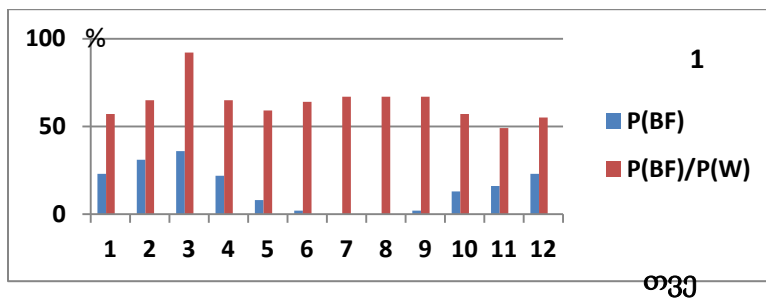
ნახ 15.3.1- დან გამომდინარეობს, რომ ქარბუქი-ნისლის მოვლენის ალბათობა P(BF) უდიდესია მამისონის უღელტეხილზე თებერვალ-მარტში და შეადგენს 31-36%, ყაზბეგში აპრილ-მაიში შეადგენს 12-13%, ხოლო სულაკში არ რემატება 6-7%.

მოვლენა P(BF_), ანუ როდესაც ქარბუქის დროს ნისლი არ აღინიშნება განსაკუთრებით ხშირია ნოემბერ-აპრილში და შეადგენს მამისონის უღელტეხილზე 9-20%, ხოლო ყაზბეგსა და სულაკში - 23-36%.

მოვლენა P(B_F), როდესაც აღინიშნება მხოლოდ ნისლი, ყველაზე ხშირია მაისიდან სექტემბრის ჩათვლით ალბათობებით 53-64%, 29-45% და 42-61%, შესაბამისად მამისონის უღელტეხილზე, ყაზბეგში და სულაკში.

ალბათობა მოვლენისა P(B_F_) ხასიათდება მცირე ამპლიტუდით და შეადგენს მამისონის უღელტეხილზე 22-39%, ყაზბეგში- 38-56%, ხოლო სულაკში-39-87%.

ქარბუქი კომპლექსური მოვლენაა, რომელიც ყალიბდება ორი მდგენელის მონაწილეობით- თობლის და ქარის. რაც ძლიერია ქარი, მით უფრო ინტენსიურია ქარბუქი. ამაც დროს ცნობილია, რომ ქარბუქის დროს ქარის სიჩქარე ყველაზე ხშირად 6-13 მ/წმ ინტერვალში მერყეობს. ბეისის თეორემის თანახმად ძლიერი ქარის დროს, როდესაც სჩქარე აღემატება 15 მ/წმ-ს კომპლექსის ქარბუქი-ნისლის P(BF) განხორციელების ალბათობა უნდა გაიზარდოს. ნათქვამი კარგად დასტურდება შესაბამისი გამოთვლებით, რომლებიც წარმოდგენილია ნახ. 15.3.2-ის სახით.



ნახ 15.3.2. კომპლექსური მოვლენის ქარბუქი-ნისლი $P(BF)$ ქარბუქი-ნისლი ძლიერი ქარის პირობებში $P\{BF|i|W\}$ განხორციელების ალბათობა : 1- მამისონის უღელტეხილი, 2-ყაზბეგი მაღალმთიანი, 3-სულაკი მაღალმთიანი

ნახ 15.3.2-დან ჩანს, რომ ძლიერი ქარის დროს მოვლენის ქარბუქი-ნისლი განხორციელების ალბათობა $P(BF)$ არსებითად იზრდება. მაგალითად, მამისონის უღელტეხილზე მარტში ამ კომპლექსის განხორციელების ალბათობა ძლიერი ქარის შემთხვევაში გაიზარდა 35-დან 92%-მდე. ანალოგიური დინამიკა აღინიშნება სხვა შემთხვევებშიც.

ალბათობის განსაკუთრებული მნიშვნელოვანი ზრდა ძლიერი ქარის პირობებში აღინიშნება აპრილ-ოქტომბერში, რადგანაც ეს პერიოდი აღნიშნულ პუნქტებში ხასიათდება ქარის შესუსტებით და ძლიერი ქარის დღეთა მინიმუმით. ამიტომ მიუხედავად თოვლცვენისა და თოვლის საფარის არსებობისა ქარბუქი შედარებით იშვიათია, ხოლო ქარის გამძლიერების შემთხვევაში იქმნება სასურველი პირობები ქარბუქის გააქტიურებისა, რაც კარგად აისახება ბაიესის ფორმულით გამოთვლილ შედეგებში.

ლიტერატურა

1. ე.ელიზბარაშვილი. საქართველოს კლიმატური რესურსები, თბილისი, 2007, 277გვ.
2. ე.ელიზბარაშვილი. საქართველოს ჰავა, თბილისი, 2017, 360 გვ.
3. მ.კორმახია. საქართველოს ჰავა. თბილისი, 1961.
4. ა.კოტარია. ზოგადი მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია.ნაწ.2. თბილისი, 1973, 289 გვ.
5. ზ.ხვედელიძე. რეგიონალური მიკროცირკულაციური ატმოსფერული პროცესების დინამიკა მთავორიან ტერიტორიაზე. თბილისი, 2018, 103 გვ.
6. შ.ჯავახიშვილი. საქართველოს კლიმატოგრაფია. თსუ-ს გამომც., თბილისი, 1988. - 246 გვ.
7. В.П.Алисов, О.А.Дроздов, Е.С.Рубинштейн. Курс климатологии, Л,1952,486с.
8. О. А. Дроздов, В. А. Васильев, Н. В. Кобышева, А. Н. Раевский, Л. К. Смекалова, Е. П. Школьный. Климатология. Л., Гидрометеиздат, 1989.-568с.
9. С.И.Пряхина, С.В.Морозова, Н.В. Семенова, Н.В.Короткова. (2017). Метеорология и климатология. https://www.sgu.ru/sites/default/files/textdocsfiles/2018/12/20/48_metodichka_pryahina.pdf
11. С.И.Пряхина, С.В.Морозова, Н.В. Семенова,Н.В.Короткова. Н.В.(2016). Методы и приборы гидрометеорологических измерений. Саратов. <https://www.sgu.ru/sites/default/files/textdocsfiles/2018/12/20/praxina.pdf>
12. *Ходжаева Г.К. (2013), Метеорологические методы и приборы наблюдений С-П.* <http://nvsu.ru/ru/Intellekt/1135/Hodzhaeva%20G.K.%20Meteorologicheskie%20metodi%20i%20pribori%20na%20blyudenyi%20-%20Uch%20posobie%20-%202013.pdf>
13. С.П.Хромов. Метеорология и климатология.Л, 1983, 455с.
14. Guide to Meteorological Instrumentsand Methods of ObservationWMO-No.8. (2008)ю Seventh edition. <https://www.weather.gov/media/epz/mesonet/CWOP-WMO8.pdf>
15. <https://sciencing.com/weather-instruments-uses-8013246.html>
16. <https://geographyofrussia.com/klimaticheskie-poyasa-zemli/>
17. <https://studfile.net/preview/5707908/page:3/>
18. <https://geographyofrussia.com/wp-content/uploads/2009/04/03.png>
19. <https://geographyofrussia.com/klimat-evropy/>
20. <https://geographyofrussia.com/kakoj-klimat-v-avstralii/>
21. <https://geographyofrussia.com/klimat-antarktidy/>
22. <https://obrazovaka.ru/geografiya/klimat-yuzhnoy-ameriki-klimaticheskie-poyasa.html>

23. <https://obrazovaka.ru/geografiya/klimat-afriki.html>

სარჩევი

ავტორისაგან		3
ნაწილი I. კლიმატოლოგიის საფუძვლები		4
თავი 1. კლიმატოლოგიის საგანი, წარმოშობის და განვითარების ისტორია		4
1.1.	კლიმატოლოგიის საგანი და ამოცანები	4
1.2.	კლიმატოლოგიური კვლევის მეთოდები	5
1.3.	კლიმატოლოგიის განვითარების ისტორია	10
1.4.	კლიმატოლოგიის განვითარება საქართველოში	11
თავი 2. ძირითადი კლიმატწარმომქნელი ფაქტორები		14
2.1.	მზის რადიაცია	14
2.2.	ატმოსფეროს ცირკულაცია	17
2.3.	ოკეანეებისა და კონტინენტების გავლენა კლიმატზე	20
2.4.	თოვლისა და ყინულის საფარის გავლენა კლიმატზე	23
თავი 3. რელიეფის გავლენა კლიმატზე		25
3.1.	რელიეფის ძირითადი კლიმატწარმომქნელი ფაქტორები	25
3.2.	რელიეფის გავლენა მზის რადიაციაზე	27
3.3.	რელიეფის გავლენა ჰაერის ტემპერატურაზე	29
3.4.	რელიეფის გავლენა ატმოსფეროს ცირკულაციაზე	35
3.5.	რელიეფის გავლენა სინოტივეზე	39
3.6.	რელიეფის გავლენა ნალექებზე	41
თავი 4. მიკროკლიმატი და ადგილობრივი კლიმატი		44
4.1.	ცნება მიკროკლიმატის და ადგილობრივი კლიმატის შესახებ	44
4.2.	ტყის მიკროკლიმატი	49
4.3.	ქალაქის მიკროკლიმატი	50
4.4.	წყალსაცავების მიკროკლიმატი	53
თავი 5. კლიმატთა კლასიფიკაცია და კლიმატური დარაიონება		56
5.1.	ბ.ალისოვის კლასიფიკაცია	56
5.2.	ლ.ბერგის კლასიფიკაცია	58
5.3.	ვ.კიოპენის კლასიფიკაცია	59
5.4.	საქართველოს კლიმატური დარაიონება კიოპენის კლასიფიკაციის თანახმად	62
5.5.	საქართველოს კლიმატური დარაიონება გ.ჭირაქაძის მიხედვით	64
5.6.	საქართველოს საკურორტო კლიმატური დარაიონება	67
5.7.	საქართველოს აგროკლიმატური დარაიონება	68
5.8.	საქართველოს ნიადაგების კლიმატური დარაიონება	70
თავი 6. კლიმატის ცვლილება		72
6.1.	კლიმატის ცვლილება წარსულში	72

6.2.	კლიმატის ცვლილების მიზეზები	75
6.3.	გლობალური დათბობა და მისი რეგიონალური გამოვლინებები	82
6.4	კლიმატის ცვლილების სცენარები	88
ნაწილი II. კლიმატოგრაფია		93
თავი 7. ქვეყნის ნაწილების კლიმატოგრაფია		93
7.1.	დედამიწის კლიმატური სარტყელები	93
7.2.	ევროპის კლიმატი	96
7.3	აზიის კლიმატი	97
7.4.	აფრიკის კლიმატი	99
7.5.	ჩრდილოეთ ამერიკის კლიმატი	100
7.6.	სამხრეთ ამერიკის კლიმატი	101
7.7	ავსტრალიის კლიმატი	102
7.8	ანტარქტიდის კლიმატი	102
თავი 8. მსოფლიოს ქვეყნების კლიმატები		103
8.1.	ევროპის ქვეყნების კლიმატები	103
8.2.	აზიის ქვეყნების კლიმატები	111
8.3	აფრიკის ქვეყნების კლიმატები	114
8.4	ჩრდილოეთ და ცენტრალური ამერიკის ქვეყნების კლიმატები	115
8.5	სამხრეთ ამერიკის ქვეყნების კლიმატები	118
8.6.	ავსტრალიის და ოკეანეთის ქვეყნების კლიმატები	120
თავი 9. მათა სისტემების რეგიონალური კლიმატური მახასიათებლები		121
9.1.	ალპები	121
9.2.	კარპატები	123
9.3	კავკასიონი	124
9.4	ჰიმალაი	125
9.5	ახაგარი	126
9.6.	კოლორადოს კლდოვანი მთები	127
9.7.	დიდი ბრიტანეთის ზღვისპირა მთები	128
თავი 10. საქართველოს კლიმატი და კლიმატური რესურსები		130
10.1	ძირითადი კლიმატწარმომქნელი ფაქტორები	130
10.2	ჰაერის ტემპერატურა	132
10.3	ატმოსფერული ნალექები	134
10.4	კლიმატური რესურსების ძირითადი სახეობები	135
ნაწილი III. მეტეოროლოგიური დაკვირვებები და მათი კლიმატოლოგიური დამუშავების მეთოდები		138
თავი 11. მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა მეთოდები		138
11.1	მზის რადიაციის გაზომვის მეთოდები	138
11.2	ტემპერატურის და სინოტივის გაზომვის მეთოდები	143
11.3	ატმოსფერული ნალექების გაზომვის მეთოდები	152

11.4.	ატმოსფეროს წნევის გაზომვის მეთოდები	157
11.5	ქარის მახასიათებლების გაზომვის მეთოდები	161
11.6	ავტომატური მეტეოროლოგიური სადგურები	166
თავი 12. ძირითადი კლიმატოლოგიური მახასიათებლები		169
12.1	მონაცემთა ბაზები	169
12.2	უხეში შეცდომების და გამოტოვებული მონაცემების აღდგენა	172
12.3	მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა პირველადი სტატისტიკური დამუშავების მეთოდები	173
12.4.	სტატისტიკური მახასიათებლების პრაქტიკული გაანგარიშება	179
12.5	საშუალო მნიშვნელობათა შედარება	181
თავი 13. დაკვირვებათა რიგის მოდელირება		182
13.1	ემპირიული მოდელი	182
13.2	მათემატიკური მოდელები	186
თავი 14. კორელაცია და რეგრესია		193
14.1	კორელაციური ანალიზი	193
14.2	წრფივი რეგრესიის განტოლება	196
14.3	არაწრფივი კორელაცია	200
14.4	მრავლობითი კორელაცია	201
14.5	კორელაციური ანალიზის გამოყენება კლიმატურ პროგნოზებში	202
თავი 15. სტოქასტიკური პროცესები		207
15.1	ალბათობების საანგარიშო ფორმულები	207
15.2	სტოქასტიკური პროცესების მათემატიკური მოდელირება	209
15.3	ბაიესის თეორემის გამოყენება	210
ლიტერატურა		213