ა. კოტარია

ზოგადი მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია

ნაწილი II

კლიმატოლოგიის საფუძვლები

საქართველოს სსრ უმაღლესი და საშუალო
სპეციალური განათლების სამინისტროს მიერ
დამტკიცებულია სახელმძღვანელოდ სტუდენტებისათვის

თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა
თბილისი 1973

551.5
551.5+551.8
ა 79

სახელმძღვანელოს პირველი ნაწილი გამოვიდა 1972 წელს. წინამდებარე მეორე ნაწილში განხილულია ძირითადი კლიმატწარმომშობი ფაქტორები, რელიეფის გავლენა კლიმატზე, საბჭოთა კავშირის კლიმატი, კლიმატის ცვლილება და რყევა, ადამიანის ზემოქმედება კლიმატზე, მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა კლიმატოლოგიური დამუშავების მეთოდები და სხვა საკითხები.

სახელმძღვანელო განკუთვნილია უნივერსიტეტისა და პედაგოგიური ინსტიტუტების გეოგრაფიის სპეციალობის სტუდენტებისა და მასწავლებლებისათვის; იგი დაეხმარება საქართველოს ჰიდრომეტსამსახურის სისტემის მუშაკებსაც.

© თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 1973

M — 608
2-9-7

ვუძღვნი
საყვარელი მასწავლებლის, საქართველოს
ჰავის ცნობილი მკვლევრის
მ. კორძახიას ხსოვნას

შესავალი

კლიმატოლოგია გეოგრაფიულ მეცნიერებათა ციკლს მიეკუთვნება; იგი დამაკავშირებელი რგოლია გეოგრაფიასა და მეტეოროლოგიას შორის. კლიმატოლოგიის კავშირი ამ ორივე მეცნიერებასთან იმაში გამოიხატება, რომ იგი შეისწავლის მეტეოროლოგიური პროცესებისა და მოვლენების გეოგრაფიული განაწილების ზოგად კანონზომიერებათა დადგენას და თითოეული რაიონისათვის დამახასიათებელი ამინდის მრავალწლიური რეჟიმის თავისებურებათა გამოვლინებას. ატმოსფეროში მიმდინარე ყველა ფიზიკური პროცესი და მოვლენა ვითარდება იმ პროცესებთან ურთიერთქმედებაში, რომელსაც მზის სხივური ენერგია განაპირობებს ქვეფენილ ზედაპირზე (ხმელეთი, წყალი, თოვლი, ყინული, მცენარეული საფარი, რელიეფის სხვადასხვა ფორმები და სხვ.). მზის რადიაცია დედამიწისათვის სითბოს ერთ-ერთი ძირითადი წყაროა; მას მოძრაობაში მოჰყავს მთელი ატმოსფერო და განაპირობებს ჰაერსა და ქვეფენილ ზედაპირს შორის სითბოსა და ტენბრუნვის მეოხებით მოძრავი ჰაერის ფიზიკური თვისებების ცვლილებას (ჰაერის მასათა ტრანსფორმაცია). ამიტომაა, რომ დედამიწის ამა თუ იმ რაიონის კლიმატის გენეზისისა და მისი დინამიკის საკითხების შესწავლას პირველ რიგში საფუძვლად უდებენ მზის რადიაციულ პროცესებს და ატმოსფეროს ცირკულაციის თავისებურებებს — რთული ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესების კომპლექსთან ურთიერთკავშირში. აქედან გამომდინარე, მოცემული ადგილის კლიმატი ეწოდება მისთვის დამახასიათებელ ამინდის მრავალწლიურ რეჟიმს, რომელიც განპირობებულია მზის რადიაციით, ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათითა და მათთან დაკავშირებული ცირკულაციური პროცესებით[1].

[1] კლიმატის განმარტება მოცემულია ე. რუბინშტეინისა და ო. დროზდოვის მიხედვით.

როგორც კლიმატის განმარტებიდან ჩანს, დედამიწის სხვადასხვა რაიონის კლიმატის ფორმირებაში ძირითადი როლი მზის რადიაციას ენიჭება; ეს უკანასკნელი ხმელეთზე, ჰიდროსფეროსა და ატმოსფეროში განიცდის რთულ გარდაქმნას; გარდაქმნილი რადიაციის შესწავლას კი აწარმოებენ რადიაციული და სითბური ბალანსების ცალეული კომპონენტების რაოდენობრივი მაჩვენებლების საშუალებით. მ. ბუდიკოს მიაჩნია, რომ სითბური ბალანსი წარმოადგენს იმ მექანიზმს, რომელიც ერთიანი ფიზიკურ-გეოგრაფიული პროცესების კომპლექსში აკავშირებს მეტეოროლოგიურ, ჰიდროლოგიურ, ნიადაგობრივ, გეომორფოლოგიურ და ბიოლოგიურ პროცესებს.

ქვეფენილი ზედაპირი მნიშვნელოვან როლს ასრულებს მოცემული ადგილის კლიმატის ფორმირებაში; იგი მზის რადიაციულ პროცესებთან ერთად ძირითადად განსაზღვრავს კლიმატწარმომშობი მესამე ფაქტორის — ატმოსფეროს ცირკულაციის ხასიათსა და თავისებურებას. დედამიწის ზედაპირზე მზის რადიაციის განედური განაწილება და სხვადასხვა განედზე ხმელეთისა და წყლის ზედაპირის არათანაბარი გათბობა წლის ცალკეულ სეზონებში იწვევს მაღალ და დაბალ განედებსა და ხმელეთსა და წყალს შორის ატმოსფერულ წნევათა განსხვავებას; ეს უკანასკნელი განაპირობებს ჰაერის ცირკულაციას — სხვადასხვა თვისების მქონე ჰაერის მასათა დინებებს და მასთან დაკავშირებულ სითბო-სიცივისა და ტენის გადატანას ერთი ადგილიდან მეორეზე (ადვექცია).

როგორც ვხედავთ, მოცემული ადგილის კლიმატური რეჟიმის თავისებურებას ძირითადად განსაზღვრავს გეოგრაფიული განედი, ადგილის სიმაღლე ზღვის დონიდან, ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათი და ატმოსფეროს ცირკულაციური პირობები. პირველი სამი შეიძლება მუდმივმოქმედ ფაქტორებად ჩაითვალოს, ხოლო მეოთხე — ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები, რომლებიც აღნიშნულ ფაქტორებთან ურთიერთქმედებით ძირითადად განსაზღვრავს მოცემული ადგილის ამინდის პირობებს და მის ცვალებადობას დროსა და სივრცეში, გამოირჩევა მნიშვნელოვანი მრავალფეროვნებით და რყევადობით. მართალია, ამა თუ იმ ტერიტორიის კლიმატი წარმოადგენს ამინდის მრავალწლიურ რეჟიმს, ამინდის მრავალწლიურ საშუალო მდგომარეობას, მაგრამ მასში ინგულისხმება განსაკუთრებული ამინდის ის პირობებიც, რომლებიც ყველაზე იშვიათადაა მოსალოდნელი მოცემულ ადგილზე; მაგალითად, თბილისსა და მის გარეუბნებში 1972 წლის 7 ივნისს, საღამოს 1,5—2,0 საათის განმავლობაში მოვიდა 80—100 მმ ნალექი, ხოლო 8 ივნისის დილის 5—8 საათისათვის მან 130—160 მმ-ს მიაღწია. ასეთი რამ ჯერ თბი-

ლისს არ ახსოვს გეოფიზიკური ობსერვატორიის დაარსების დღიდან (1844 წლიდან). 1949-50 წწ. ზამთარი ძალზე მკაცრი აღმოჩნდა დასავლეთ საქართველოს ზღვისპირა რაიონებისათვის. ძლიერმა ყინვებმა დიდი ზიანი მიაყენეს სუბტროპიკულ მცენარეულობას, ხოლო სახალხო მეურნეობამ საგრძნობი მატერიალური ზარალი განიცადა; ამინდის ეს განსაკუთრებულად ანომალიური მოვლენები გამოწვეულია ატმოსფეროს ცირკულაციის მნიშვნელოვანი რყევადობით.

კლიმატოლოგიის კვლევის საგანი ამ ბოლო დროს მნიშვნელოვნად გაფართოვდა. იგი შეისწავლის არა მარტო ძირითადი კლიმატწარმომშობი ფაქტორების (მზის რადიაცია, ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათი და ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაცია) თავისებურებებსა და ხასიათს, არამედ ამა თუ იმ რაიონის კლიმატის ფორმირების პირობებს და კლიმატურ რეჟიმზე აღნიშნული ფაქტორების ზეგავლენის ინტენსივობას; მის ძირითად ამოცანას წარმოადგენს დედამიწის ზედაპირზე სხვადასხვა ტიპის კლიმატთა აღწერა და გეოგრაფიული განაწილების კანონზომიერებათა დადგენა, კლიმატთა კლასიფიკაცია, მოცემული მიკრორაიონისათვის საერთო კლიმატური რეჟიმისაგან (მაკროკლიმატისაგან) განსხვავებული ძირითადი ნიშნების გამოყოფა და მიკროკლიმატური ტიპების კლასიფიკაცია, და აგრეთვე იმ საკითხების შესწავლა, რომლებიც დაკავშირებულია კლიმატზე ხელოვნურ ზემოქმედებასთან, კლიმატის ცვლილებასა და რყევასთან და ამინდის გრძელვადიან პროგნოზთან.

კლიმატის კვლევის მეთოდები და მისი გამოყენების გზები უფრო და უფრო ფართოვდება და რთულდება. მასში განსაკუთრებით ღრმად იჭრება კვლევის ფიზიკური მეთოდები, რომლებიც რაოდენობრივად უკავშირებს ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესებს ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პროცესებს. ატმოსფეროს კვლევის ფიზიკური მეთოდების სწრაფმა განვითარებამ საგრძნობი სტიმული მისცა კლიმატოლოგიას აღწერილობითი მეცნიერებიდან (კლიმატოგრაფია) უფრო ზუსტ მეცნიერებად განვითარებისათვის. ეს გარემოება საშუალებას იძლევა ხელსაყრელი კლიმატური პირობები გამოვიყენოთ პრაქტიკული მიზნებისათვის ან არახელსაყრელი კლიმატური რეჟიმი ხელოვნური ზემოქმედების გზით გავხადოთ გამოსაყენებელი სახალხო მეურნეობისათვის. როგორც ვხედავთ, კლიმატოლოგიაში მეცნიერული კვლევის შედეგებს არა მარტო დიდი თეორიული ღირებულება აქვს, არამედ მას დიდი პრაქტიკული გამოყენებითი მნიშვნელობაც ენიჭება.

უკანასკნელი ორმოცი წლის განმავლობაში, ამა თუ იმ ადგილის

კლიმატს განიხილავენ როგორც ერთ-ერთ უმნიშვნელოვანეს ბუნებრივ რესურსს (აკად. თ. დავითაია), რომელიც შეიძლება გამოვიყენოთ ისევე, როგორც სხვა ბუნებრივი რესურსები (მინერალური, ჰიდროლოგიური, ნიადაგური, ტყის და ა. შ.). კლიმატური რესურსები ძირითადად წარმოადგენს სითბოსა და ტენის რაოდენობას და მათ სხვადასხვა თანაფარდობას, მზის რადიაციასა და ჭარის ენერგიას და სხვ., რომლებიც იხარჯება დედამიწის ზედაპირსა და ატმოსფეროში მიმდინარე პროცესების განვითარებაზე.

საყოველთაოდ მიღებული კლიმატის ზემოაღნიშნული განმარტებიდან გამომდინარე თ. დავითაია მოცემული ადგილის კლიმატურ რესურსებში გულისხმობს მისთვის დამახასიათებელი მეტეოროლოგიური ელემენტების მრავალწლიურ რეჟიმს, გამოხატულს ნივთიერებისა და ენერგიის რაოდენობრივ მაჩვენებლებში.

როგორც ცნობილია, ყველა რესურსი გულისხმობს გამოყენების შესაძლებლობას, ეს უკანასკნელი კი დაკავშირებულია ნივთიერებისა და ენერგიის ხარჯვასთან. კლიმატური რესურსები სხვა ბუნებრივი რესურსებისაგან იმით გამოირჩევა, რომ ისინი განუწყვეტელ აღდგენას განიცდიან.

წინამდებარე სახელმძღვანელოს მეორე ნაწილი ამავე სახელწოდების პირველი ნაწილის ბუნებრივი გაგრძელებაა. იგი შედგენილია სსრ კავშირის უმაღლესი და სპეციალური განათლების სამინისტროს მიერ დამტკიცებული პროგრამების მიხედვით გეოგრაფიული, ჰიდროლოგიური და ოკეანოლოგიური სპეციალობის სტუდენტთათვის. მასში შეძლებისდაგვარად მაქსიმალურად გამოვიყენეთ კლასიკური, ფიზიკური და დინამიკური კლიმატოლოგიის ძირითადი საკითხები და ბოლო წლებში მიღებული კვლევის შედეგები. ცნობილია, რომ ამიერკავკასია და კერძოდ, საქართველოს ტერიტორია წარმოადგენს კლიმატური და მეტეოროლოგიური პროცესების მთელ ლაბორატორიას. აქ გვხვდება კლიმატის მრავალი ტიპი ნოტიო და მშრალი სუბტროპიკულიდან დაწყებული, მუდმივი თოვლისა და ყინულის კლიმატამდე დამთავრებული. ბუნებრივია, რომ აქ მიმდინარე ძირითადი კლიმატური პროცესების ამსახველი მაგალითებიც წიგნში მაქსიმალურადაა გამოყენებული. შრომაში დიდი ადგილი აქვს დათმობილი აზერბაიჯანელ და სომეხ კლიმატოლოგთა და განსაკუთრებით ქართველ მეცნიერთა მრავალ გამოკვლევას. სახელმძღვანელოს ზოგიერთ თავში გამოყენებულია ავტორის მიერ მიღებული სამეცნიერო კვლევის შედეგებიც.

ამ შრომაში არ არის შეტანილი ცალკეული კლიმატური ელემენტების (ატმოსფერული წნევა, ჰაერის ტემპერატურა და ტენიანობა და სხვ.) გეოგრაფიული განაწილების დახასიათება, რადგან ისინი ზოგადად არიან აღწერილი სახელმძღვანელოს პირველ ნაწილში.

სახელმძღვანელოს მეორე ნაწილში გაშუქებულია კლიმატოლოგიის ძირითადი საკითხები: კლიმატის ფორმირების ძირითადი ფაქტორები და მათი როლი დედამიწის ამა თუ იმ რაიონის კლიმატური რეჟიმის ჩამოყალიბებაში, რელიეფის გავლენა კლიმატზე, მიკროკლიმატი და ადგილობრივი კლიმატი, კლიმატის ცვლილება და რყევა და სხვ. განსაკუთრებული ადგილი ეთმობა მეტეოროლოგიურ მასალათა კლიმატოლოგიური დამუშავების თანამედროვე მეთოდების შესწავლას და პრაქტიკული ჩვევების გამომუშავებას ამ მასალათა დასამუშავებლად.

სახელმძღვანელოს შედგენის პროცესში დახმარებისათვის და ხელნაწერის განხილვის დროს სასარგებლო შენიშვნებისა და რჩევისათვის ავტორი მადლიერების გრძნობით მოიხსენიებს თბილისის წითელი დროშის ორდენოსანი სახელმწიფო უნივერსიტეტის მეტეოროლოგიის, კლიმატოლოგიისა და ოკეანოლოგიის კათედრის წევრებს.

ზოგადი მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგიის სახელმძღვანელოს მეორე ნაწილის შედგენა ქართულ ენაზე პირველ ცდას წარმოადგენს, ამიტომ იგი უნაკლო არ იქნება. ავტორი დიდი მადლობით მიიღებს ყოველგვარ საქმიან შენიშვნას და გაითვალისწინებს მათ სახელმძღვანელოს შემდგომი გამოცემისას.

თავი I

ძირითადი კლიმატწარმომშობი პროცესები

§ 1. კლიმატის რადიაციული ფაქტორი

მზის რადიაცია ძირითადი კლიმატწარმომშობი ფაქტორია, რომელიც განაპირობებს ატმოსფეროში სხვადასხვა ფიზიკური პროცესების წარმოშობასა და განვითარებას. მზის ენერგია, განსაკუთრებით კი რადიაციული ბალანსი, წარმოადგენს გეოგრაფიულ გარემოში მიმდინარე ყველა ბუნებრივი პროცესის (კლიმატური, ჰიდროლოგიური, ნიადაგური, გეომორფოლოგიური და სხვ.) ძირითად წყაროს; იგი ჩვენი პლანეტის ჰაერის, წყლისა და ხმელეთის გათბობის მთელ სისტემას ქმნის და დედამიწის ზედაპირზე ტემპერატურათა გადანაწილებას ახდენს. რადიაციული ბალანსის რაოდენობრივ მაჩვენებელზეა დამოკიდებული სითბური ბალანსის ყველა კომპონენტის რიცხობრივი სიდიდეები. თუ ცნობილია სითბური ბალანსის ცალკეული კომპონენტები, მაშინ ადვილად აიხსნება არა მარტო მოცემული რაიონის კლიმატური თავისებურებანი, არამედ შესაძლებელი გახდება ამა თუ იმ კომპონენტზე ზემოქმედების მეშვეობით თვით კლიმატური პირობების შეცვლაც.

სითბური ბალანსი მოიცავს ისეთ კლიმატწარმომშობ ბუნებრივ ციკლს, როგორიცაა დედამიწასა და ატმოსფეროს შორის სითბოსა და ტენბრუნვის პროცესები. ორივე პროცესი ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებთანაა მჭიდრო კავშირში, რადგან ეს უკანასკნელი ეკვატორსა და პოლუსებს შორის თბილი და ცივი ჰაერის ადვექციური გაცვლის შედეგად ძირითადად განსაზღვრავს დედამიწის ზედაპირზე სითბოსა და ტენის განაწილების კანონზომიერებას. მართლაც, სხივური წონასწორობის პირობებში, ე. ი. როდესაც ადგილი აქვს მოცემულ განედზე მიღებულ და გაცემულ რადიაციას შორის ტოლობას, საშუალო წლიური ტემპერატურა პოლუსებზე იქნებოდა —44°, ხოლო ეკვატორზე +39°, ე. ი. განსხვავება მიაღწევდა 83°-ს; სინამდვილეში კი ზემოაღნიშნული პროცესების შედეგად ტემპერატურა პოლუსებზე —22°-ია, ეკვატორზე +26°, ხოლო განსხვავება 48°-ს შეადგენს.

სითბური ბალანსის განტოლება მიახლოებით შეიძლება დაიწეროს შემდეგნაირად:

$$B+VL+P+A=0, \tag{1}$$

ხოლო

$$B=Q(1-\alpha)-E_{\text{ეფ}}, \tag{2}$$

სადაც B რადიაციული ბალანსია, $Q=s'+i$ — მთლიანი რადიაცია (s' — პირდაპირი, ხოლო i — გაბნეული რადიაცია), α — ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო, $E_{\text{ეფ}}$ — ეფექტური გამოსხივება, VL — აორთქლებაზე (V) დახარჯული სითბო (L), P სითბოს ტურბულენტური ნაკადია ნიადაგის (წყლის) ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის, A სითბოს ნაკადია ნიადაგის (წყლის) ზედაპირსა და სიღრმის ფენებს შორის.

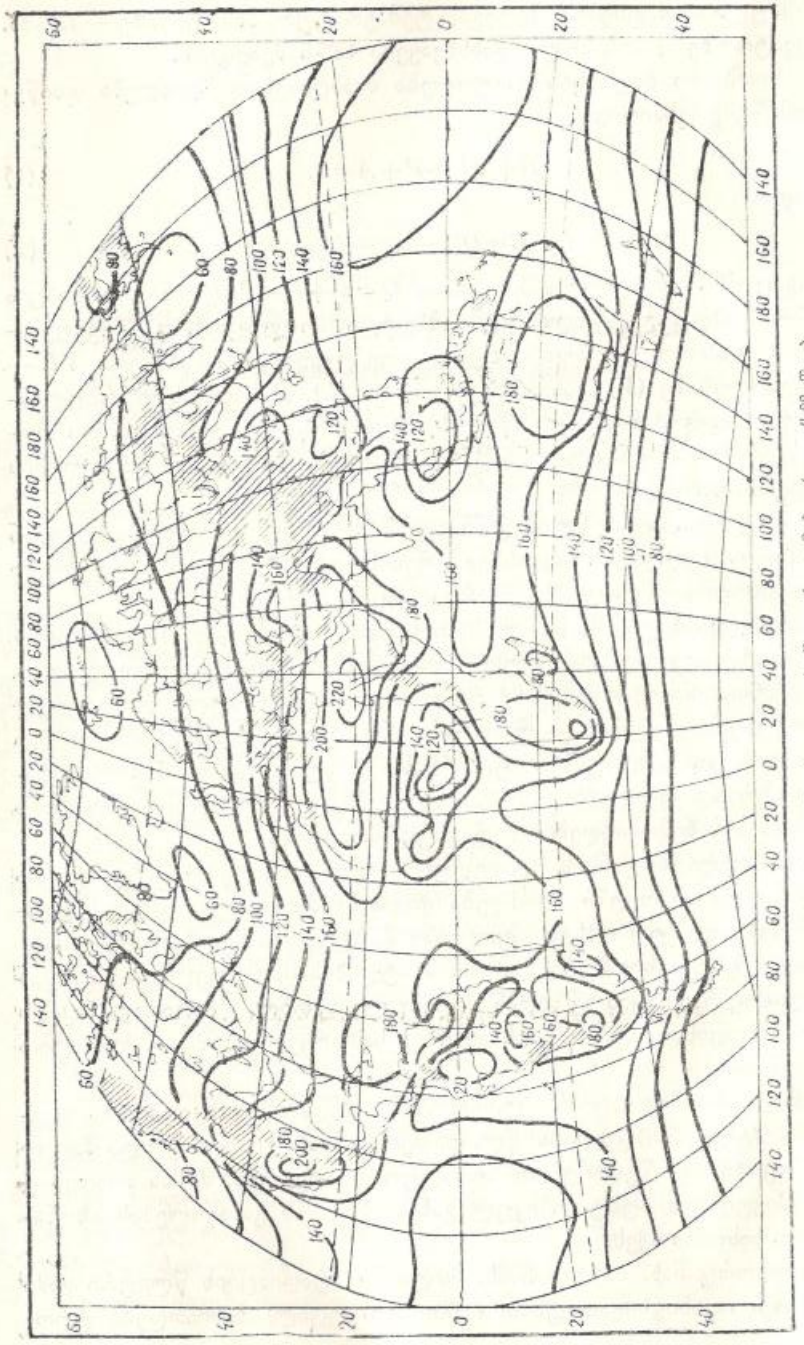
ხმელეთისათვის წლის განმავლობაში A ნულის ტოლია, რადგან ნიადაგის სიღრმის სხვადასხვა ფენის მიერ ზაფხულში მიღებული სითბო ზამთარში ისევ ზედაპირს უბრუნდება.

სითბური ბალანსის სქემის სიმარტივის მიუხედავად (1 ფორმულა) მასში ჩაქსოვილია ცალკეული პროცესების მთელი ერთობლიობა, რომელთა შორის წამყვანი როლი მზიდან მიღებულ რადიაციულ პროცესებს ენიჭება; ეს უკანასკნელნი განაპირობებენ არა მარტო სითბოსა და ტენბრუნვას დედამიწასა და ატმოსფეროს შორის, არამედ ზოგად ცირკულაციურ პროცესებსაც, რომლებიც უშუალოდ რადიაციის ზემოქმედების შედეგს წარმოადგენს.

სითბური ბალანსის ცალკეული კომპონენტების ცვლილება დროსა და სივრცეში შეიძლება დავახასიათოთ ლენინგრადის მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში მ. ბუდიკოს ხელმძღვანელობით შესრულებულ სითბური ბალანსის ატლასის საფუძველზე. ვინაიდან მთლიანი რადიაცია მზიდან მიღებული სითბოს ძირითად ნაკადს წარმოადგენს, ამიტომ დახასიათებაც, სასურველია, ამ კომპონენტით დავიწყოთ.

მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი დედამიწის ზედაპირზე იცვლება 60-დან 220 კკალ/სმ² წლ. და მეტად (ნახ. 1). ზომიერ და მაღალ განედებზე იგი შედარებით ზონალურად იცვლება, მაშინ როდესაც ტროპიკულ და სუბტროპიკულ განედებზე მის განაწილებას აზონალური ხასიათი აქვს.

როგორც ნახ. 1-დან ჩანს, მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი მნიშვნელოვანი სიდიდეებით (180—220 კკალ) ხასიათდება ტრო-



ნახ. 1. მზის მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამები (კკალ/სმ² წელ.)

პიკული და სუბტროპიკული დინამიკური ანტიციკლონის ზონაში, სადაც ჰაერის დაღმავალი დენები ამცირებს ტენიანობას და მოღრუბლულობას და ამით ხელს უწყობს პირდაპირი რადიაციის ნაკადის გაძლიერებას. მისი მაქსიმალური სიდიდეები განსაკუთრებით კონტინენტების უდაბნოთა ზონაშია შენიშნული (აფრიკის ჩრდილო-აღმოსავლეთით — 220 კკალ, ჩრდილოეთ ამერიკის სამხრეთით — 200 კკალ). ეკვატორული და ეკვატორული მუსონების სარტყელში მთლიანი რადიაცია გადიდებული მოღრუბლულობის გამო მკვეთრად მცირდება (100—120 კკალ). ტროპიკიდან ჩრდილოეთ პოლუსისაკენ მთლიანი რადიაცია 60 კკალ-მდე მცირდება; ეს გამოწვეულია არა მარტო ასტრონომიული ფაქტორით (ზამთარში მზე ჰორიზონტს ქვემოთ იმყოფება), არამედ მოღრუბლულობის მნიშვნელოვანი გადიდებითაც. მსგავსად ამისა, სამხრეთ ნახევარსფეროს მაღალ განედებზე მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი კლებულობს 60—70° განედამდე (70 კკალ-მდე), ხოლო უფრო სამხრეთით, ანტარქტიდაში, ნაკლები მოღრუბლულობისა და ჰაერის მაღალი გამჭვირვალობის გამო (რაც გაპირობებულია ანტარქტიდის დიდი სიმაღლით ზღვის დონიდან) იგი მატულობს 100—120 კკალ-მდე. აღნიშნული მიზეზებითაა გამოწვეული ის გარემოება, რომ არქტიკის რაიონი გაბნეული რადიაციის სახით მეტ სითბოს ღებულობს, ვიდრე პირდაპირი რადიაციით, ხოლო ანტარქტიდაში პირდაპირი რადიაციის წილი მთლიან რადიაციაში გაცილებით სჭარბობს გაბნეულს.

ზამთარში როგორც ჩრდილოეთ, ისე სამხრეთ ნახევარსფეროზე მთლიანი რადიაცია ტროპიკებიდან პოლუსებისაკენ შედარებით ზონალურად იცვლება. ამ შემთხვევაში ასტრონომიული ფაქტორი განსაზღვრავს რადიაციის სიდიდეს. დეკემბერში მთლიანი რადიაციის ნულოვანი იზოხაზი თითქმის პოლარულ წრეებს გაუყვება პარალელურად. ორივე ნახევარსფეროს შესაბამის ზაფხულში თითქმის ყველა განედზე, გარდა პოლარულისა, მთლიანი რადიაცია აზონალობას განიცდის. იგი ხასიათდება მაქსიმალური სიდიდეებით ტროპიკული სარტყელის კონტინენტთა ზედაპირზე (ივნისში 20—22 კკალ), განსაკუთრებით კი უდაბნოებისა და ნახევრად უდაბნოების პირობებში; ამ ზონიდან ეკვატორისაკენ და ორივე ნახევარსფეროს 55—60° განედებამდე მთლიანი რადიაცია მოღრუბლულობისა და ტენიანობის გადიდებით კლებულობს (10—12 კკალ-მდე). მაღალ განედებზე (პოლუსებისაკენ) რადიაციის მატებას აქვს ადგილი, მაგრამ ზემოაღნიშნული მიზეზების გამო მატების ინტენსივობა უფრო ანტარქტიდის ზონაშია შემჩნეული. ივნისში ჩრდილოეთ

პოლუსის რაიონში რადიაციის სიდიდე 16 კკალ/სმ² აღწევს, მაშინ როდესაც დეკემბერში სამხრეთ პოლუსის რაიონში (აქ ზაფხულია) იგი 24—30 კკალ-იას შეადგენს.

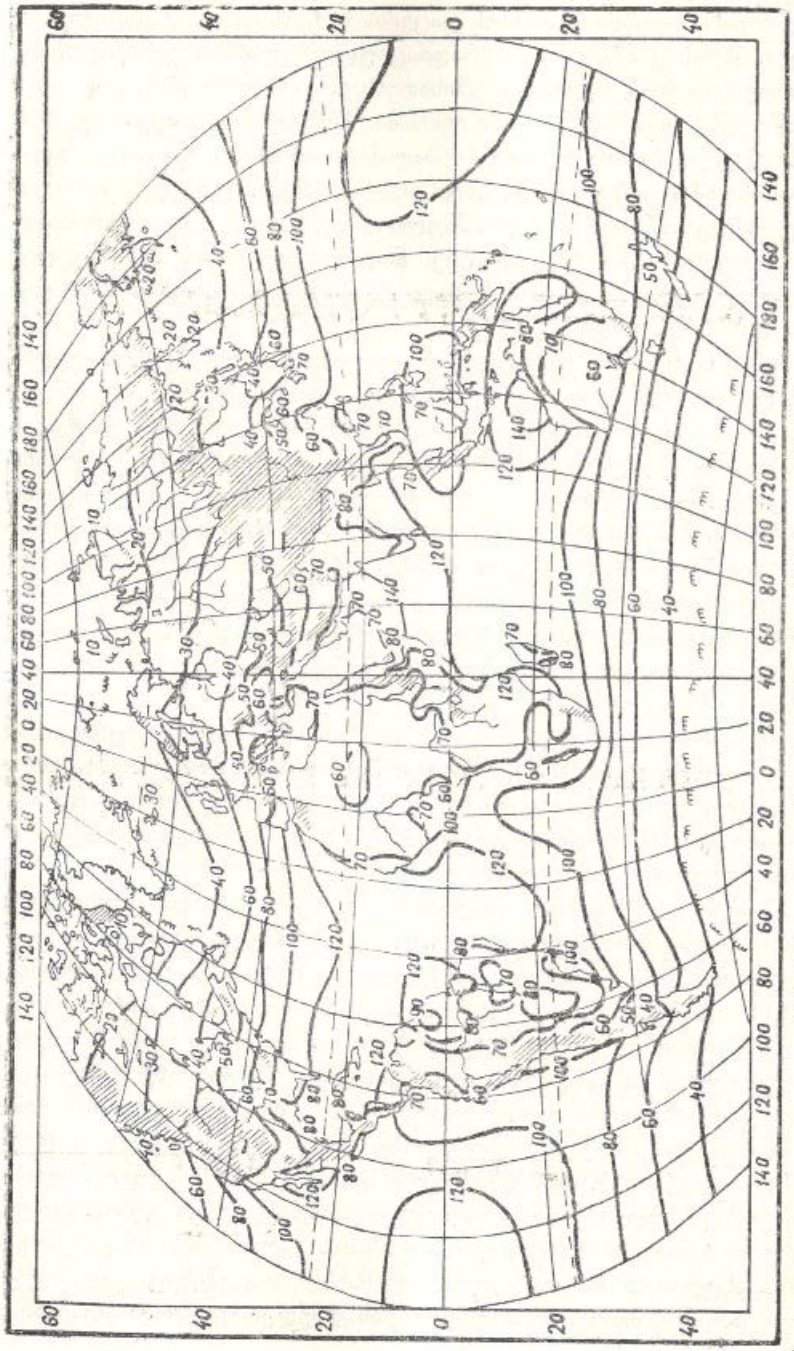
შთანთქმული რადიაციის $Q(1-\alpha)$ განაწილება ძლიერ ეთანხმება მთლიანისას, მაგრამ ხმელეთისა და ოკეანეთა საზღვარზე შთანთქმული რადიაცია ალბედოს (α) ძლიერი ცვლილების გამო თითქმის წყვეტას განიცდის. რაც შეეხება ეფექტურ გამოსხივებას ($E'_{ეფ.}$), მისი სივრცითი ცვლილება მთლიან რადიაციასთან შედარებით მნიშვნელოვნად ნაკლებია. ეს გამოწვეულია იმით, რომ ტემპერატურის ზრდა იწვევს აბსოლუტური ტენიანობის გაზრდას, ხოლო ორივე ელემენტი გამოსხივებაზე საწინააღმდეგო მიმართულებით მოქმედებს: ტემპერატურის გადიდებით იგი მატულობს, ხოლო ტენიანობის ზრდით — მცირდება.

ეფექტური გამოსხივების წლიური ჯამი დედამიწაზე იცვლება 30—40 კკალ-დან (ეკვატორული ზონა) 80—90 კკალ-მდე (ტროპიკული უდაბნოები). ზომიერ და მაღალ განედებზე მისი მნიშვნელობა მერყეობს 30—50 კკალ-იას შორის. არქტიკაში იგი 30—40, ხოლო ანტარქტიდაში 25—30 კკალ-იას შეადგენს.

როგორც ცნობილია, რადიაციული ბალანსი ანუ ნარჩენი რადიაცია წარმოადგენს სხვაობას შთანთქმულ რადიაციასა და ეფექტურ გამოსხივებას შორის. მთლიანი რადიაციის ეს ნარჩენი სითბო იხარჯება აორთქლებაზე და ქვეფენილი ზედაპირისა და ჰაერის გათბობაზე.

რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი წყლისა და ხმელეთის საზღვარზე, ალბედოს მკვეთრი ცვლილების გამო (წყლის ალბედო გაცილებით ნაკლებია ხმელეთისაზე) წყვეტას განიცდის. ამიტომაა, რომ ერთ და იმავე განედზე ოკეანეებისა და ზღვების რადიაციული ბალანსი გაცილებით აღემატება ხმელეთისას (ნახ. 2 და 1-ლი ცხრ.).

როგორც მე-2 ნახ.-დან ჩანს, დედამიწის ზედაპირზე რადიაციული ბალანსი დადებითია; გამონაკლისს წარმოადგენს გრენლანდიისა და ანტარქტიდის რაიონები, სადაც იგი მუდმივი ყინულისა და თოვლის პირობებში უარყოფით მნიშვნელობას ღებულობს. არქტიკის ცენტრალურ ნაწილში ნარჩენი რადიაცია 0-დან +2 კკალ-იას შორის მერყეობს. მაქსიმალურ სიდიდეებს (120—140 კკალ) იგი ეკვატორული და ტროპიკული ზონის ოკეანეების ზედაპირზე აღწევს. იმავე ზონების ხმელეთის ზედაპირზე რადიაციული ბალანსის მნიშვნელობა 60—80 კკალ-მდე მცირდება. ტროპიკებიდან მაღალი განედებისაკენ ოკეანეთა ზედაპირზე, ხმელეთთან შედარებით, მას ჩვეულებრივი ზონალური განაწილება ახასიათებს, მაგრამ



ნახ. 2. რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამები (კკალ/სმ² წელ.)

მისგან განსხვავებით ბალანსის დაცემის ინტენსივობა აქ გაცილებით მეტია. წლის განმავლობაში რადიაციული ბალანსის განაწილებაზე წარმოდგენა რომ ვიქონიოთ, ამისათვის განვიხილოთ ამ სიდიდეების განაწილება დეკემბერსა და ივნისში. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს (ჩნს-ო) დეკემბერში ნულოვანი ბალანსის იზოხაზი როგორც ოკეანეზე, ისე ხმელეთზე დაახლოებით 40°-იან განედს გაუყვება. სამხრეთ ნახევარსფეროში (სნს) აღნიშნული განედებიდან ეკვატორისაკენ იგი მატულობს 8—10 კკალ-მდე, ხოლო პოლუსების მიმართულებით ის უარყოფით ნიშანს ღებულობს და თანდათანობით მცირდება —3, —5 კკალ-მდე.

ივნისში (სნს-ოს დეკემბერში) ბალანსის ასეთ მკვეთრ ცვლას ადგილი არ აქვს. პოლარულ წრესა და ტროპიკებს შორის განსხვავება 2—6 კკალ-იას არ აღემატება; უფრო მეტიც, ბარენცის ზღვის სანაპიროზე და ატლანტიკის ოკეანის ეკვატორულ ზონაში ბალანსის მნიშვნელობები ერთნაირია და 10 კკალ-იას შეადგენს. მსგავსი მდგომარეობაა წყნარი ოკეანის მაღალ და დაბალ განედებს შორისაც. აღნიშნულ თვეში ყველა კონტინენტის ზედაპირზე რადიაციული ბალანსის სიდიდე პოლარულ წრემდე მხოლოდ 6—10 კკალ-იას შორის იცვლება. ზოგიერთ ზღვებზე ივნისში, სადაც ძლიერ ინსოლაციას აქვს ადგილი, ბალანსმა შეიძლება 14—18 კკალ-იას მიაღწიოს.

სითბური ბალანსის ცალკეული კომპონენტების ზონალური განაწილების კარგ სურათს იძლევა 1-ელი ცხრილი. ცხრილში მოცემული სითბური ბალანსის კომპონენტთა სხვადასხვა თანაფარდობა ძირითადად განსაზღვრავს ოკეანისა და ხმელეთის ზედაპირზე სითბოსა და ტენიანობის რეჟიმს.

ხმელეთის ზედაპირი მთლიანი რადიაციის სახით უფრო მეტ სითბოს ღებულობს, ვიდრე ოკეანე (ეკვატორული სარტყელის გამოკლებით). მათ შორის სხვაობა ყველაზე მეტია 20—50° განედებზე (34—36 კკალ-ია). ეკვატორულ ზონაში ორივე ზედაპირი უფრო ნაკლებ სითბოს ღებულობს, ვიდრე ტროპიკული და სუბტროპიკული განედები; ეს გარემოება არ შეესაბამება ეკვატორზე გაბატონებულ ტემპერატურის მაღალ დონეს. ეს გამოწვეულია იმით, რომ აქ მნიშვნელოვანი მოღრუბლულობა, მართალია, რადიაციის დიდ ნაწილს აკავებს (30—60%), მაგრამ დაკარგული ენერგია მთლიანად კომპენსირდება წყლის ორთქლის კონდენსაციით გამოყოფილი ფარული სითბოთი (ღრუბლებისა და ნამის წარმოშობა). ამ გარემოებას ადასტურებს რადიაციული ბალანსის მონაცემებიც. როგორც 1-ლი ცხრილის მონაცემები გვიჩვენებს, ხმელეთზე ჭარბი ტენიანო-

ცხრილი 1

სითბური ბალანსის კომპონენტთა საშუალო წლიური სიდიდეთა განაწილება
(კკალ/სმ² წლ.)

განედი (გრად.)	ოკეანე					ხმელეთი					დედამიწა მთლიანად					აფრისფერო				
	Q	B	VL	P	$A_{ო}$	Q	B	VL	P		Q	B	VL	P	$A_{ო}$	$B_{აბ}$	rL	P	$A_{აბ}$
70—60ჩნს	69	23	33	16	—26	79	20	14	6		76	21	20	9	—8	—70	28	9	—33	
60—50	68	29	39	16	—26	74	30	19	11		83	30	28	13	—11	—60	43	13	—4	
50—40	90	51	53	14	—16	124	45	24	21		108	48	38	17	—7	—60	47	17	+4	
40—30	126	83	86	13	—16	160	60	23	37		141	73	59	23	—9	—69	46	23	0	
30—20	156	113	105	9	—1	192	69	20	49		170	96	73	24	—1	—82	42	24	—16	
20—10	164	119	99	6	14	174	71	29	42		167	106	81	15	10	—83	70	15	+2	
10—0	157	115	80	4	31	144	72	48	24		154	105	72	9	24	—76	115	9	+48	
0—10ჩნს	160	115	84	4	27	145	72	50	22		156	105	76	8	21	—74	90	8	+24	
10—20	160	113	104	5	4	167	73	41	32		162	104	90	11	3	—76	74	11	+9	
20—30	149	101	100	7	—6	178	70	28	42		156	94	83	15	—4	—74	51	15	—8	
30—40	128	82	80	9	—7	154	62	28	34		131	80	74	12	—6	—71	55	12	—4	
40—50	93	57	55	9	—7	110	41	21	20		94	56	53	9	—6	—64	61	9	+6	
50—60	67	28	31	8	—11	84	31	20	11		67	28	31	8	—11	—57	58	8	+9	
ზედაპირი მთლიანად	127	82	—74	—8	0	138	49	25	24		180	72	—60	—12	0	—72	60	12	0	

ბის გამო ეკვატორულ ზონაში აღინიშნება ბალანსის მაქსიმალური სიდიდეები (72 კკალ), ოკეანეებზე კი ისინი ტროპიკული განედებისაკენ ინაცვლებენ (119 კკალ). ამასთან ორივე ნახევარსფეროს 40—50° განედამდე ოკეანეთა ზედაპირის რადიაციული ბალანსის მნიშვნელობა სჭარბობს ამავე განედის ხმელეთის შესაბამის სიდიდეებს. უფრო მაღალ განედებზე კი წყლის ალბედოს გადიდების შედეგად აღნიშნული სიდიდეები ერთმანეთს უახლოვდება. ტროპიკული სარტყელის ოკეანეთა ზედაპირიდან რადიაციული ბალანსის სითბოს ძირითადი ნაწილი აორთქლებაზე იხარჯება (70—93%). უფრო მაღალ განედებზე, მართალია, აორთქლებაზე დახარჯული სითბო გაცილებით სჭარბობს ბალანსისას, მაგრამ აღნიშნული სითბოს კომპენსაცია ოკეანეთა თბილი დინებების ($A_{ოკ.}$) მეშვეობით ხდება. ეს უკანასკნელი არა მარტო აორთქლების გაზრდას უწყობს ხელს, არამედ სითბოს მნიშვნელოვანი ნაწილი მაღალ განედებზე ჰაერის გათბობასაც (P) ხმარდება. საერთოდ ზღვებსა და ოკეანეებზე ტურბულენტობის გზით ჰაერის გათბობაზე საშუალოდ რადიაციული ბალანსის მხოლოდ 10% იხარჯება, დანარჩენი 90% კი — აორთქლებაზე. კონტინენტთა ზედაპირზე ეს განაწილება მკვეთრად იცვლება; აქ რადიაციული ბალანსის ნახევარი ჰაერის გათბობას ხმარდება, ნახევარი კი — აორთქლებას.

იმავე 1-ლი ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ ატმოსფეროს რადიაციული ბალანსი ($B_{ატ.}$) ყველა განედზე უარყოფითია და თითქმის ერთი და იმავე სიდიდისაა. ატმოსფერო სითბოს ძირითადად წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად ღებულობს (rL); ეს სითბო მაღალი განედების მიმართულებით, მართალია, მცირდება (იმავე მიმართულებით ატმოსფეროში წყლის ორთქლის შემცირება ხდება), მაგრამ ტურბულენტური სითბოგაცვლით (P) მიღებულ სითბოსთან შედარებით იგი მაინც ატმოსფეროს ძირითად გამთბობს წარმოადგენს. დაბალ და მაღალ განედებს შორის სითბოს გადანაწილებაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ატმოსფეროში სითბოს ადვექციას ($A_{ატ.}$). ამ უკანასკნელზე დაწვრილებით ქვემოთ შევჩერდებით.

§ 2. კლიმატის ცირკულაციური ფაქტორი

ატმოსფეროს ზოგად ცირკულაციურ პროცესებსა და მისი მექანიზმის თავისებურებებზე დაწვრილებით იყო საუბარი წინამდებარე სახელმძღვანელოს პირველ ნაწილში; ამიტომ აქ ძირითადად შევეხებით იმ საკითხებს, რომლებიც უშუალოდაა დაკავშირებული კლიმატწარმომშობ ცირკულაციურ ფაქტორთან.

ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები, მართალია, ამა თუ იმ ტერიტორიის კლიმატის ფორმირების ერთ-ერთი ფაქტორია, მაგრამ ისინი თავის მხრივ რადიაციული პროცესების ზემოქმედების შედეგს წარმოადგენენ. რადიაციული პროცესები და პირველ ყოვლისა რადიაციული ბალანსი სითბოს ის ძირითადი წყაროა, რომელიც განაპირობებს არა მარტო მოცემული ადგილის კლიმატური რეჟიმის თავისებურებას, არამედ მღვრაობაში მოჰყავს მთელი ატმოსფერო.

ატმოსფეროს ცირკულაციას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება დედამიწის ზედაპირზე სითბოსა და ტენის გადანაწილებაში როგორც ეკვატორსა და პოლუსებს შორის (მერიდიანულად), ასევე განედების მიხედვით (ზონალურად). ცირკულაციური დინებები, როგორც ეს 1-ელი და 2-ე ცხრილიდან ჩანს, არ წარმოადგენს სითბური ენერგიის წყაროს. პირიქით, მათი მექანიზმის საშუალებით ხდება ატმოსფეროში რადიაციული სითბოს თანაბრად განაწილება. მე-2 ცხრილი 1-ლი ცხრილიდანაა მიღებული და წარმოადგენს დედამიწა-ატმოსფეროს სითბური ბალანსის კომპონენტთა საშუალო განედურ სიდიდეებს.

როგორც მე-2 ცხრილიდან ჩანს, ეკვატორულ და სუბტროპიკულ განედებზე ატმოსფერო რადიაციული სითბოს სიჭარბით ხასიათდება, ხოლო ზომიერ და მაღალ განედებზე, ე. ი. ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროს დაახლოებით 40° განედებზე მაღლა, იგი განიცდის რადიაციული სითბოს მნიშვნელოვან დეფიციტს — რადიაციული ბალანსი უარყოფითია. აღნიშნული განედები დედამიწის ზედაპირზე კლიმატის ფორმირების რადიაციული და ცირკულაციური ფაქტორების მოქმედების თავისებური გამყოფი საზღვარია. ამ საზღვრის ზემოთ — ზომიერ და მაღალ განედებზე ატმოსფეროს სითბოს ძირითად წყაროს წარმოადგენს არა მზის რადიაცია, არამედ ატმოსფერული და ოკეანური დინებები.

დედამიწა-ატმოსფეროს სითბური ბალანსის მეორე თავისებურება ის არის, რომ ეკვატორულ განედებზე დამატებით სითბოს დიდი მარაგი გამოიყოფა წყლის ფაზური გარდაქმნის შედეგად (იხ. მე-2 ცხრილის მე-3 სვეტი — $L(v—r)$, აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობასა (VL) და კონდენსაციის სითბოს (rL) შორის სხვაობა). კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი სითბო აქ და მაღალ განედებზე უტოლდება ან მეტია რადიაციულ ბალანსზე. ეს გარემოება განაპირობებს ეკვატორულ ზონაში ატმოსფეროს ძლიერ გათბობას; ეს ჭარბი სითბო ოკეანური და ცირკულაციური დინებებით გადაიტანება სუბტროპიკული და მაღალი განედებისაკენ.

ცხრილი 2

დედამიწა-ატმოსფეროს სითბური ბალანსის კომპონენტთა განედური განაწილება (კკალ/სმ² წლ)

განედი გრად.	$B-B_{ატმ.}$	$L(V-r)$	$A_{ოკ.}$	$A_{ატმ.}$
1	2	3	4	5
70—60ჩრ.ს.	—49	—8	—8	—33
60—50	—30	—15	—11	—4
50—40	—12	—9	—7	4
40—30	4	13	—6	0
30—20	14	31	—1	—16
20—10	23	11	10	2
10—0	29	—43	24	48
0—10სამხ.	31	14	21	24
10—20	28	16	3	9
20—30	20	32	—4	—8
30—40	9	19	—6	—4
40—50	—8	—8	—6	—6
50—60	—29	—27	—11	9

ზომიერი სარტყელის 40—60° განედებზე დედამიწა-ატმოსფეროს უარყოფითი ბალანსი ძირითადად კომპენსირდება კონდენსაციის ფარული სითბოთი, რომელიც 8—27 კკალ-ით სჭარბობს აორთქლებაზე დახარჯულ სითბოს. რაც შეეხება პოლარულ განედებს, სადაც ოკეანური დინებების გავლენა ძლიერ შესუსტებულია (სნს-ში არ შეინიშნება), სითბოს კომპენსაცია ძირითადად ატმოსფეროს ცირკულაციური დინებებით — სითბოს ადვექციით ხდება.

დედამიწის ზედაპირზე მზის სითბური ენერგიის არათანაბარი განაწილება იწვევს, როგორც დაბალ და მაღალ განედებზე, ასევე ოკეანესა და კონტინენტებს შორის, ტემპერატურის მნიშვნელოვან კონტრასტს. სითბოს განედური ცვლა დედამიწის ზედაპირზე ძირითადად განაპირობებს ატმოსფეროს ზონალურ ცირკულაციას, ე. ი. ჰაერის მოძრაობას დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ; წლის განმავლობაში ზღვისა და ხმელეთის გათბობა-გაცივების სხვადასხვაობა, მათ ზედაპირზე არაერთგვაროვანი ხახუნის ძალა და ასევე კორიოლისის ძალის ზემოქმედება ხელს უწყობს ატმოსფეროს მოქმედების ცენტრების წარმოშობასა (ციკლონების და ანტიციკლონების) და მერიდიანული ცირკულაციის (განედთაშორისი ცირკულაციის) განვითარებას.

როგორც ცნობილია, წლის განმავლობაში ზონალური ცირკულაცია 3—5-ჯერ სჭარბობს მერიდიანულს, მაგრამ ამ უკანასკნელის როლი სითბო-სიცივის ადვექციაში დაბალ და მაღალ განედებს შორის იმდენად დიდია, რომ მისი გავლენით დედამიწაზე მყარდება სიცოცხლისათვის ნორმალური თერმული პირობები. იმ განედებზე, სადაც მზის რადიაციული ბალანსი უარყოფითია, მარტო ზონალური ცირკულაციის მოქმედებისას ადგილი ექნებოდა ჰაერის გაცივებას, ხოლო დადებითი ბალანსისას — გათბობას; ეს პროცესი გაგრძელდებოდა მანამ, სანამ ყველა განედზე სხივური წონასწორობა არ დამყარდებოდა. ამ შემთხვევაში მაღალ განედებზე (40° განედზე ზევით), როგორც ეს მე-2 ცხრილიდანაც ჩანს, ტემპერატურა სინამდვილესთან შედარებით 12—23°-ით ნაკლები იქნებოდა, ხოლო სუბტროპიკულ და ტროპიკულ სარტყელებზე — 7—13°-ით მეტი. როგორც ჩანს, მერიდიანული ცირკულაცია, რომელიც ხორციელდება ციკლონურ და ანტიციკლონურ ბარიულ სისტემათა მეშვეობით, დაბალ განედებზე იწვევს ტემპერატურის დაწევას, ხოლო მაღალ განედებზე — მომატებას. როგორც ზონალური, ისე მერიდიანული ცირკულაციური პროცესები განაპირობებენ აგრეთვე წყლის ორთქლის ტრანსპორტირებას განედური და მერიდიანული მიმართულებით.

ამის კარგი მაგალითია მე-3 ცხრილი, სადაც მოცემულია საბჭოთა კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე საშუალო წლიური ტენბრუნვის ცალკეული კომპონენტების სიდიდეები.

ცხრილი 3

ტენბრუნვის კომპონენტთა მნიშვნელობები საბჭოთა კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე (მ. ბუდიკოთი და ო. დრობდოვით)

ტენბრუნვის ელემენტები	I	VII	წლიური
აორთქლება მმ-ბით	5	50	294
ჰაერის ტენშემცველობა მმ-ბით	4	23	12
ქარის სიჩქარე მ/წმ-ში	7.7	5.8	7,1
ჰაერიდან შემოტანილი წყლის ორთქლით წარმოშობილი ნალექების ჯამი (მმ)	25	54	434
ადგილობრივი წყლის ორთქლით წარმოშობილი ნალექები (მმ-ით)	2	9	53
ნალექების საერთო ჯამი (მმ-ბით)	27	63	487

როგორც მე-3 ცხრილიდან ჩანს, საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ტერიტორიაზე ნალექების ძირითადი მასა, როგორც ცალ-

კეულ თვეებში, ისე წლიურ ჯამში, წარმოიშობა ზონალური და მერიდიანული ცირკულაციით გარედან შემოტანილი წყლის ორთქლის ხარჯზე (86—93%). ადგილობრივი წყლის ორთქლის (აორთქლებით მიღებული) კონდენსაციით მიღებული ნალექების რაოდენობა ძალზე უმნიშვნელოა. აღნიშნული გარემოება ეხება არა მარტო ევრაზიის ტერიტორიას, არამედ მსგავსი მდგომარეობაა სხვა კონტინენტებზეც. მიუხედავად იმისა, რომ ადგილობრივი წყლის ორთქლის წილი ნალექების საერთო ჯამში ძალზე მცირეა, იგი საშუალოდ ზრდის ადვექციური ორთქლის რაოდენობას (და საერთოდ ტენიანობას) და ამით სტიმულს აძლევს ნალექების გამოყოფას.

ცირკულაციური პროცესების სხვადასხვა ინტენსივობა და ხასიათი განსაზღვრავს ერთ და იმავე განედზე განსხვავებული კლიმატური პირობების ფორმირებას.

დაბალ განედებზე გარკვეული კლიმატური მნიშვნელობა ენიჭება პასატურ დინებებს და მათ მიერ გადატანილ წყლის ორთქლს, რომელიც ეკვატორულ ზონაში უხვი ნალექების სახით გამოიყოფა. როგორც მე-4 ცხრილიდან ჩანს, ეკვატორის ზონაში ნალექები მეტი მოდის, ვიდრე ორთქლდება, მაგრამ კომპენსაცია ხდება ტროპიკული განედების ხარჯზე, სადაც აორთქლება სჭარბობს ნალექებს (განსაკუთრებით ზღვის ზედაპირზე). პასატური დინებები გარკვეულ გავლენას ახდენს ჰაერის ტემპერატურაზეც. ოკეანეთა აღმოსავლეთ სანაპიროზე ჰაერის ტემპერატურა უფრო დაბალია დასავლეთ სანაპიროსაზე. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ სუბტროპიკულ ანტიციკლონთა აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ მოედინება (სნს-ში სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ) ცივი ჰაერი; ამასთან ამ გარემოებას ემატება ოკეანეთა ცივი დინებები, რომლებიც ჰაერის ცირკულაციური პროცესებითაა გამოწვეული და იმავე მიმართულებით მოძრაობს. ოკეანეთა დასავლეთ სანაპიროზე კი ადგილი აქვს სამხრეთის შემადგენელი (სნს-ში — ჩრდილოეთის) თბილი ჰაერის ადვექციას ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიაზე, რომელსაც ემატება იმავე მიმართულებით ოკეანეთა თბილი დინებებიც.

ცხრილი 4

განედი (გრად)	ნალექი	აორთქლება
0—10	145	110
20—30	59	95
30—40	66	83

ტროპიკულ და სუბტროპიკულ სარტყელებში ნალექების მცირე რაოდენობა გამოწვეულია ოკეანურ ატმოსფეროში ტემპერატურის

ინვერსიული განაწილებით და მასთან დაკავშირებული ჰაერის მდგრადი სტრატიფიკაციით, აგრეთვე ხმელეთზე გადახურებულ ჰაერში კონდენსაციის მაღალი დონით.

დაბალ განედებზე გარკვეული კლიმატური მნიშვნელობა ენიჭება სხვადასხვა თვისების მქონე ქარების სეზონურ ცვლას — მუსონურ დინებებს. ზაფხულობით ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროზე ეკვატორიდან ტროპიკებისაკენ ქრის ნოტიო და გრილი ქარები — ეკვატორული მუსონები, ხოლო ზამთარში, პირიქით—ტროპიკებიდან ქრის მშრალი და ცხელი ტროპიკული ქარები. ზაფხულის მუსონი იწვევს ჰაერის ტენიანობის მომატებას და უხვ ნალექიანობას.

ამ ზონისათვის საერთოდ დამახასიათებელია (განსაკუთრებით ოკეანისათვის) წლის განმავლობაში ტემპერატურული რეჟიმის ერთგვაროვნება (20—26°) და მისი უმნიშვნელო სეზონური რყევა. ეს იმაზე მეტყველებს, რომ შიდატროპიკული ცირკულაციური დინებების ქვედა ფენები, რომლებიც დიდ სივრცეს მოიცავს, ტემპერატურული პირობებით დიდ მსგავსებას იჩენს. მაგრამ ეს არ ითქმის მათ ტენიანობაზე. აქ ჰაერის დინებების, ტენიანობისა და ვერტიკალური სტრატიფიკაციის მიხედვით გამოყოფენ ტროპიკულ და ეკვატორულ ჰაერის მასებს. ტროპიკული ჰაერის ფორმირება ძირითადად ხდება სუბტროპიკულ ანტიციკლონებში, სადაც ანტიპასატის დაღმავალ დინებებს აქვს ადგილი, და ხმელეთის ტროპიკული ნაწილის თერმული მინიმუმის ზონაში — აქ მონადენი პოლარული ჰაერის ტრანსფორმაციის შედეგად. ამიტომაა, რომ ტროპიკული ჰაერი წყლის ორთქლს მცირე რაოდენობით შეიცავს და მდგრადი სტრატიფიკაციით ხასიათდება (ტროპიკული უდაბნოები და ნახევრად უდაბნოები). ეკვატორული ჰაერის მასები ფორმირდება ეკვატორულ ზონაში მონადენი ტროპიკული ჰაერის (პასატების) ტრანსფორმაციის შედეგად; აქ ისინი თანდათანობით ქვედა ფენებში ტენიანდებიან და არამდგრად თვისებებს ღებულობენ.

სუბტროპიკული ანტიციკლონები, როგორც ცნობილია, შიდატროპიკულ და ზომიერ განედებზე მიმდინარე ცირკულაციურ პროცესებს შორის გამყოფი ზონაა. ისინი განსაკუთრებით კარგად არიან გამოხატული წნევის საშუალო რუკების ოკეანეთა ზედაპირზე (დაწვრილებით იხილე წინამდებარე სახელმძღვანელოს I ნაწილში): ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში — აზორისა და ჰონოლულუს, ხოლო სამხრეთ ნახევარსფეროში — სამხრეთ ატლანტიკის, სამხრეთ წყნარი ოკეანისა და ინდოეთის ოკეანის მაღალი წნევის არეს სახით. აღნიშნულ ანტიციკლონთა სამხრეთ პერიფერიაზე თუ

დასაბამი ეძლევა პასატურ დინებებს, რომლებიც ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან (სხს-ში — სამხრეთ აღმოსავლეთიდან) ქრის, ჩრდილოეთ პერიფერიაზე ადგილი აქვს დასავლეთისა და სამხრეთ დასავლეთის ჰაერის გაბატონებულ დინებებს. ანტიციკლონთა ცენტრალურ ნაწილში, ჰაერის დაღმავალი დინებების გავლენით, მყარდება წყნარი და უღრუბლო ამინდი მოკლეტალღიანი და გრძელტალღიანი რადიაციული პროცესების ინტენსიური განვითარებით.

ზომიერ და მაღალ განედებზე კლიმატის ფორმირებაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ტროპოსფეროს მთელს ფენაში ზონალური (დასავლეთის ქარები) და ციკლონური მოქმედებით გამოწვეულ მერიდიანულ ცირკულაციას.

როგორც ცნობილია, ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში სამხრეთთან შედარებით (ტერიტორიის ძირითადი ნაწილი წყალს უკავია) ოკეანისა და ხმელეთის ზეგავლენით წლის განმავლობაში ბარიული ცენტრების სეზონურობას აქვს ადგილი; ეს ცენტრებია: ისლანდიისა და ალეუტის (წყნარი ოკეანე) დეპრესია, ციმბირისა და ჩრდილოეთ ამერიკის ზამთრის ანტიციკლონები და აზიისა და ჩრდილოეთ ამერიკის ზაფხულის დეპრესია.

ზ ა მ თ ა რ შ ი ზომიერ განედებზე ჰაერის დინებები უმეტესად ზონალურია და ქრის დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. მაგრამ ისლანდიისა და ალეუტის მინიმუმების დასავლეთ პერიფერიიდან ზშირად სამხრეთისაკენ მოედინება კონტინენტური წარმოშობის ცივი პოლარული ჰაერი, რომელიც ხვდება აზორისა და ჰონოლულუს სუბტროპიკული ანტიციკლონებიდან მონადენ ტროპიკულ ჰაერს; მათ შორის წარმოიშობა პოლარული ფრონტი, რომელზეც ვითარდება ციკლონური პროცესები. აღნიშნულ მინიმუმებში ზოგჯერ არქტიკული ჰაერიც მოედინება; იგი პოლარულ ჰაერთან შეხვედრისას წარმოშობს არქტიკულ ფრონტს, რომელზეც ციკლონური პროცესები ინტენსიურად ვითარდება.

ზ ა ფ ხ უ ლ შ ი ბარიული სისტემა როგორც ხმელეთზე, ისე ოკეანეზე მთლიანად გარდაიქმნება: ისლანდიისა და ალეუტის მინიმუმები ძალზე სუსტდება, ციმბირის ანტიციკლონს ცვლის აზიის მინიმუმი, ხოლო სუბტროპიკული მაქსიმუმები ფართოვდება იმდენად, რომ მათი ძირითადი ნაწილი ზომიერ განედებში ექცევა. ამ უკანასკნელთა ზეგავლენით ძლიერდება ჰაერის მასების დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ გადატანა.

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე, ევრაზიის კონტინენტის დასავლეთ ნაწილში წლის განმავლობაში გაბატონებულ სამხრეთ-დასავლეთის დინებებს, გოლფსტრიმის თბილ დინებასთან ერთად, ატლანტიკის ოკეანიდან დიდი რაოდენობით სითბო და ტენი მოაქვს, რის გამოც აღნიშნული ტერიტორიის ჰაერის ტემპერატურა მნიშვნელოვნად აღემატება აღმოსავლეთ სანაპიროსას. განსხვავება განსაკუთრებით საგრძნობია ზამთარში, როდესაც ციმბირის ანტიციკლონიდან ჩრდილო-დასავლეთის დინებების მეშვეობით ცივი კონტინენტური ჰაერის გადატანა ხდება სანაპირო ზონისაკენ. ამიტომაა, რომ იანვრის 0°-იანი იზოთერმა კონტინენტის დასავლეთ სანაპიროზე ვრცელდება 70° განედამდე და უფრო ჩრდილოეთით, ხოლო აღმოსავლეთ სანაპიროზე იგი თითქმის 30°-მდე იწევს. მსგავსი მდგომარეობაა ჩრდილოეთ ამერიკის იმავე სანაპიროებზეც, მაგრამ ევრაზიასთან შედარებით ნაკლები კონტინენტურობის გამო აღნიშნული იზოთერმა 60°-დან (დასავლეთ სანაპირო) 40° განედამდე ჩამოდის (აღმოსავლეთ სანაპირო).

მაღალ განედებზე — არქტიკისა და ანტარქტიკის აუზში ჰაერის ქვედა ფენების ტემპერატურის ძლიერი დაცემის გამო წნევა მატულობს და ჰაერის მასები ჩრდილო-აღმოსავლეთ (სნს-ში სამხრეთ-აღმოსავლეთი) ქარების სახით მოედინება სამხრეთისაკენ და პოლარული ჰაერის მასებთან შეხვედრის ზოლში წარმოშობს არქტიკულ ფრონტს, რომელზეც ვითარდება ციკლონური პროცესები. ამ უკანასკნელის მეშვეობით ხორციელდება სითბოსა და სიცივის (ციკლონის ზურგში) ინტენსიური ადვექცია როგორც ზონალურად (ციკლონთა მოძრაობის მიმართულებით), ისე მერიდიანულად. როგორც გამოთვლები გვიჩვენებს, ტუნდრის ზონაში არქტიკული ჰაერის ადვექცია იწვევს ივლისის საშუალო ტემპერატურის შემცირებას 5—7°-ით, ხოლო საბჭოთა კავშირის ევროპული და აზიური ნაწილის სამხრეთ ტერიტორიაზე—1—2°-ით. საწინააღმდეგო მდგომარეობაა მაშინ, როდესაც თბილი ჰაერის ადვექცია მაღალი განედებისაკენ იწვევს საშუალო ტემპერატურების მომატებას.

§ 3. ოკეანეებისა და კონტინენტების გავლენა კლიმატზე

ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათი უდიდეს გავლენას ახდენს ამა თუ იმ ტერიტორიის კლიმატის ფორმირებაზე. ამ მხრივ განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭებათ ოკეანეებსა და კონტინენტებს. ისინი თავისი ფიზიკური თვისებებით ერთმანეთისაგან ძლიერ განსხვავდებიან. დიდი სითბოტევადობის გამო წყალი უფრო ნელა თბება და ნელა ცივდება, ვიდრე ხმელეთი. ამის გამო, წყლის მიერ შთანთქმული მზის ენერგიის 99,6% მიდის მის გათბობაზე, ხოლო დანარჩენი — 0,4% — ჰაერის გათბობას ხმარდება. ეს იმიტომ, რომ მზის ერთ და იმავე სი-

მაღლისას, წყლის ზედაპირის ალბედოს მცირე სიდიდე და მნიშვნელოვანი გამჭვირვალობა იწვევს ნიადაგთან შედარებით მზის რადიაციის მეტ შთანთქმას. ნიადაგის სიღრმეში სითბოს გადაცემა მოლეკულური სითბოგამტარობის მეშვეობით ხდება, ზღვებსა და ოკეანეებზე კი იგი ტურბულენტური და კონვექციური გზით მიმდინარეობს. ამ უკანასკნელში დიდი მნიშვნელობა აქვს სითბო-სიცივის ჰორიზონტალურ გადატანას, რომელიც თბილი და ცივი დინებების მეშვეობით წარმოებს.

ამრიგად, ზღვები და ოკეანეები წარმოადგენენ სითბოს კარგ აკუმულატორს, რომელსაც ისინი აგროვებენ წლის თბილ პერიოდში. ზამთარში აღნიშნული სითბო ათბობს წყლისპირა ჰაერის ფენებს. სითბოს კარგი შთანთქმისუნარიანობის გამო, ოკეანეებისა და ზღვების რადიაციული ბალანსი გაცილებით სჭარბობს იმავე განედის ხმელეთის ბალანსს (იხ. § 1), რის გამოც ზომიერ და მაღალ განედებზე წყლის ზედაპირის ტემპერატურა (დინებების გარეშე) საშუალოდ უფრო მაღალია, ხოლო დაბალ განედებზე, სადაც აორთქლებაზე სითბოს დიდი რაოდენობა იხარჯება, იგი უფრო დაბალია — ხმელეთის ზედაპირთან შედარებით.

მაღალი განედებისათვის დიდი მნიშვნელობა ენიჭება იმ გარემოებას, რომ ოკეანეები და ზღვები იყინებიან მხოლოდ 0°-ზე დაბალ ტემპერატურისას. მართლაც, მტკნარი წყლის მაქსიმალური სიმკვრივე თუ 4° ტემპერატურისას დგება და 0°-ზე იყინება. მარილიანობის მომატებით, მაქსიმალური სიმკვრივისა და წყლის გაყინვის ტემპერატურა კლებულობს (ცხრ. 5). თუ მარილიანობა 25‰-ია[1], მაშინ წყლის მაქსიმალური სიმკვრივისა და გაყინვის ტემპერატურები (—1,3°) ერთმანეთს უტოლდებიან. ზღვის წყალი, რომლის მარილიანობა 35‰-ს აღწევს დაახლოებით —2°-ზე იყინება. ამ შემთხვევაში პოლარულ ზღვებში სიღრმით თერმული ცირკულაცია მაქსიმალური სიმკვრივის ტემპერატურამდე (—3,5°) წარმოებს

ცხრილი 5

წყლის გაყინვის ტემპერატურა და მაქსიმალური სიმკვრივე სხვადასხვა მარილიანობის დროს

მარილიანობა (‰-ებში)	ტემპერატურა	
	გაყინვა (გრად.)	მაქსიმალური სიმკვრივის ტემპერატურა
0	0,0	4,0
10	—0,5	1,9
20	—1,1	—0,3
25	—1,3	—1,3
30	—1,6	—2,5
35	—1,9	—3,5

[1] ‰ — პრომილე %-ის მეათედი ნაწილია და გამოხატავს 1000 გ წყალში მარილის რაოდენობას გრამებში.

და იგი აყოვნებს ზედაპირული ყინულის გაჩენას; ამის გამო ზოგიერთი რაიონი სრულიად თავისუფალია ზამთარში ყინულის საფარისაგან.

სითბური და რადიაციული თვისებების შედეგად ოკეანეთა ზედაპირზე ტემპერატურის დღეღამური რყევა ძალზე უმნიშვნელოა (0,1—0,4°); შიდა ზღვებშიც კი იგი 1°-ს არ აღემატება. წყლისპირა ჰაერის ფენებშიც აღნიშნული სიდიდე 1—2° შორის მერყეობს.

ტემპერატურის წლიური რყევა ოკეანეთა ზედაპირზე მნიშვნელოვნად აღემატება დღეღამურს; მაგალითად, ატლანტიკის ოკეანეში ტროპიკულიდან სუბპოლარულ განედებამდე (ჩგ. 60—70°) წლიური ამპლიტუდა 2—3°-დან 10—12°-მდე იცვლება. კონტინენტზე იგი მნიშვნელოვანია და ზოგიერთ პუნქტზე შეიძლება 65°-საც (ვერხოიანსკი) მიაღწიოს.

შეფარდებითი ტენიანობა ოკეანეებსა და კუნძულებზე მნიშვნელოვანია და წლიური ამპლიტუდა კონტინენტთან შედარებით მცირე სიდიდეებს აღწევს. მსგავსი მდგომარეობაა ნისლიანობის, მოღრუბლულობისა და ნალექების მსვლელობის, სიხშირისა და რაოდენობის მხრივაც.

ოკეანური დინებები დიდ გავლენას ახდენს ჰაერის თერმულ პირობებზე — ტემპერატურასა და მის განაწილებაზე. ვინაიდან თბილი და ცივი ოკეანური დინებები წლის განმავლობაში მდგრადი პირობებით ხასიათდებიან, ამიტომ მათ ზეგავლენასაც კლიმატური მნიშვნელობა ენიჭება.

დედამიწის სფეროს ყველა ზონაში თბილი და ცივი დინებების მეშვეობით იქმნება იმის პირობები, რომ ოკეანეთა დასავლეთ და აღმოსავლეთ სანაპიროებზე ტემპერატურათა შესამჩნევ სხვაობას აქვს ადგილი. კონტინენტის აღმოსავლეთი ნაწილის დაბალ და დასავლეთი ნაწილის ზომიერ განედებზე ატმოსფეროს და ოკეანეთა თბილი დინებების ერთობლივი მოქმედებით ადგილი აქვს ხმელეთის გათბობას. მათი გავლენა ზომიერ განედებზე განსაკუთრებით ზამთარში მძაფრდება (ევროპის სანაპირო ტერიტორია).

ოკეანური დინებები გარკვეულ გავლენას ახდენს ატმოსფეროს თერმულ სტრატიფიკაციაზე. თბილი დინებების ზედაპირზე წარმოიშობა ძლიერი კონვექციური პროცესები, რომელნიც აძლიერებენ ჰაერის არამდგრად სტრატიფიკაციას და მის ტენიანობას დიდ სიმაღლემდე. ცივი დინებების ზედაპირზე ჰაერის სტრატიფიკაცია მდგრადობით ხასიათდება და ჰაერის ვერტიკალური გაცვლაც მნიშვნელოვნად სუსტდება.

ოკეანისა და ხმელეთის თერმული რეჟიმის სხვადასხვაობა განაპირობებს წლის განმავლობაში ატმოსფერული წნევის საწინააღმდეგო მსვლელობას, ე. ი. ზაფხულში ძლიერი გახურების გამო ხმელეთზე მყარდება დაბალი წნევის არე, ხოლო ოკეანეზე — მაღალი წნევის არე; ზამთარში, პირიქით, ინტენსიური გაცივების გამო ხმელეთზე წნევა მაღალია, ხოლო ოკეანეზე — დაბალი. წნევის სეზონური ცვლილება დიდ გავლენას ახდენს ქარების მიმართულებაზე და მათ რეჟიმზე. როგორც ცნობილია, ზოგიერთი რაიონის კლიმატურ პირობებს ძირითადად მუსონური ქარები განსაზღვრავს. ზაფხულში ოკეანეებიდან მონაბერი ჰაერი ტენის დიდი შემცველობით და მნიშვნელოვანი ნალექებით ხასიათდება, ხოლო ზამთარში მშრალი ქარები მცირე ნალექებით გამოირჩევა. ამიტომაა, რომ კლიმატოლოგიაში ცალკე გამოყოფენ მუსონების განვითარების რაიონებს, როგორც მუსონური კლიმატის ტიპს.

კლიმატურ პირობებზე მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს მცენარეული საფარი, განსაკუთრებით კი ტყე. მაგრამ, ტყის გავრცელების გეოგრაფიული არეალიც მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული კლიმატურ რეჟიმზე. ისინი მჭიდროდ არიან დაკავშირებული ერთმანეთთან.

მცენარეული საფარი ცვლის ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათს და თვით წარმოგვიდგება მოქმედ ზედაპირად. მცენარეულ საფარში რადიაციული პროცესები ძირეულად განსხვავდება მცენარით დაუფარავი ადგილისაგან. ვინაიდან იგი მრავალფეროვან მიკროკლიმატურ პირობებს წარმოშობს, ამიტომ, მცენარეული საფარის კლიმატზე ზეგავლენის ზოგიერთი საკითხი განხილულ იქნება III თავში. აქ აღვნიშნავთ იმ გარემოებას, რომ ზღვებსა და კონტინენტებზე ჩამოყალიბებული კლიმატური პირობები დიდ გავლენას ახდენს მცენარეული საფარის გავრცელებაზე. ეკვატორული ზონის ოკეანისა (კუნძულები) და ხმელეთის სხვადასხვა ნაწილში კლიმატური პირობები და აქედან გამომდინარე მცენარეული საფარის სახეობა (ნოტიო ტროპიკული ტყე) დიდად არ გამოირჩევა ერთმანეთისაგან; პასატური ზონა პირველისაგან განსხვავებული პირობებით ხასიათდება. აქ ოკეანეთა დასავლეთ ნაწილში მაღალი ტემპერატურისა და უხვი ნალექების წყალობით გაბატონებულია ნოტიო ტროპიკული ტყეები: ამ ზონის ოკეანეების აღმოსავლეთ სანაპიროებზე კი კონტინენტისა და ცივი დინებების ზემოქმედებით კლიმატური ელემენტების რეჟიმი მცირედ განსხვავდება ტროპიკული უდაბნოების რეჟიმისაგან. აქ ბალახეული საფარის არსებობა ძირითადად ჰაერის დიდი ტენიანობის, ხშირი ნისლისა და გამოყოფილი ნამის შედეგია (აფრიკის დასავლეთ სანაპირო).

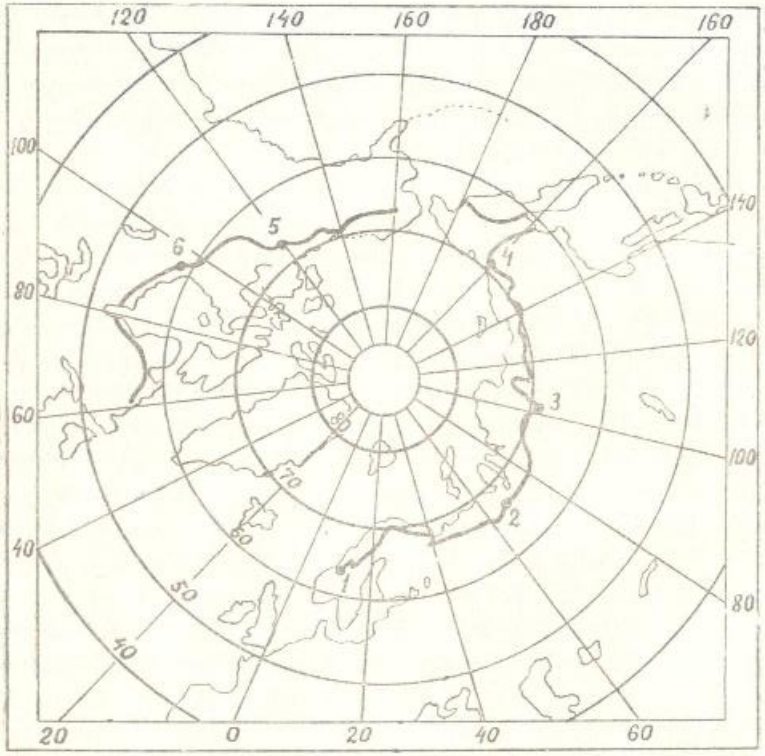
სუბტროპიკულ და ზომიერ განედებზე ხემცენარეული ჯიშების გავრცელებას ძირითადად განაპირობებს ზამთრის სიმკაცრე. ზღვიური კლიმატის პირობებში, იქ, სადაც ზამთარი შედარებით თბილია (დასავლეთ ევროპის სანაპირო) მარადმწვანე მცენარეულობა შეიძლება ჩრდილოეთ განედის 50°-ის ჩრდილოეთითაც გავრცელდეს. დასავლეთ ევროპის ატლანტიკის სანაპირო ზონაში თუ ძირითადად სითბოს და ტენის მოყვარული წიფლნარი ტყეებია გავრცელებული, ცენტრალურში მას რცხილნარი და მუხნარი ტყეები ცვლის. ურალის ქედის აღმოსავლეთით — მთელ ციმბირი წიწვიან ტყეს უკავია, ხოლო შორეული აღმოსავლეთი კვლავ ფოთლოვანით იცვლება. როგორც ვხედავთ, ჰავის კონტინენტურობის ზრდა იწვევს ხემცენარეულობის ჯიშების ცვლილებასაც.

უფრო მაღალ განედებზე ოკეანური კლიმატის პირობებში, ზაფხულში სითბოს და ტენის თანაფარდობა არახელსაყრელია ხემცენარეულისათვის; ზაფხულში შეფარდებითი ტენიანობა თუ 70%-ზე მეტია, მაშინ მცენარიდან აორთქლების ინტენსივობა მცირდება, ხოლო ჭარბი ტენი ნიადაგის აერაციას ამცირებს და მცენარე იღუპება. კონტინენტზე ტემპერატურის მნიშვნელოვანი დღეღამური და წლიური ამპლიტუდა ხელს უწყობს ორგანული ნივთიერების დაგროვებას და მის სინთეზს დღისით და ზაფხულში, აგრეთვე დიდი რაოდენობით მის შენარჩუნებას ღამით და ზამთარში. ამის გამო, ხემცენარეულის ჩრდილოეთის გავრცელების საზღვარი ოკეანეთა სანაპიროზე გაცილებით სამხრეთით გაივლის, ვიდრე კონტინენტზე, მიუხედავად იმისა, რომ ამ უკანასკნელში ზამთრის ტემპერატურები ძლიერ დაბალია. საქმე ისაა, რომ წიწვიანი მცენარეულობა, რომელიც დიდ ყინვებს უძლებს, ზაფხულში სითბოს მიმართ ძალზე მგრძნობიარეა. ოკეანეთა სანაპიროზე ზაფხულის საშუალო ტემპერატურა შეიძლება 12—14°-მდე იცვლებოდეს, ხოლო ზამთრისა —3, —4° ფარგლებში, მაგრამ ტყის გავრცელება აქ წყდებოდეს; როგორც აღვნიშნეთ, ამის მიზეზი ტენიანობის პირობებია. დასავლეთ ევროპაში ტყის საზღვარი ჩრდილოეთ განედის 58—59°-მდე აღწევს. კანადის სანაპიროსთან კუნძულ ნიუფაუნდლენდზე ლაბრადორის ცივი დინების ზეგავლენით წიწვიანი ტყის საზღვარი ჩ. გ. 49°-მდე ჩამოდის; კოლის ნახევარკუნძულზე 63—67°-მდე ვრცელდება; მდ. მდ. ლენასა და ხატანგას (ტაიმირის ნ/კ) აუზში იგი ყველაზე ჩრდილოეთით იჭრება და კარგად ვითარდება 71—72,5° განედებზეც კი (ნახ. 3).

სამხრეთ ნახევარსფეროში ჩრდილოეთთან შედარებით მაღალი განედებისაკენ ტყის გავრცელების საზღვარი მნიშვნელოვნადაა შემცირებული; მაგალითად, წმინდა პავლეს კუნძული (ინდოეთის ოკეა-

ნის სამხრეთი ნაწილი), რომელიც სამხრეთ განედის 38°45′ მდებარეობს, სრულიად უტყეოა, მიუხედავად იმისა, რომ აქ იანვრის საშუალო ტემპერატურა 14,5°-ია, ხოლო ივლისის —10,7°.

როგორც დავინახეთ, ზღვებისა და კონტინენტის გავლენა მეტეოროლოგიურ ელემენტთა რეჟიმზე, ტყე-მცენარეულის ხასიათსა და გავრცელებაზე საგრძნობლად დიდი და მრავალფეროვანია. ეს



ნახ. 3. ტყის გავრცელების ჩრდილოეთი (პოლარული) საზღვარი
(თ. დავითაიას და ი. მელნიკის მიხედვით)
1. რეროსი, 2. სალეხარდი, 3. ესეი, 4. კოლომის ჯვარი, 5. კონფიდენსის ფორტი, 6. ჩერჩილი

გარემოება საშუალებას გვაძლევს ზღვისა და კონტინენტის გავლენის ქვეშ მოქცეულ რაიონებში გამოვყოთ ზღვიური და კონტინენტური კლიმატის ტიპები.

ზღვიური ტიპის კლიმატი ხასიათდება გრილი ზაფხულით და შედარებით თბილი ზამთრით; ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა

მცირდება, ხოლო შემოდგომა გაზაფხულზე უფრო თბილია. ტემპერატურის მინიმუმი თებერვალ-მარტშია, ხოლო მაქსიმუმი — ივლის-აგვისტოში. კონტინენტურ კლიმატში შებრუნებულ სურათს აქვს ადგილი, ზაფხული ცხელი და ზამთარი ცივია, წლიური ამპლიტუდა მნიშვნელოვნად მატულობს, ხოლო გაზაფხული შემოდგომაზე თბილია. ტემპერატურის მინიმუმი უმეტესად იანვარშია, მაქსიმუმი ივლისში. აღნიშნულ გარემოებას ადასტურებს მე-6 და მე-7 ცხრილები, სადაც მოცემულია ერთ და იმავე განედზე განლაგებუ-

ცხრილი 6

ტემპერატურისა და ნალექების წლიური მსვლელობა
ზღვიურ და კონტინენტურ პუნქტებზე

მეტეოელემენტი	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	საშუალო
ვალენსია ჩ. გ. 52°, დ. გ. 10°													
ტემპერატურა	7,0	6,8	7,1	8,8	11,0	13,5	14,7	14,7	13,6	10,7	8,6	7,6	10,3
ნალექები	136	142	113	94	80	82	94	120	107	139	141	166	1414
ჩიტა ჩ. გ. 52°, ა. გ. 113° 30′													
ტემპერატურა	—27,4	—22,3	—12,4	0,9	7,9	15,7	18,7	15,4	8,2	—1,7	—14,5	—24,1	—3,0
ნალექები	2	2	3	8	28	46	90	84	33	13	5	5	319

ცხრილი 7

ტემპერატურისა და ნალექების სეზონური განაწილება
ზღვიურ და კონტინენტურ პუნქტებზე

პუნქტი	მეტეოელემენტი	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა
ვალენსია	ტემპერატურა	7,1	9.0	14,3	11,0
	ნალექი	444	287	296	387
ჩიტა	ტემპერატურა	—24,6	1,4	16.6	—8,0
	ნალექი	9	39	220	51

ლი ზღვიური (ვალენსია — კუნძ. ირლანდიის სამხ. დასავლეთით) და კონტინენტური (ჩიტა — აღმოსავლეთ ციმბირი) პუნქტებისათ-

ვის დამახასიათებელი ტემპერატურისა და ნალექების წლიური მსვლელობა თვეებისა და სეზონების მიხედვით.

როგორც მე-6 და მე-7 ცხრილებიდან ჩანს, ჩიტაში კონტინენტის გავლენით ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა (46,1°) 6-ჯერ აღემატება ვალენსიის ამპლიტუდას (7,9°), ხოლო ნალექების წლიური ჯამი ამ უკანასკნელში 1100 მმ-ით მეტია პირველისაზე. წლის განმავლობაში ზღვის სანაპიროზე ნალექები თითქმის თანაბრადაა განაწილებული, მაშინ, როდესაც კონტინენტებში იგი ძირითადად ზაფხულის თვეებზე მოდის; იმავე ცხრილებიდან ვხედავთ, რომ ვალენსიაში უცივესი თვეა თებერვალი, ხოლო უთბილესი — ივლის-აგვისტო, ჩიტაში კი შესაბამისად იანვარი და ივლისია. ვალენსიაში შემოდგომა 2°-ით თბილია, ხოლო ჩიტაში 9,4°-ით ცივია გაზაფხულზე.

ზღვისა და კონტინენტის მოქმედების არეალი ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესების ზეგავლენით მეტ-ნაკლები ინტენსივობით სცილდება მათ ფარგლებს. ოკეანის გავლენა ღრმად ხმელეთისაკენ და ხმელეთისა ოკეანის მიმართულებით, ძირითადად ჩრდილოეთ ნახევარსფეროსთვისაა დამახასიათებელი. კონტინენტების მცირე ფართობის გამო (19%) სამხრეთ ნახევარსფეროში ხმელეთის გავლენა შედარებით სუსტადაა გამოსახული.

კარგად გამოსახული ზღვიური კლიმატით ხასიათდება დასავლეთ ევროპა, სადაც მთელი წლის განმავლობაში ატლანტიკის ოკეანიდან უბერავს თბილი და ტენიანი ჰაერი. ატლანტიკის სანაპიროდან დაშორებისთანავე ევრაზიის კონტინენტის სიღრმეში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა თანდათანობით მატულობს და, მაშასადამე, კლიმატის კონტინენტურობაც იზრდება.

მეცნიერთა უმრავლესობას მიაჩნია, რომ მოცემული პუნქტების ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა შეიძლება ჩაითვალოს კლიმატის კონტინენტალობის ხარისხის ძირითად მახასიათებლად. აქედან გამომდინარე, რიგმა ავტორებმა შემოგვთავაზეს კლიმატის კონტინენტალობის ხარისხის რაოდენობრივი მაჩვენებლის განმსაზღვრელი ფორმულები. მათ შორის აღსანიშნავია:

1. ცენკერის ფორმულა

$$K = 120\,\frac{A}{\varphi} - 20. \qquad (3)$$

2. გორჩინსკის ფორმულა

$$K = \frac{1{,}7A}{\sin\varphi} - 20{,}4. \qquad (4)$$

3. ხრომოვის ფორმულა

$$K = \frac{A - 5{,}4\sin\varphi}{A}. \qquad (5)$$

სამივე ფორმულაში K კონტინენტალობის ხარისხის მაჩვენებელია %-ბში, A — მოცემული ადგილის ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა, ხოლო φ — ადგილის განედი.

ზემომოყვანილი ფორმულებით გამოთვლილი ამა თუ იმ პუნქტის კონტინენტალობის მაჩვენებელი ზოგჯერ ერთმანეთთან ახლოს დგას, მაგრამ ხშირად მათ შორის განსხვავება მნიშვნელოვანია.

არსებობს სხვა ფორმულებიც, რომელთაც აქ არ მოვიყვანთ, მხოლოდ აღვნიშნავთ, რომ კონტინენტისა და ზღვების ურთიერთქმედება რთული პროცესია, რადგან ამ შემთხვევაში იცვლება არა ერთი ან ორი ელემენტი, როგორც ეს ფორმულებშია მოცემული, არამედ ცვლილებას განიცდის მეტეოროლოგიურ ელემენტთა მთელი კომპლექსი. აღნიშნული სირთულე აძნელებს კონტინენტალობის ინდექსის რაოდენობრივი მაჩვენებლის გამოსახვის საერთო მეთოდის შემუშავებას.

აქვე უნდა აღვნიშნოთ მცენარეულობის ქიმიურ შედგენილობაზე, განსაკუთრებით კი ცილოვან ნივთიერებებზე ზღვიური და კონტინენტური კლიმატის ზეგავლენის შესახებაც. რაც უფრო მატულობს ადგილის კონტინენტურობა, მით უფრო იზრდება მცენარეთა ნაყოფში ცილების პროცენტული რაოდენობა; მაგალითად, ევრაზიის კონტინენტზე მარცვლეულ კულტურებში, განსაკუთრებით ხორბალში ცილები მატულობს დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ: საფრანგეთის ტერიტორიაზე იგი 9—12%-ია, გერმანიაში — 12%, საბჭოთა კავშირის ევროპული ნაწილის ჩრდილო-დასავლეთით —13 — 14%. ცენტრალურში — 17%, სამხრეთ-აღმოსავლეთით — 19%, ხოლო ყაზახეთში — 21%.

კონტინენტური კლიმატის პირობებში მცენარეულობა დაბალი ტანის და მცირე რაოდენობის მწვანე მასითაა შემოსილი, მაგრამ მასში დიდია შაქრის შემცველობაც. ზღვიური ტიპის ჰავაში ჰაერის დიდი ტენიანობისა და ხანგრძლივი ვეგეტაციის გამო დიდი ზომის მცენარე იზრდება და მწვანე მასით უხვად იმოსება. ამის შედეგად **ნაყოფის შაქრიანობა** მკვეთრად მცირდება და საგრძნობლად მატულობს კრახმალის რაოდენობა.

§ 4. თოვლის საბურველისა და ყინულსაფარის გავლენა კლიმატზე

ზემოთ განხილულ კლიმატწარმომშობ ფაქტორებთან ერთად კლიმატის ფორმირებაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ისეთ ქვეფენილ ზედაპირსაც, რომელიც თოვლით ან ყინულითაა დაფარული. ზომიერ და მაღალ განედებზე მას მხოლოდ ზამთრის განმავლობაში აქვს ადგილი და ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში ვეებერთელა ტერიტორიას მოიცავს. შიდაპოლარული მხარე — არქტიკა და ანტარქტიდა, მუდმივი ყინულისა და თოვლის ფენითაა დაფარული. ეს რაიონი დიდ გავლენას ახდენს არა მარტო ადგილობრივ ჰავის ჩამოყალიბებაზე, არამედ ზომიერი და სუბტროპიკული განედების კლიმატურ პირობებზეც. ამ უკანასკნელი ზონებისათვის არქტიკა და ანტარქტიდა „ამინდის სამზარეულოს“ წარმოადგენს. დედამიწის არც ერთ ნაწილში მოცემული რაიონის ამინდსა და კლიმატზე მეზობელი რაიონი ისეთი დიდი მასშტაბის გავლენას ვერ ახდენს, როგორსაც არქტიკა (ანტარქტიდა) სუბპოლარულ და ზომიერ განედებზე.

ზომიერ და მაღალ განედებზე წლის ცივ პერიოდში წარმოშობილი თოვლის საფარი, რომელიც კლიმატის პროდუქტს წარმოადგენს, თავის მხრივ დიდ გავლენას ახდენს კლიმატურ პირობებზე. პირველ ყოვლისა იგი ნიადაგისა და ჰაერის სითბურ რეჟიმზე ახდენს გავლენას. როგორც ცნობილია, თოვლის სითბოგამტარობა ძალზე მცირეა ($\lambda = 0{,}0003—0{,}0008$ კალ/სმ წმ გრად.), რადგან იგი კრისტალებს შორის ჰაერის დიდ რაოდენობას შეიცავს. ცუდი სითბოგამტარობის შედეგად თოვლი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ნიადაგის ტემპერატურის დღეღამურ და წლიურ მსვლელობაზე და მკვეთრად ამცირებს მის რყევადობას. იგი იცავს ნიადაგს და მცენარეულობას (განსაკუთრებით საშემოდგომო ნათესებს) გაყინვისაგან. თოვლის სითბოგამტარობა ძირითადად დამოკიდებულია მის სიმკვრივეზე. სიმკვრივის მომატებით სითბოგამტარობის კოეფიციენტი — λ — მატულობს.

თოვლის რადიაციული პირობები მნიშვნელოვნად განსხვავდება ნიადაგის რადიაციული პირობებისაგან. ნიადაგის ზედაპირის ალბედო საშუალოდ თუ 20—30%-ს შეადგენს, თოვლის ზედაპირმა შეიძლება აირეკლოს მზის სხივები 45—55%-დან (ძველი თოვლი) 70—90%-მდე (ახლადმოსული თოვლი). რადიაციის ნაწილი, ნიადაგისაგან განსხვავებით, გარკვეულ სიღრმემდე ვრცელდება და შთაინთქმება. რაც უფრო მატულობს თოვლის სიმკვრივე (წყლის შემცველობა) და მისი კრისტალიზაცია, მით უფრო უარესდება თოვლის გამჭვირვალობა და მზის სხივებიც ნაკლებად აღწევს ღრმა ფენებს.

10 სმ-იანი სისქის სველი თოვლის საბურველი, რომლის გამჭვირვალობის კოეფიციენტი $P = 0{,}65$-ს, ატარებს მთელი სხივური ენერგიის მხოლოდ 2—3%-ს, ხოლო მშრალი თოვლის ($P = 0{,}92$)—44%-ს. როგორც ნ. კალიტინისა და გ. სულაქველიძის გამოკვლევებიდან ირკვევა, ყველაზე ხელსაყრელ პირობებში (მშრალი თოვლი) თოვლში შეღწეული რადიაციის ძირითადი ნაწილი შთაინთქმება თოვლის საბურველის 60 სმ-იან ფენაში, რაც უფრო მცირეა თოვლის სიმაღლე, ნიადაგის ზედაპირი რადიაციის მით უფრო მეტ რაოდენობას ეგებულობს. მაგალითად, თუ თოვლის სიმაღლე 2—9 სმ-ია, მაშინ ნიადაგის ზედაპირამდე აღწევს თოვლში შეღწეული რადიაციის 80—90%, 5 სმ-ისას — 45%, 50 სმ-ისას — 2% და ა. შ. ამგვარად, თოვლის საბურველი იცავს ნიადაგის ზედაპირს არა მარტო ძლიერი გაცივებისაგან, არამედ სხივური ენერგიის სახით მას აწვდის დამატებით სითბოსაც. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს ნ. კალიტინის მიერ ჩატარებული აქტინომეტრიული დაკვირვებებით მიღებული შედეგები (ცხრ. 8).

ცხრილი 8

თოვლის საბურველის რადიაციული რეჟიმი (ხელუცურ, 1930 წ.)

რადიაციის დღეღამური ჯამი	26/I	14/II	19/III
მთლიანი რადიაცია კალ/სმ²	60	133	327
თოვლის სიმაღლე (სმ-ით)	15	27	52
თოვლის ზედაპირის ალბედო (%-ებით)	78	70	70
თოვლის მიერ გატარებული რადიაცია (კალ/სმ²)	13	40	98
თოვლის მიერ შთანთქმული რადიაცია (კალ/სმ²)	12,3	39.2	97.1
ნიადაგის ზედაპირამდე მიღწეული რადიაცია (კალ/სმ² და %-ებით)	0,7(5,6%)	0,8(2%)	0,9(0,9%)

როგორც მე-8 ცხრილიდან ჩანს, 26 იანვარს თოვლის ზედაპირის მიერ მიღებული 60 კალ სითბოდან 78% (47 კალ) აირეკლა. ხოლო თოვლმა გაატარა 13 კალორია; აქედან თოვლში შთაინთქა 12.3 კალ, ხოლო ნიადაგის ზედაპირამდე მიაღწია 0.7 კალ-ამ, რაც შეადგენს მთელი ენერგიის 5,6% (13 კალ-დან), რაც უფრო მატულობს თოვლის სიმაღლე, ნიადაგამდე სხივური ენერგიის მით უფრო ნაკლები რაოდენობა აღწევს (19/III-ს—0,9%).

მზის რადიაციის ზემოქმედებით თოვლის ზედაპირზე წარმოიშობა თოვლის ქერქი, რომელიც სათბურის მინის მსგავსად ხელს უწ-

ყობს თოვლში სითბოს დაგროვებას და ჰაერის უარყოფითი ტემპერატურის პირობებში თოვლის დნობის პროცესის დაჩქარებას. საერთოდ უნდა აღინიშნოს, რომ თოვლის დნობის პროცესი უშუალოდ მზის რადიაციის ზეგავლენით შედარებით სუსტად მიმდინარეობს, რადგან დიდი არეკვლითი უნარიანობის გამო თოვლში მხოლოდ რადიაციის უმნიშვნელო ნაწილი ხვდება. ადრე გაზაფხულზე თოვლის ინტენსიური დნობა ძირითადად თბილი ჰაერის ადვექციის შედეგად ხდება, მაგრამ წლის ამ პერიოდში მზის მაღალი მდგომარეობით გამოწვეული რადიაციის გაძლიერება მნიშვნელოვნად აჩქარებს აღნიშნულ პროცესს. სითბოს ადვექციის გავლენა იმდენად ძლიერია, რომ შედარებით მაღალ განედებზე მას ხშირად გამოუწვევია თოვლის დნობა შუა ზამთარშიც კი.

როგორც ცნობილია, თოვლის დნობაზე იხარჯება ჰაერის სითბოს დიდი რაოდენობა, რის გამოც მიმდებარე ჰაერის ფენების ტემპერატურა ძლიერ ეცემა, ხოლო გარკვეული სიმაღლის ფენებში იგი უცვლელი რჩება; წარმოიშობა ტემპერატურის ინვერსია, რომელსაც გაზაფხულის ინვერსიას უწოდებენ.

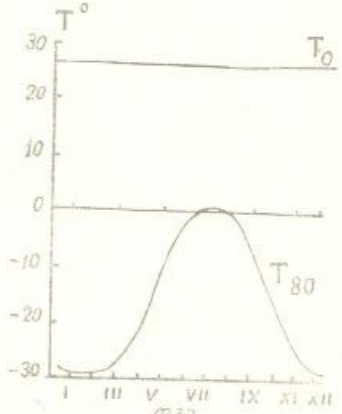
თუ თოვლის დნობის პერიოდში ნიადაგის ზედაფენები გაყინულია, მაშინ წყალი მთლიანად მდინარეში ჩაედინება და ნიადაგის ტენიანობაში მას მცირე როლი ენიჭება; გაუყინავი ნიადაგი წყლის მნიშვნელოვან რაოდენობას ითვისებს, წყლის საგრძნობი მარაგი განაპირობებს ვეგეტაციის საწყის პერიოდში მცენარეთა ზრდა-განვითარების ნორმალურ პირობებს.

თოვლის საბურველის სიმაღლე თუ დიდია, მაშინ თოვლის დნობამ კონტინენტური კლიმატის პირობებში შეიძლება გამოიწვიოს გაზაფხულის ტემპერატურათა დაცემა, ე. ი. გაზაფხული (ან ცალკეული თვეები) შეიძლება უფრო ცივი აღმოჩნდეს შემოდგომაზე (ან ცალკეულ თვეებზე).

თოვლის ზედაპირი გარდა იმისა, რომ მზის სხივების დიდი არეკვლითი უნარიანობით ხასიათდება და ნაკლებად თბება, აბსოლუტურად შავი სხეულის მსგავსად გამოასხივებს გრძელტალღიან რადიაციას; ეს გარემოება იწვევს წყნარ მოწმენდილ ამინდში ჰაერის ქვედა ფენების ძლიერ გადაცივებას და რადიაციული ინვერსიის ინტენსიურ განვითარებას.

კლიმატზე ზეგავლენის პროცესი თითქმის მთელი წლის განმავლობაში განუწყვეტლივ მიმდინარეობს შიდაპოლარულ რაიონებში, სადაც ტერიტორიის უმეტესი ნაწილი დაფარულია მუდმივი თოვლისა და ყინულის საფარით. ზომიერი და მაღალი განედების ზღვები, მდინარეები და ტბები კი მხოლოდ წლის ცივ პერიოდში იფარება ყინულსაფარით, რომელიც თბილ პერიოდში დნება.

ყინულსაფარი კარგი სითბოგამტარობის გამო (ყინულის სითბოგამტარობის კოეფიციენტი $\lambda = 1{,}5$ კალ/მ სთ. გრად.) წყლის ღრმა ფენებიდან სითბოს საგრძნობ რაოდენობას ატარებს და ხელს უწყობს ჰაერის ტემპერატურის მომატებას. მიუხედავად იმისა, რომ ყინულსაფარის ზედაპირის ალბედო მნიშვნელოვანია (80—85%), იგი კარგად ატარებს მოკლეტალღიან რადიაციას (განსაკუთრებით გაბნეულ რადიაციას), მაგრამ მინის მსგავსად, თითქმის სრულიად გაუმჭვირვალეა გრძელტალღიანი რადიაციის (ტემპერატურული გამოსხივების) მიმართ. აღნიშნული გარემოება იწვევს ყინულსაფარის ქვეშ სითბოს გარკვეული რაოდენობით დაგროვებას და წყლის ტემპერატურის მომატებას. ყინულის ზედაპირი ხშირ შემთხვევაში თოვლის საბურველითაა დაფარული და ამ უკანასკნელის ცუდი სითბოგამტარობის გამო სითბოს გაცვლა წყალსა და ჰაერს შორის მნიშვნელოვნად სუსტდება.



ნახ. 4. ტემპერატურის წლიური მსვლელობა ცენტრალურ არქტიკაში (T_{80}) და ეკვატორზე (T_0)

არქტიკის ყინულოვანი ველი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს არქტიკის კლიმატზე. როგორც მე-4 ნახ-იდან ჩანს, ცენტრალურ არქტიკაში (80° განედზე) ტემპერატურა ზაფხულში 27°-ით, ხოლო ზამთარში 55°-ით ნაკლებია ეკვატორისაზე; საშუალო წლიური ტემპერატურა კი ამ უკანასკნელს 42°-ით ჩამოუვარდება. ცხადია, რომ ჰაერის ასეთი დაბალი ტემპერატურა ცენტრალურ არქტიკაში წარმოადგენს პოლარული ყინულის ფორმირების ძირითად მიზეზს. მაგრამ ასეთი დაბალი ტემპერატურების არსებობაც ხომ პოლარული ყინულის ზემოქმედებითაა გაპირობებული. როგორც ჩანს, ორივე ფაქტორის ურთიერთზემოქმედების პროცესში ყალიბდება კლიმატის თანამედროვე რეჟიმი, რომელიც მნიშვნელოვნად განსხვავდება ეკვატორულისაგან.

მ. ბუდიკომ თეორიულად გამოითვალა ზაფხულისა და ზამთრის პირობებისათვის ყინულსაფარს მოკლებული ცენტრალური

არქტიკის ზღვის წყლისა და ჰაერის ტემპერატურები (ცხრ. 9). გამოთვლის პროცესში მან დაუშვა, რომ ყინულსაფარს მოკლებული არქტიკის თერმული რეჟიმი წლის განმავლობაში და ამასთან ერთად ზამთრის მოღრუბლულობა და ქარის სიჩქარეც ახლო დგას ახლანდელ ზაფხულის პირობებთან. როგორც მე-9 ცხრილიდან ჩანს, ყინულსაფარს მოკლებული ცენტრალური არქტიკის ზამთრის ჰაერის ტემპერატურა რამდენიმე გრადუსით ნაკლები იქნებოდა, ხოლო ზაფხულისა მეტი ახლანდელ ზაფხულის ტემპ.-ზე; საშუალო წლიური ტემპერატურა კი 15°-ით გადააჭარბებდა ახლანდელს. ასეთ პირობებში, არქტიკასა და ეკვატორს შორის ტემპერატურათა სხვაობა მნიშვნელოვნად შემცირდებოდა (განსაკუთრებით ზამთრის თვეებში); ეს გამოიწვევდა ატმოსფეროს ცირკულაციისა და ტენბრუნვის მთლიანად შეცვლას და, აქედან გამომდინარე, კლიმატის რადიკალურ გარდაქმნას არა მარტო არქტიკის რაიონში, არამედ ზომიერ და სუბტროპიკულ განედებზეც კი.

ცხრილი 9

ყინულსაფარს მოკლებული ცენტრალური არქტიკის თერმული რეჟიმი

სეზონი	ტემპერატურა (გრად.)	
	წყალი	ჰაერი
ზაფხული	4,3	5,8
ზამთარი	—0,8	—5,4

მ. ბუდიკოს სრულიად დასაშვებად მიაჩნია არქტიკის არსებობა ყინულოვანი რეჟიმის გარეშე, რადგანაც, როგორც ეს მე-9 ცხრილიდანაც ჩანს, ზამთარში წყლის ტემპერატურა (—0,8°) აღემატება ზღვის მარილიანი წყლის გაყინვის წერტილს, რომელიც საშუალოდ არქტიკის ზღვებისათვის —1,8°-ია (ცხრ. 5). როგორც იგი აღნიშნავს, ტემპერატურების ასეთი მცირე განსხვავება (1°) მიუთითებს არქტიკის გაუყინავი წყლების არამდგრადობაზე, რომელიც შეიძლება დაირღვეს მზის რადიაციის ცვლილებით და გამოიწვიოს ყინულსაფარის ხელახალი წარმოშობა.

ყინულით დაფარული ტბები და წყალსაცავები ზამთრის განმავლობაში საგრძნობლად ათბობენ ჰაერის ქვედა ფენებს. როგორც ა. ვოზნესენსკის გამოკვლევებიდან ჩანს, ბაიკალის ტბაზე, რომელიც

ვაყინულია სამი თვის განმავლობაში (იანვარი-მარტი), ჰაერის ტემპერატურა 5°-ით აღემატება ტბიდან დაშორებული ადგილების ტემპერატურას. ლ. ბერგი, იმოწმებს რა სხვადასხვა ავტორების მონაცემებს, იმ დასკვნამდე მივიდა, რომ ზამთრის განმავლობაში არქტიკის ჰაერის გათბობაში გარკვეული წვლილი შეაქვს აგრეთვე სითბოს იმ ნაკადს, რომელსაც ყინულის ფენა სითბოგამტარობით წყლის ზედაფენებიდან გადასცემს ჰაერს.

თავი II

რელიეფის გავლენა კლიმატზე

§ 1. ძირითადი კლიმატწარმოშობი ფაქტორები მთიანი ქვეყნის პირობებში

რელიეფის გავლენა კლიმატზე დიდი და მრავალფეროვანია. აღნიშნული საკითხი წარმოადგენს იმ პრობლემის ერთ-ერთ არსებით და დამოუკიდებელ ნაწილს, რომელიც კლიმატზე ქვეფენილი ზედაპირის გავლენის საკითხებს შეისწავლის. რელიეფის კლიმატზე მრავალფეროვანი ზეგავლენის დეტალურ შესწავლას დიდი მნიშვნელობა ენიჭება მთიანი მხარის სამეურნეო თვალსაზრისით ათვისების საქმეში; როგორც ლ. ბერგი აღნიშნავს, მთის კლიმატი, დაბლობის კლიმატთან შედარებით, ყოველმხრივ უფრო ქეთილმყოფელ გავლენას ახდენს ადამიანის ორგანიზმზე.

კლიმატზე მთიანი რელიეფის ზემოქმედების ორი მხარე შეიძლება გამოვყოთ. პირველ ყოვლისა, ოროგრაფიული პირობები განსაზღვრავენ ჰაერის მასების გადაადგილების მიმართულებას; გაბატონებულ ჰაერის დინებებს ხშირად წინააღმდეგობას უწევენ მოძრაობის პერპენდიკულარულად განლაგებული მთები და ქედები; თუ ჰაერის მასის სიმძლავრე ნაკლებია მთის ან ქედის სიმაღლეზე, მაშინ ისინი იძულებული არიან შემოუაროონ მას, ან ნაკლები სიმაღლისას გადალახონ იგი და მეორე მხარეს სრულიად საწინააღმდეგო პროცესი განავითაროონ. ასეთი მთები და ქედები წარმოადგენენ ორ მეზობელ რაიონს შორის კლიმატგამყოფს. მეორე მხრივ, მთიანი რელიეფის სხვადასხვა ნაწილში: ქვაბულებში, ხეობებზე, სხვადასხვა ექსპოზიციის ფერდობებზე, ცალკეული მიმართულების ხეობებსა და რელიეფის სხვა ფორმებში წარმოიშობა კლიმატური პირობების ადგილობრივი მრავალფეროვნება.

დანაწევრებული რელიეფის პირობებში კლიმატწარმომშობი პროცესების დიდი სირთულის მიუხედავად შეიძლება გამოიყოს რიგი ფაქტორები, რომელნიც ძირითადად განაპირობებენ როგორც

ამინდიანობას, ისე კლიმატურ რეჟიმსაც. ასეთს მიეკუთვნება ადგილის სიმაღლე. იგი გადამწყვეტ როლს ასრულებს თითქმის ყველა კლიმატური პროცესის განვითარებაში და, რაც მთავარია, ცალკეული ელემენტები სიმაღლის მიხედვით მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის. მეორე ფაქტორს მთის ფერდობები წარმოადგენს. მთის მიმართულება, ფერდობის ექსპოზიცია და დახრილობა ძირითადად მზის რადიაციულ რეჟიმზე მოქმედებს, რომელიც შემდგომში განსაზღვრავს ჰაერის ადგილობრივ ცირკულაციას, თერმულ და ტენიანობის რეჟიმს და სხვ.

კლიმატური საზღვრის როლი შეიძლება შეასრულოს როგორც განედურად განლაგებულმა, ისე მერიდიანულად მიმართულმა ქედებმა. პირველი მათგანი (კავკასიონი, კარპატები, იაილები ყირიმში, ალპები, ჰიმალაის ქედი და სხვ.) ზამთრის პერიოდში სამხრეთ რაიონებს იცავს ცივი (პოლარული და არქტიკული) ჰაერის მასების უშუალო შემოჭრისაგან. მერიდიანული ქედები, რომელნიც ზომიერი განედის ოკეანეთა სანაპიროს გაუყვებიან (კორდილიერები და ანდები ჩრდილოეთ და სამხრეთ ამერიკაში), წინააღმდეგობას უწევენ ზამთარში ოკეანიდან კონტინენტისაკენ თბილი და ტენიანი ჰაერის გავრცელებას.

კლიმატური საზღვრის კარგ მაგალითს წარმოადგენს კავკასიონის ქედი, რომელიც საქართველოს ჩრდილოეთის მხრიდან გაუყვება. მ. კორძახია აღნიშნავს, რომ საშუალო წლიური ტემპერატურა საქართველოს განედებზე, ა. მილანკოვიჩის თეორიულად გამოთვლილ სოლარული ტემპერატურების მიხედვით, იქნებოდა 10,5—12,5°-ის ფარგლებში; სინამდვილეში იგი ზღვის დონეზე მერყეობს 13-დან 15°-მდე, ე. ი. საშუალოდ 2,5°-ით მეტია, ვიდრე იქნებოდა უმოძრაო ატმოსფეროს პირობებში. ამის მიზეზია კავკასიონის ქედი, რომელიც ჩრდილოეთიდან იცავს ცივი ჰაერის ამიერკავკასიაში შემოჭრას, სამხრეთის მხრიდან კი გამლილია თბილი ჰაერისათვის. აღნიშნული მიზეზითაა გაპირობებული აგრეთვე ის გარემოება, რომ ზამთრის თვეებში საშუალო დღეღამური და საშუალო მინიმალური ტემპერატურა საქართველოში 2—4°-ით მეტია იმავე სიმაღლეზე მდებარე ჩრდილოეთ კავკასიის ცალკეულ პუნქტებისაზე, მიუხედავად იმისა, რომ განედურად ისინი ერთმანეთისაგან 1—1,5°-ზე მეტად არ არიან დაშორებული. აგრეთვე, შავი ზღვის აღმოსავლეთი და დასავლეთი სანაპიროების თერმული რეჟიმი ერთმანეთისაგან საგრძნობლად განსხვავებულია. მაგალითად, საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროს ზამთრის ტემპერატურა დაახლოებით 5°-ით აღემატება იმავე განედების ბულგარეთის შავი ზღვის სანაპირო რაიო-

ნების ტემპერატურას. აღნიშნული ფაქტის ძირითად მიზეზად მ. კორძახიას მიაჩნია კავკასიონის ქედისა და თბილი შავი ზღვის ერთობლივი ზემოქმედება აღმოსავლეთ სანაპიროზე გაბატონებულ ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებზე.

§ 2. რელიეფის გავლენა მზის რადიაციასა და ჰაერის ტემპერატურაზე

რელიეფის გავლენა რადიაციულ რეჟიმზე მრავალფეროვნებით ხასიათდება. მზის რადიაციულ პირობებს ძირითადად განსაზღვრავს ადგილის სიმაღლე, ფერდობის ექსპოზიცია და დახრილობა, ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო და სხვ.

ადგილის სიმაღლის მატებით ზრდას განიცდის მზის პირდაპირი რადიაციის ინტენსივობა. აღნიშნული გარემოება გამოწვეულია იმით, რომ სიმაღლის ზრდით ატმოსფეროს ფენის სისქე, აეროზოლის ნაწილაკთა რაოდენობა ჰაერში, სიმკვრივე და წყლის ორთქლის შემცველობა თანდათანობით მცირდება. ყველა ჩამოთვლილი ელემენტი შეტ-ნაკლები სიძლიერით ახდენს გავლენას ატმოსფეროში მოხვედრილ მზის სხივური ენერგიის ინტენსივობაზე. როგორც ცნობილია, ატმოსფეროში რადიაციის შესუსტება ძირითადად ხდება ჰაერში ატივნარებული სხვადასხვა ზომის აეროზოლისა და წყლის ორთქლის ნაწილაკებზე დაცემული სხივური ენერგიის შთანთქმისა და გაბნევის შედეგად. რაც უფრო მაღლა ავდივართ, მით უფრო სუფთა და გამჭვირვალე ხდება ატმოსფერო, ხოლო პირდაპირი რადიაცია ნაკლებად სუსტდება. სიმაღლის მიხედვით რადიაციის ზრდა დასაწყისში შედარებით სწრაფად მიმდინარეობს, ხოლო შემდგომ— მცირდება: ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს მე-10 ცხრილში მოცემული საქართველოს სხვადასხვა პუნქტების მონაცემები.

ცხრილი 10

პირდაპირი რადიაციის აბსოლუტური მაქსიმალური ინტენსივობა პერპენდიკულარულ ზედაპირზე კალ/სმ² წუთში
(ი. ცეცქლაძის მიხედვით)

პუნქტი	სიმაღლე (მ-ბით)	I	III	V	VII	IX	XI	წლიური
სოხუმი	47	1,37	1,52	1,38	1,34	1,57	1,40	1,52
თბილისი	404	1,43	1,51	1,48	1,45	1,53	1,44	1,58
აბასთუმანი	1263	1,46	1,56	1,57	1,50	1,53	1,60	1,63
შოვი	1600	1,58	1,66	1,60	1,44	1,55	1,60	1,66
ბაკურიანი	1743	1,60	1,61	1,56	1,51	1,56	1,60	1,62
ბახმარო	1913	1,54	1,60	1,56	1,51	1,54	1,52	1,60
ყაზბეგი მ/მ	3657	1,62	1,72	1,56	1,58	1,60	1,62	1,72

როგორც მე-10 ცხრილიდან ჩანს, პირდაპირი რადიაციის მაქსიმალური ინტენსივობა სიმაღლის მიხედვით გარკვეულად მატულობს, მაგრამ 1600 მ სიმაღლემდე რადიაციის ზრდა უფრო ინტენსიურია, ვიდრე აღნიშნული სიმაღლის ზემოთ. სოხუმში მაქსიმალური რადიაცია (1.52 კალ) შეადგენს მზის მუდმივას (S_0 = 1,98 კალ/სმ² წთ.) 77%-ს, ხოლო ყაზბეგზე — 87%. ბირთვზონდით 22 კმ სიმაღლეზე გაზომილმა სიდიდემ 1,78 კალ/სმ² წთ-ს მიაღწია და შეადგინა მზის მუდმივას 90%. მე-10 ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ რადიაციის მაქსიმალურ ინტენსივობას ადგილი აქვს გაზაფხულზე (ყაზბეგი, შოვი, ბახმარო, სოხუმი, ბაკურიანი) და ზოგჯერ შემოდგომაზე (აბასთუმანი), როდესაც ატმოსფეროს გამჭვირვალობა მატულობს. ბაკურიანში და ბახმაროზე მაქსიმალური რადიაციის შედარებით მცირე სიდიდეები (შესაბამისად 1,62 და 1,60 კალ) უნდა აიხსნას ადგილობრივი თავისებურებით (წყლის ორთქლის გადიდება); შესაძლებელია აღნიშნული სიდიდეები მცირე ხანგრძლივობის დაკვირვებიდანაა მიღებული.

რადიაციის ვერტიკალური გრადიენტი, ცალკეული წყვილი სადგურებისათვის, სხვადასხვა სიდიდეებით ხასიათდება. მაგალითად, ვერტიკალური გრადიენტი თბილის-ყაზბეგს შორის წლის განმავლობაში ყოველ 100 მ სიმაღლეზე იცვლება მხოლოდ 0,003-დან 0,007 კალ/სმ² წთ-მდე. სოხუმი-შოვისათვის იგი 0.010 0.015 კალ-ს შეადგენს.

ანალოგიური მდგომარეობაა შუა აზიის მთიან ზონაში და ალპებშიც. მაგალითად, მყინვარ ფედჩენკოზე (4170 მ. ზღ. დ.) პირდაპირი რადიაციის მაქსიმალური სიდიდე 15—25%-ით აღემატება დაბლობი პუნქტებისას. ალპებში განსხვავება უფრო მეტია: 3000 მ სიმაღლეზე აქ რადიაციის სიდიდე 30—50%-ით მეტია დაბლობისაზე. როგორც ჩანს, რადიაციის ინტენსივობის სიმაღლის მიხედვით მატება დამოკიდებული უნდა იყოს არა მარტო წლის სეზონზე, არამედ მოცემული მთიანი რაიონის კლიმატურ პირობებზეც.

მაღალმთიანი ზონისათვის განსაკუთრებული მნიშვნელობა ენიჭება მთლიანი (პირდაპირი და გაბნეული) ულტრაიისფერი რადიაციის სიმაღლის მიხედვით ცვლილების ცოდნას და ადამიანის ორგანიზმზე მისი ზემოქმედების ბიოლოგიურ ეფექტს. ამ მხრივ აღსანიშნავია ბორჯომის ხეობისათვის გ. უშვერიძის მიერ დაკვირვებით მიღებული მონაცემები (ცხრილი 11).

ცხრილი 11

მთლიანი ულტრაიისფერი რადიაციის ინტენსივობის ცვლილება მოცემული ადგილისა და მზის სიმაღლესთან დამოკიდებით
(%-ბით გაგრასთან შედარებით)

პუნქტი	სიმაღლე მ-ით	მზის სიმაღლე (გრად.)				
		30	40	50	60	70
გაგრა	6	26,6	47,4	66.6	83,4	100
ბორჯომი	789	31,1	56.9	78,1	97,5	125,5
ლიბანი	1368	37,3	66,2	94,0	117,7	140,6
ბაკურიანი	1660	39,6	70,0	99,7	124,8	148,6

როგორც ჩანს, მთლიანი ულტრაიისფერი რადიაციის ინტენსივობა იზრდება როგორც ადგილის სიმაღლის, ისე მზის სიმაღლის მატებასთან ერთად. ბაკურიანში, როდესაც მზის სიმაღლე 70°-მდე აღწევს, ულტრაიისფერი რადიაციის ინტენსივობა გაგრასთან შედარებით 48,6-ით, ხოლო ბორჯომთან შედარებით 23,1%-ით მატულობს.

ინტერესს არ არის მოკლებული აგრეთვე სიმაღლის მიხედვით დროის იმ ინტერვალის ცოდნა, რომელიც საჭიროა მზის დასხივოსნებით მსუბუქი ერითემის (კანის გაწითლება სისხლის მოწოლის შედეგად) მისაღებად (ცხრილი 12).

ცხრილი 12

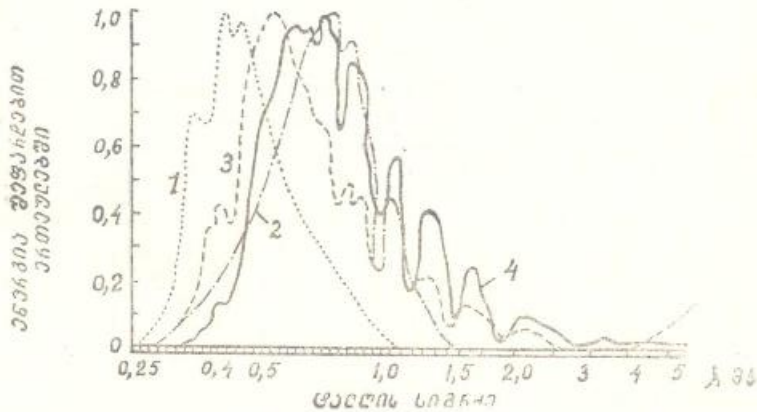
მზის სხვადასხვა სიმაღლისას მსუბუქი ერითემის მისაღებად საჭირო დრო წუთებში (ვ. უშვერიძის მიხედვით)

პუნქტი	რადიაციის სახეობა	მზის სიმაღლე (გრად.)				
		30	40	50	60	70
გაგრა	გაბნეული	250	150	100	80	66
	მთლიანი	120	70	50	40	34
ბორჯომი	გაბნეული	250	150	100	80	66
	მთლიანი	105	60	42	33	27
ლიბანი	გაბნეული	250	150	100	80	66
	მთლიანი	80	48	34	26	20
ბაკურიანი	გაბნეული	250	150	100	80	66
	მთლიანი	80	48	34	26	20

როგორც მე-12 ცხრილიდან ირკვევა, მსუბუქი ერითემის მისაღებად (კანის გაშავების მიზნით) მთლიანი რადიაციის ზეგავლენით (ღია ცის ქვეშ) მზის 50 და 70° სიმაღლისას გაგრის პირობებში საჭირო ყოფილა შესაბამისად 50 და 34 წუთი, ხოლო ბაკურიანისათვის

34 და 20 წუთი. ავადმყოფთა უმეტესობას ენიშნებათ გაბნეული რადიაციის ვანები (ჩრდილში), რადგან მის სპექტრში ულტრაიისფერი სხივების მნიშვნელოვანი ნაწილი მოკლეტალღიანია (ნახ. 5). მოკლეტალღიანი რადიაციით ყველაზე მდიდარია მაღალმთიანი და ზღვისპირა რაიონები. ულტრაიისფერი რადიაციის გადიდებული რაოდენობა ზღვის სანაპიროზე ძირითადად გამოწვეულია ზღვის ლურჯი ზედაპირიდან ანარეკლი სხივების სიუხვით. ამას ადასტურებს მე-12 ცხრილში მოცემული გაბნეული რადიაციით მსუბუქი ერითემის მისაღებად საჭირო დროის (წუთებში) ერთნაირი ხანგრძლივობა გაგრისა და ბორჯომის ხეობაში. გარდა იმისა, რომ აღნიშნული სხივები ინტენსიური ბაქტერიოციდული (ბაქტერიების მხოცავი სხივები) ზემოქმედებით ხასიათდება, მათი გავლენით ადამიანს მზე უფრო ეკიდება და ამაევებს მას.

ბოლო წლების დაკვირვებები მოწმობს, რომ გაბნეული რადიაცია, რომელიც მდიდარია ულტრაიისფერი სხივებით, აგრეთვე გარ-



ნახ. 5. პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის სპექტრი სხვადასხვა პირობებისათვის (ი. იანიშევსკის მიხედვით).

1—გაბნეული რადიაცია მოწმენდილი ცისათვის; 2—გაბნეული რადიაცია მოღრუბლულ ამინდში; 3—პირდაპირი რადიაცია, როცა $h=45°$; 4—პირდაპირი რადიაცია, როცა $h=14°$.

ქვეული ძალით მოქმედებს მოღრუბლულ ამინდშიც. გაბნეული ულტრაიისფერი რადიაციის ინტენსივობა 0,4 მიკრონზე ნაკლები ტალღის სიგრძისათვის გაცილებით სჭარბობს პირდაპირი ულტრაიისფერი რადიაციის ინტენსივობას (ნახ. 5).

მე-5 ნახაზიდან ნათლად ჩანს ის დიდი განსხვავება, რომელიც არსებობს მოწმენდილი და მოღრუბლული ამინდის გაბნეულ რადი-

აციასა და პირდაპირი რადიაციების სპექტრულ შედგენილობებს შორის. მოწმენდილ ამინდში გაბნეული რადიაციის სპექტრი (და, რა თქმა უნდა, მაქსიმალური ენერგიაც) შედარებით მოკლე ტალღებისაკენ ინაცვლებს. ეს უკანასკნელი დანარჩენ სპექტრებთან შედარებით (განსაკუთრებით პირდაპირი რადიაციისა, როცა მზის სიმაღლე $h=45°$) უხვად შეიცავს მოკლეტალღიან ულტრაიისფერ სხივებს. პირდაპირი და გაბნეული რადიაციის სპექტრის ულტრაიისფერი სხივების ენერგია მზის საერთო ნაკადში დიდი არ არის (ატმოსფეროს საზღვარზე მთელი ენერგიის 7%-ს შეადგენს, ხოლო ზღვის დონეზე — 3—4%-ს). მაგრამ მთიან რაიონებში სიმაღლის მიხედვით იგი მატულობს და დიდ როლს ასრულებს ჰელიოთერაპიაში.

საინტერესო სურათს იძლევა პირდაპირი, გაბნეული და მთლიანი რადიაციის სეზონური და წლიური ჯამების ვერტიკალური განაწილება საქართველოს ტერიტორიაზე, საშუალო მოღრუბლულობისა და სრულიად მოწმენდილი დღეების პირობებისათვის (ცხრ. 13).

ცხრილი 13

რადიაციის წლიური ჯამების ცვლილება ადგილის სიმაღლის მიხედვით (კკალ/სმ² წმ)

პუნქტი	სიმაღლე მ-ებით	საშუალო მოღრუბლულობის პირობებში				მოწმენდილი ცის პირობებში			
		რადიაციის სახეობა	იანვარი	ივლისი	წლიური ჯამი	რადიაციის სახეობა	იანვარი	ივლისი	წლიური ჯამი
თბილისი	404	S'	1,9	10,8	72,0	S'_0	5,0	17,4	132,5
		i	2,4	5,8	48,7	i_0	1,8	3,9	39,2
		Q	4,3	16,6	120,7	Q_0	6,8	21,3	172,7
წალკა	1457	S'	3,0	9,3	66,9	S'_0	6,8	18,4	154,1
		i	2,5	6,1	53,5	i_0	1,4	3,4	28,4
		Q	5,5	15,4	120,4	Q_0	8,2	21,7	182,5
ყაზბეგი მ/მ	3657	S'	3,7	9,1	79,3	S'_0	7,5	23,9	188,5
		i	3,1	8,4	75,7	i_0	1,4	2,7	25,6
		Q	6,8	17,5	153,0	Q_0	8,9	26,6	214,1

მე-13 ცხრილში მოცემული S', i და Q აღნიშნავენ საშუალო მოღრუბლულობის პირობებში პირდაპირ (ჰორიზონტალურ ზედაპირზე). გაბნეულ და მთლიან რადიაციას, ხოლო S'_0, i_0, Q_0 — იმავე სიდიდეებს მოწმენდილი ცის პირობებისათვის. ცხრილის ორივე ნაწი-

ლი ურთიერთსაწინააღმდეგო სურათს გვაძლევს. მოწმენდილი ცის პირობებში რადიაციის ყველა სახეობა სიმაღლის მიხედვით კანონზომიერად იცვლება: პირდაპირი (S'_0) და მთლიანი რადიაციის (Q_0) ინტენსივობა მატულობს, ხოლო გაბნეულისა (i_0) კლებულობს. როგორც აღვნიშნეთ, ეს გარემოება გამოწვეულია სიმაღლის მიხედვით ატმოსფეროს ფენის, წყლის ორთქლისა და სხვადასხვა ნაწილაკების შემცირებით; გაბნეული რადიაციის შემცირების სიდიდე ზამთარში ზაფხულთან შედარებით უმნიშვნელოა (თბილისი 1,8, წალკა და ყაზბეგი 1,4 კკალ). ჰაერის მნიშვნელოვანი გამჭვირვალობისა და წყლის ორთქლის ნაკლები შემცველობის გამო სიმაღლის მიხედვით გაბნეული რადიაციის წილი მთლიან რადიაციაში თანდათანობით კლებულობს და თბილისისათვის შეადგენს (ივლისში და წლიურ ჯამში) 9—20%-ს, წალკაში — 15—16%-ს და ყაზბეგზე — 11—12%-ს. იმავე პირობებში პირდაპირი რადიაცია, ისევე როგორც მთლიანი (Q_0), წლის განმავლობაში სიმაღლის მიხედვით მატულობს.

მოღრუბლულობა და ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო მნიშვნელოვნად ცვლის რადიაციის ზემოაღნიშნული სიდიდეების სიმაღლის მიხედვით განაწილების კანონზომიერებას. როგორც ცხრილია, მოღრუბლულობა ძლიერ ასუსტებს პირდაპირ რადიაციას და აძლიერებს მზის სხივების გაბნევას, ხოლო ალბედოს მომატება (თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის ზრდა სიმაღლის მიხედვით), მზის სხივების მრავალჯერადი არეკვლის შედეგად, ზრდის გაბნეული რადიაციის ინტენსივობას; როგორც მე-13 ცხრილიდან ვხედავთ, წლის განმავლობაში გაბნეული რადიაციის (i) ინტენსივობა სიმაღლის მიხედვით მატულობს და მისი წილი მთლიან რადიაციაში იზრდება 35—40%-დან (თბილისი) 48—49%-მდე (ყაზბეგი); მაშასადამე, გაბნეული რადიაციის ინტენსივობამ მოიმატა უღრუბლო ამინდთან შედარებით 15—20%-ით თბილისში და 37%-ით ყაზბეგზე. ყოველ 100 მ სიმაღლეზე გაბნეული რადიაციის წლიური ჯამი თბილისსა და ყაზბეგს შორის მატულობს საშუალოდ 0,76 კკალ/სმ²-ით, ხოლო თბილისსა და წალკას შორის — 0,44 კკალ-ით. დიდ სიმაღლეებზე გაბნეული რადიაციის მნიშვნელოვანი მატება გაპირობებულია არა მარტო თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის გადიდებით, არამედ ღრუბლების ნაკლები სიმძლავრით (თხელი ღრუბლები), რომელიც სხივების გაბნევისათვის უკეთეს გარემოს ქმნის დაბლობთან შედარებით.

სიმაღლის მიხედვით მოღრუბლულობის გავლენა იმდენად ძლიერია, რომ მოწმენდილ და მოღრუბლულ ამინდში პირდაპირ და მთლიან რადიაციებს შორის სხვაობა ივლისში და წლის განმავლო-

ბაში გარკვევით მატულობს (ცხრ. 14). მე-14 ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ მოღრუბლულობის გავლენით შესაძლებელი რადიაციის (S'_0 და Q_0) მნიშვნელოვანი რაოდენობა იკარგება სიმაღლის მიხედვით. ივლისში პირდაპირი რადიაცია შესაძლებელთან (მოწმენდილი ცისათვის) შედარებით 38%-ით სუსტდება თბილისში, ხოლო წალკაში და ყაზბეგზე, შესაბამისად — 50 და 62%-ით. მთლიანი რადიაციის შესუსტება უფრო ნაკლები ინტენსივობით ხდება,

ცხრილი 14

მოწმენდილ და ყოველგვარ ამინდში პირდაპირ და მთლიან რადიაციებს შორის სხვაობის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით

პუნქტი	რადიაციის სახეობა	ივლისი		წლიური	
		კკალ/სმ²	%	კკალ/სმ²	%
თბილისი	S'_0-S'	6.6	38	67,5	48
	Q_0-Q	4,7	22	52,0	30
წალკა	S'_0-S'	9,1	50	87,2	47
	Q_0-Q	6.5	29	62,1	34
ყაზბეგი მ/მ	S'_0-S'	14,8	62	109,2	58
	Q_0-Q	9,1	34	61,1	29

რადგან ადგილი აქვს სიმაღლის მიხედვით გაბნეული რადიაციის მატებას. როგორც ვხედავთ, მოღრუბლულობის ზეგავლენით პირდაპირი რადიაცია ივლისში ყაზბეგამდე კლებულობს, ხოლო მთლიანი — წალკამდე, რომლის შემდეგ მცირე მატებას აქვს ადგილი (თბილისთან შედარებით ყაზბეგზე 1 კკალ-ით იზრდება). პირდაპირი რადიაციის წლიური ჯამი წალკამდე კლებულობს 5 კკალ-ით, ხოლო მთლიანი — უცვლელი რჩება (120 კკალ); მაგრამ ყაზბეგზე ეს უკანასკნელი, გაბნეული რადიაციის მატების შედეგად იზრდება და 153 კკალ-იას აღწევს.

ზამთრის თვეებში (იანვარი) რადიაციის ყველა მახასიათებელი (S', i და Q) სიმაღლის მიხედვით მატულობს. პირდაპირი და მთლიანი რადიაციისათვის აღნიშნული გარემოება კანონზომიერია და მიუთითებს წლის ამ სეზონში ატმოსფეროს მეტ გამჭვირვალეობაზე. იანვარში პირდაპირი რადიაციის ვერტიკალური გრადიენტი ყოველ 100 მ სიმაღლისათვის თბილისსა და ყაზბეგს შორის შეადგენს 0,05 კკალ-იას, მთლიანი რადიაციისათვის — 0,079, ხოლო გაბნეულისათვის — 0,021.

ივლისში პირდაპირი და მთლიანი რადიაციის ვერტიკალური გრადიენტი თბილისს-წალკას შორის საწინააღმდეგო ნიშნისაა, ე. ი.

აღნიშნული ელემენტები სიმაღლით მცირდება, ხოლო თბილისსა და ყაზბეგს შორის განსხვავება მთლიან რადიაციებს შორის (0,9 კკალ-ია) ძალზე მცირეა.

რადიაციის ყველა სახეობის დღიური და წლიური მნიშვნელობების ცვლილება ადგილის სიმაღლის მიხედვით სხვა ქვეყნების მთათა სისტემებშიც ზემოაღნიშნულის ანალოგიურად მიმდინარეობს.

მზის რადიაციის ჯამები ძირითადად დამოკიდებულია ფერდობების ექსპოზიციასა და დახრილობაზე. სამხრეთის ექსპოზიციის ფერდობები მზიდან უფრო მეტ სითბოს ღებულობს, ვიდრე სხვა ფერდობები.

ეფექტური გამოსხივება მოწმენდილი ცის პირობებში სიმაღლის მიხედვით მატულობს, რადგან წყლის ორთქლის რაოდენობა და ატმოსფეროს შემხვედრი გამოსხივება იმავე მიმართულებით მცირდება. ეფექტური გამოსხივება განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია იმ მთიან სისტემებში, რომელნიც განლაგებული არიან მშრალი კლიმატის ზონაში.

მოღრუბლულობის თავისებურება საგრძნობლად ცვლის ეფექტურ გამოსხივებას. როგორც ცნობილია, მოღრუბლულობის მომატებით ატმოსფეროს შემხვედრი გამოსხივება ($E_{ატ.}$) იზრდება, ხოლო ეფექტური გამოსხივება ($E_{ეფ.} = E_{ედ.} - E_{ატ.}$) — მცირდება. ეს გარემოება ზეგავლენას ახდენს სიმაღლის მიხედვით $E_{ეფ.}$-ის განაწილების კანონზომიერებაზე. როგორც მე-15 ცხრილიდან ჩანს, საქართველოს ტერიტორიაზე მოღრუბლულობის გავლენით ეფექტური გამოსხივება გარკვეულ სიმაღლემდე კლებულობს (თბილისი — 41,9, წალკა — 35,8, ჯვრის გადასასვლელი — 28,9 კკალ), ხოლო შემდგომ ისევ მატებას იწყებს (ყაზბეგი — 41,2 კკალ). ჯერჯერობით საბოლოოდ შესწავლილი არ არის სხვადასხვა კლიმატურ პირობებში $E_{ეფ.}$-ის არა მარტო სიმაღლის მიხედვით ცვლილების კანონზომიერება, არამედ მისი განსაზღვრის მეთოდიკაც. მე-15 ცხრილში $E_{ეფ.}$ მიღებულია ბალანსმზომით გაზომილი რადიაციული ბალანსის როგორც ნარჩენი წევრი (იხ. (2) ფორმულა), ხოლო სომხეთის ტერიტორიისათვის იგი ემპირიული ფორმულითაა გამოთვლილი ე. შიხლინსკის მიერ.

მე-15 ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ სომხეთის ტერიტორიაზე (ასევე აზერბაიჯანის ტერიტორიაზეც) სიმაღლის ზრდით $E_{ეფ.}$ მცირდება. ე. შიხლინსკის მონაცემებით, ლენინაკანის რაიონში, დაახლოებით 1000—1500 მ სიმაღლემდე $E_{ეფ.}$ მატულობს 40-დან 52 კკალ-მდე, ხოლო შემდგომ კლებულობს. ეფექტური გამოსხივება ნოტიო კლიმატის რაიონში უმნიშვნელო სიდიდეებით ხასიათდება

(ანასეული — 30.6, სოხუმი — 34,6 კკალ), ხოლო არიდული (მშრალი) კლიმატის პირობებში. წყლის ორთქლის სიმცირის გამო, იგი მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს (ერევანი — 58.7, ნახიჩევანი — 63,7 კკალ).

ცხრილი 15

ეფექტური გამოსხივების წლიური ჯამის ცვლილება სიმაღლით (კკალ-ბში)

პუნქტი	სიმაღლე მ-ბით	წლიური ჯამი
ანასეული	167	30,6
სოხუმი	100	34,6
თბილისი	404	41,9
წალკა	1457	35,8
ყვრის გადასასვლელი	2395	24,9
ყაზბეგი მ/მ	3657	41.2
არაგაცი	3229	48,0
ერევანი	840	58.7

რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი სიმაღლის მიხედვით კლებულობს, მაგრამ კლების ინტენსივობა იმდენად უმნიშვნელოა, რომ 1200—2000 მ სიმაღლემდე იგი შეიძლება ერთ-სამ კკალ-მდე შემცირდეს ან ზოგიერთ შემთხვევაში მუდმივი დარჩეს. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს ე. შიხლინსკის მიერ აზერბაიჯანის მაღალმთიანი ზონისათვის გამოთვლილი სიდიდეები (ცხრ. 16).

ცხრილი 16

რადიაციული ბალანსის (კკალ-ბში) ცვლილება სიმაღლის მიხედვით (თბილი პერიოდი — IV—X თვე)

	200	500—600	1000	2000	2500	3000	3500	4000
კავკასიონი	40,0	39,5	39,0	37,0	34,0	30,0	25,5	20,0
სამხ. მთიანეთი	39,0	38,0	38,0	36,0	33,5	30,0	25,5	—

ანალოგიური მდგომარეობაა საქართველოს ტერიტორიაზეც. როგორც მე-17 ცხრილიდან გამომდინარეობს, რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი 1100—1300 მ სიმაღლემდე უმნიშვნელოდ კლებულობს, ხოლო უფრო მაღლა იგი შედარებით მეტად მცირდება. დასავლეთ საქართველოში რადიაციული ბალანსი აღნიშნულ სიმაღლემდე უფრო მეტი ინტენსივობით ეცემა (გაგრა—გაგრის ქედი).

ვიდრე აღმოსავლეთში. ზაფხულის პერიოდში რადიაციული ბალანსი სიმაღლის მიხედვით მცირედ მატულობს დაახლოებით 2000 მ სიმაღლემდე. აღნიშნულ სეზონში ბალანსის მატება სომხეთისა და აზერბაიჯანის მთიან ზონაში შეიძლება 2500—4000 მ სიმაღლემდე მიმდინარეობდეს (ერევანი — 21,9; არაგაცი 23,9 კკალ). მსგავსი მდგომარეობაა ალპებსა და შუა აზიის მთებში. აღნიშნული გარემოება გამოწვეულია იმით, რომ ზაფხულში დაბლობსა და მაღალმთიან ზონებს შორის ხდება ალბედოს არა მარტო გათანაბრება, არამედ შემცირებაც — მთის ფერდობებზე ფოთლოვანი და წიწვიანი ტყე მნიშვნელოვნად ამცირებს ქვეფენილი ზედაპირის ალბედოს (ფოთლოვანი ტყის ალბედო 15—18%-ია, წიწვიანისა — 10—12%). ამასთან ერთად, როგორც უკვე ცნობილია, სიმაღლის მატებასთან ერთად იზრდება მზის მთლიანი რადიაციის ინტენსივობა და მცირდება ეფექტური გამოსხივება.

ცხრილი 17

რადიაციული ბალანსის ცვლილება სიმაღლის მიხედვით (კკალ/სმ²)

პუნქტი	სიმაღლე მ-ბით	ზამთარი	ზაფხული	წლიური ჯამი
თბილისი	404	2,7	28,1	60.9
გორი	588	2,8	28,6	62,5
ორმოცი	1150	—2,0	29.2	58,1
მთა საბუეთი	1242	—0.9	30.5	58.2
როკის გადასასვ.	1745	—4,6	31,0	50,8
ერმანი	2240	—4,8	30.0	41,1
ჯვრის გადასასვ.	2375	—4,8	30.0	38.3
ყაზბეგი მ/მ	3657	—3.9	26.8	28,0
გაგრა	5	+3,2	24.2	54,5
გაგრის ქედი	1644	—1,4	26.6	46,6

რადიაციული ბალანსი საგრძნობ ცვლილებას განიცდის განსაკუთრებით ზამთრის თვეებში, როდესაც მყარდება მდგრადი თოვლის საბურველი და ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო მკვეთრად მატულობს. საქართველოს პირობებში დადებითიდან უარყოფით ბალანსზე მკვეთრი გადასვლა საშუალოდ 1000 მ სიმაღლიდან ხდება, ხოლო აზერბაიჯანში — 2000 მეტრიდან. აღნიშნული სიმაღლის ზემოთ უარყოფითი ბალანსის ცვლილება სრულიად უმნიშვნელოა.

საქართველოს ტერიტორიაზე, დაახლოებით 400—600 მ სიმაღლემდე, რადიაციული ბალანსი მთელი წლის განმავლობაში დადები-

თია, ხოლო უფრო მაღლა თვეების რიცხვი უარყოფითი ბალანსით თანდათანობით მატულობს. მაგალითად, გაგრაში, თბილისსა და გორში მთელი წლის განმავლობაში რადიაციული ბალანსი დადებითია, კარსანში (695 მ) ერთი თვეა უარყოფითი, ფასანაურში (1070 მ) სამი თვე, გაგრის ქედზე ოთხი თვე, ჯვრის გადასასვლელზე ხუთი თვე (XI—III თვე), ხოლო ყაზბეგის მთაზე ექვსი თვე (X—III).

თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა ენიჭება მაღალმთიანი ზონის მყინვარების რადიაციული და სითბური ბალანსის კომპონენტთა რაოდენობრივი მაჩვენებლების ცოდნას. მოგვყავს ე. შიხლინსკისა და რ. სამუკაშვილის მიერ გამოთვლილი რადიაციული ბალანსის შემადგენელი სიდიდეების წლიური ჯამი მყინვართა ზედაპირზე (ცხრ. 18).

ცხრილი 18

მყინვართა ზედაპირზე რადიაციული ბალანსის კომპონენტთა წლიური ჯამი (კკალ/სმ² წლ.)

პუნქტი	შთანთქმული რადიაცია	ეფექტური გამოსხივება	რადიაციული ბალანსი
სულაკი (დაღესტანი) 3000 მ	51,3	44.8	6,5
მ/მ ყაზბეგი (3700 მ)	50.6	42.9	7.7
ტიან-შანის ობს. (3700 მ)	53.1	41.3	11,8
ფედჩენკოს მყინვარი (4200 მ)	55,1	40.5	14,6
ყინულოვანი ბაზა (იალბუზი 3700 მ)	50,7	48.5	2.2

როგორც მე-18 ცხრილიდან ვხედავთ, კავკასიონისა და შუა აზიის მთების მყინვარებზე რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი დადებითია და მერყეობს 2,2-დან 14,6 კკალ-მდე. ეს გარემოება მიუთითებს იმაზე, რომ აღნიშნულ მყინვართა ფართობი დნობის შედეგად თანდათანობით უნდა შემცირდეს. აქედან გამომდინარე, სითბური ბალანსის (1) ფორმულაში აუცილებელია მყინვარისათვის დამატოს ყინულის დნობაზე დახარჯული სითბო (Φ), რომელიც დაბლობისათვის და საშუალო მთიანი ზონისათვის მისი სიმცირის გამო მხედველობაში არ არის მიღებული. მაშასადამე, ფორმულას ასეთი სახე ექნება:

$$B = VL + P + \Phi,$$

სადაც B რადიაციული ბალანსია, VL — აორთქლებაზე (V) დახარჯული სითბო (L), P — სითბოს ტურბულენტური გაცვლა ყინულის ზედაპირსა და ჰაერს შორის და Φ — ყინულის დნობაზე დახარჯული სითბო.

მე-19 ცხრილში მოცემულია მყინვარის ზედაპირის სითბური ბალანსის ცალკეულ სიდიდეთა მნიშვნელობები იმ შემთხვევისათვის, როდესაც რადიაციული ბალანსი 5,0 და 10,0 კკალ-ის ტოლია.

ცხრილი 19

მყინვარის ზედაპირის სითბური ბალანსი (კკალ/სმ² წლ.)

B	VL	Φ	P
5	−2,8	−2.5—−3,5	+1,5-დან
10	−7,6	−4,0—−4,5	+2,5-მდე

როგორც მე-19 ცხრილიდან ჩანს, სითბოს მნიშვნელოვანი რაოდენობა იხარჯება არა მარტო აორთქლებაზე, არამედ ყინულის დნობაზეც. ვინაიდან წლის განმავლობაში ყინულის ზედაპირის ტემპერატურა ნაკლებია ჰაერისაზე, ამიტომ ამ უკანასკნელიდან სითბოს ნაკადი (P) მიემართება ზედაპირისაკენ და ამით ადიდებს რადიაციული ბალანსის სითბოს მარაგს.

დედამიწის ყოველ ნაწილში თერმული რეჟიმის ფორმირება-ჩამოყალიბება ძირითადად მზის რადიაციული ბალანსის რეჟიმის საერთო ფონზე ხდება, მაგრამ გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება აგრეთვე სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასების ადვექციის სიხშირეს, ადგილის სიმაღლეს და რელიეფის ფორმას.

პირველ ყოვლისა რადიაციულ რეჟიმზე ძირითადად დამოკიდებულია ნიადაგის სითბური პირობები. ეს განსაკუთრებით ეხება მთიან ზონას, სადაც ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურა მნიშვნელოვან ფარგლებში იცვლება, მაგრამ სხვადასხვა რაიონისათვის ცვლილების სიდიდე ერთმანეთისაგან განსხვავებულია (ცხრ. 20).

საქართველოს შავი ზღვის სანაპირო რაიონებში აშკარად შეიმჩნევა სიმაღლის მიხედვით ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის მცირე ცვლილება აღმოსავლეთ საქართველოსთან შედარებით. ანალოგიურ გარემოებას აქვს ადგილი აგრეთვე ნიადაგის 10 სმ ფენის ტემპერატურების ვერტიკალური გავრცელების შემთხვევაშიც. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ დასავლეთ საქართველოს ნოტიო კლი-

ცხრილი 20

ნიადაგის ზედაპირის ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი ყოველი 100 მ სიმაღლისათვის (მ. გავაშელით)

რაიონი	სიმაღლის სხვაობა	I	III	IV	VII	IX	XI	საშუალო წლიური
გაგრა—გაგრის ქედი	1657	0,61	0,73	0,49	0,49	0,49	0,55	0,57
თბილისი ჯვრის გადასასვლელი	1992	0,70	0,75	1,00	0,85	0,70	0,60	0,77

მატის პირობებში ორ სხვადასხვა დონეზე ნიადაგის ტემპერატურებს შორის სხვაობა ძლიერ მცირდება ან შეიძლება გაუტოლდეს კიდეც ერთმანეთს, მაშინ როდესაც აღმოსავლეთ საქართველოს შედარებით მშრალი კონტინენტური კლიმატის პირობებში იგი მნიშვნელოვნად მატულობს. ამ გარემოებითაა გამოწვეული ისიც, რომ დასავლეთ საქართველოში გრადიენტის მაქსიმალური სიდიდეები ზამთრის თვეებზე მოდის, ხოლო მინიმალური — ზაფხულისაზე. აღმოსავლეთ საქართველოში საწინააღმდეგო მსვლელობაა — მაქსიმუმი გაზაფხულ-ზაფხულშია, ხოლო მინიმუმი — ზამთარში.

ცხრილი 21

ნიადაგის სხვადასხვა სიღრმეზე ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდების ცვლილება სიმაღლის მიხედვით

პუნქტი	სიმაღლე მ-ბით	სიღრმე მ-ბით		
		0,80	1,60	3,20
თბილისი	404	18,0	11,5	6,0
ბაკურიანი	1665	11,5	9,2	4,9
რადიონოვკა	2100	12,9	8,3	3,6

ადგილის სიმაღლესთან დიდადაა დაკავშირებული ნიადაგის საშუალო წლიური ტემპერატურული ამპლიტუდების (უთბილესი და უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურებს შორის სხვაობა) ცვლილების ინტენსივობა სიღრმის მიხედვით. როგორც 21-ე ცხრილიდან ჩანს, სიმაღლის ზრდასთან ერთად შემცირებას განიცდის ტემპერატურული ამპლიტუდებიც. 3,20 მეტრ სიღრმეზე ამპლიტუდის

სიდიდე რადიონოვკაში (3,6°) თბილისთან შედარებით (6,0°) თითქმის ნახევრდება და უნდა ვივარაუდოთ, რომ ამპლიტუდების ქრობაც (მუდმივი ტემპერატურების ფენის სიღრმე) მაღალმთიან ზონაში უფრო ნაკლებ სიღრმეზე უნდა მოხდეს.

ზაფხულის პერიოდში ძლიერი გახურების შედეგად ხელსაყრელი ექსპოზიციის ფერდობების ნიადაგის ტემპერატურა სწრაფად მატულობს და შეიძლება სიმაღლის ზრდით ტემპერატურა უმნიშვნელოდ შემცირდეს, უცვლელი დარჩეს, ან თუ ფერდობი სამხრეთითაა ორიენტირებული — მოიმატოს.

ცხრილი 22

ნიადაგისა და ჰაერის აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურები და მათ შორის სხვაობა (1966 წლის ივლისი)

პუნქტი	ნიადაგის ტემპერატურა (გრად.)	ჰაერის ტემპერატურა (გრად.)	სხვაობა
გაგრა	56	32,9	23,1
გაგრის ქედი	56	25,5	30,5
თბილისი	64	39,6	24,4
წალკა	60	29,9	30,8

როგორც 22-ე ცხრილიდან ვხედავთ, ნიადაგის ზედაპირის აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურები გაგრასა და გაგრის ქედზე, მიუხედავად სიმაღლის ზრდისა, უცვლელია, მაგრამ ნიადაგისა და ჰაერის ტემპერატურებს შორის სხვაობა კი მატულობს 23,1-დან 30,5°-მდე.

საერთოდ უნდა აღინიშნოს, რომ ზაფხულის თვეებში ნიადაგის ზედაპირის საშუალო მაქსიმალური ტემპერატურა სანაპირო და დაბლობ რაიონებში აღემატება ჰაერის მაქსიმალურ ტემპერატურას 15—20°-ით, ხოლო წინამთებისა და მაღალმთიან ზონაში — 20—26°-ით. ზამთარში 1000 მ-ზე დაბლა საშუალო მაქსიმალური ტემპერატურა 1—3°-ით მეტია, ხოლო 1000 მეტრზე მაღლა 1—2°-ით ნაკლები ჰაერისაზე.

ხშირია შემთხვევები, როდესაც ტემპერატურათა სხვაობა—ნიადაგი — ჰაერი — სიმაღლით კლებულობს აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურის შემცირების ხარჯზე. მაგალითად, ჯვრის გადასასვლელზე ნიადაგის აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურა 1966 წლის ივლისში 46° იყო, ჰაერისა — 22,8°, ხოლო სხვაობამ 23,2° შეადგინა. იმავე პერიოდში ფასანაურში ($H = 1070$ მ) აბსოლ.

მაქსიმალური ტემპერატურების ასეთი სურათი იყო: $t_ნ = 60°$, $t_ივ = 34,1°$, $t_ნ - t_ივ = 25,9°$.

რთული ოროგრაფიული პირობები დიდ გავლენას ახდენს ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების ხასიათზე. ნორმალურ პირობებში სიმაღლით ტემპერატურა მცირდება ყოველ 100 მ სიმაღლეზე 0,5—0,6°-ით, მაგრამ რელიეფის ფორმამ, ფერდობის ექსპოზიციამ და სხვა პირობებმა შეიძლება სურათი მთლიანად შეცვალოს. როგორც 23-ე ცხრილიდან ჩანს, იანვარში კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი 0,23°-ით აღემატება სამხრეთ მთიანეთის ჩრდილოეთ ფერდობისას, ხოლო ივლისში საწინააღმდეგო სურათს აქვს ადგილი. ეს გარემოება იწვევს იანვარში, კავკასიონის რაიონში ერთმნიშვნელოვანი იზოთერმას 200—400 მეტრით მაღლა აწევას, ხოლო ივლისში— დაბლა დაწევას. მაგალითად, 16°-იანი იზოთერმა ჯავახეთის ზეგანზე გადის 1800, ხოლო კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე 1400—1500 მ-ზე.

ცხრილი 23

ტემპერატურის საშუალო თვიური გრადიენტი ყოველ 100 მ სიმაღლისათვის

ფერდობი	იანვარი	ივლისი	ფერდობი	იანვარი	ივლისი
სამხრეთი თბილისი—ჯვრის გადასასვლელი	0,61	0,50	დასავლეთის მთა საბუეთი—წიფა	0,63	0,88
			მთა საბუეთი—საჭარა	0,69	0,73
ჩრდილოეთი თბილისი—წალკა	0,48	0,80	აღმოსავლეთის მთა საბუეთი—ხაშური	0,36	0,91
			მთა საბუეთი—გორი	0,41	1,01

ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე და სხვადასხვა ექსპოზიციის ფერდობზე ტემპერატურის სიმაღლის მიხედვით ცვლა მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული ჰაერის გაბატონებული დინებების ტენშემცველობაზე. რაც უფრო ტენიანია ფერდობი, მით უფრო ნაკლებ ინტენსიურად მიმდინარეობს (მცირეა ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე) ტემპერატურის დაცემა სიმაღლის მიხედვით, მშრალ ფერდობთან შედარებით. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს მერიდიანული მიმართულების ლიხის ქე-

დი, რომელიც დასავლეთ საქართველოს ნოტიო ჰავას ჰყოფს აღმოსავლეთის მშრალი ჰავისაგან და წარმოადგენს მნიშვნელოვან კლიმატგამყოფს. როგორც 23-ე ცხრილიდან ჩანს, ლიხის ქედის დასავლეთის ნოტიო ფერდობზე ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი ივლისში უფრო ნაკლებია აღმოსავლეთ ფერდობის გრადიენტზე, ხოლო იანვარში მეტია. აღმოსავლეთ ფერდობზე გრადიენტის უმნიშვნელო სიდიდე იანვარში (0,36—0,41° 100 მ) გამოწვეულია იმით, რომ ზამთრის თვეებში შიდა ქართლის ვაკეზე გაბატონებულია ატმოსფეროს ანტიციკლონური მდგომარეობა — ინტენსიური ეფექტური გამოსხივებით დ ტემპერატურული ინვერსიებით. ამიტომაა, რომ ზამთრის სეზონში საშუალო თვიური ტემპერატურა შიდა ქართლის ვაკეზე თითქმის იმავე სიდიდისაა და ზოგან ნაკლებიც, ვიდრე მის ირგვლივ და მასზე მაღლამდებარე მთის ფერდობებზე. ვაკის ცენტრალური ნაწილიდან კავკასიონის ფერდობებისაკენ თერმული გრადიენტი ყოველ 100 მ სიმაღლისათვის 0,1—0,2°-სს არ აჭარბებს.

ზაფხულში, როგორც დასავლეთ, ისე აღმოსავლეთ ფერდობის გრადიენტის სიდიდე საგრძნობია, მაგრამ აღმოსავლეთ ფერდობზე მისი მნიშვნელობა მაინც ჭარბობს, რადგან დასავლეთი ფერდობი კონტინენტურობის უფრო ნაკლებ ელემენტს შეიცავს (ხაშურში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდაა 22,4°, გორში — 23,5°, საჭარაში — 20,2°, ხოლო წიფაში — 20,3°), ივლისში გრადიენტის რიცხვითი სიდიდე აღმოსავლეთ ფერდობზე მშრალადიაბატურზე (1,0°/100 მ) მეტია.

დიდ გავლენას ახდენს რელიეფის ფორმა ტემპერატურის ვერტიკალურ განაწილებაზე. ამოზნექილი და ჩაზნექილი რელიეფის ფორმებში ტემპერატურების დღეღამური და წლიური მსვლელობა ექვემდებარება ა. ვოეიკოვის კანონს: ამოზნექილი რელიეფი ამცირებს ტემპერატურის ამპლიტუდას, ხოლო ჩაზნექილი—ადიდებს. რელიეფის ჩაზნექილ ფორმებში წარმოშობილი ტემპერატურის ინვერსიული მოვლენები თუ ხშირი და ძლიერია, მაშინ იგი მნიშვნელოვან გავლენას მოახდენს ზამთრის თვეების არა მარტო საშუალო მინიმალურ ან საშუალო აბსოლუტურ მინიმალურ ტემპერატურებზე, არამედ საშუალო თვიურ ტემპერატურებზეც კი (ცხრ. 24).

ახალციხის რაიონი ვრცელ ქვაბულშია მოთავსებული. რელიეფის უარყოფითი ფორმა ხელს უწყობს ჰაერის მასების დაგუბებას, რის გამოც ჰაერი განიცდის ნიადაგის ხანგრძლივ გავლენას. ახალციხის პირობებში, სადაც ველის ლანდშაფტი ჭარბობს, ეს გარემოება იწვევს ზამთარში ჰაერის ინტენსიურ გაცივებას და ზაფხულ-

ცხრილი 24

ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება მესხეთის ტერიტორიაზე

პუნქტი	სიმაღლე ზღ. დ. მ-ებით	საშუალო თვიური ტემპერატურა			საშუალო მინიმალური ტემპერატურა		
		I	II	XII	I	II	XII
ახალციხე	985	—3,8	—1,5	—1,2	—8,2	—6,4	—5,5
ასპინძა	1093	—2,2	—0,6	—0,2	—6,2	—4,8	—3,9
ადიგენი	1185	—4,1	—2,6	—1,2	—7,9	—6,6	—4,8
არაზინდო	1480	—4,6	—3,6	—2,4	—8,7	—7,6	—6,0

ში — გათბობას ფერდობზე განლაგებულ პუნქტებთან შედარებით. ახალციხეზე 113 მეტრით მაღლამდებარე ასპინძაში იანვრის საშუალო ტემპერატურა 1,6°-ით, ხოლო საშუალო მინიმალური ტემპერატურა 2,0°-ით მეტია ახალციხისაზე. ზამთრის დანარჩენ თვეებშიც მსგავსი მდგომარეობაა—ვერტიკალური ტემპერატურული გრადიენტი უარყოფითია. ადიგენში და არაზინდოზე, რომელნიც შესაბამისად 200 და 495 მეტრით მაღლა მდებარეობენ ახალციხეზე, საშუალო თვიური ტემპერატურები, მართალია, ახალციხისას არ აღემატება, მაგრამ ვერტიკალური გრადიენტი ყოველ 100 მ სიმაღლეზე ძლიერაა შემცირებული და დეკემბერში შეადგენს 0,0—0,22°, ხოლო იანვარში 0,15—0,16°. თებერვალში გრადიენტის სიდიდე ნორმალურია (ცხრ. 25).

ცხრილი 25

საშუალო თვიურ ტემპერატურათა ვერტიკალური გრადიენტი ყოველი 100 მ სიმაღლისათვის

პუნქტი	სიმაღლეთა სხვაობა (მ-ში)	ზამთარი			ზაფხული		
		XII	I	II	VI	VII	VIII
ახალციხე—ასპინძა	113	—0,91	—1,45	—0,82	0,18	0,36	0,18
ახალციხე—ადიგენი	200	0,0	0,15	0,55	0,70	0,85	0,75
ახალციხე—არაზინდო	495	0,22	0,16	0,42	0,88	0,82	0,74

საშუალო მინიმალური ტემპერატურები ადიგენში 0,3—0,7°-ით მაღალია ახალციხისაზე.

ანალოგიური მდგომარეობაა ზაფხულშიც, როდესაც ახალციხის ჭვაბურის სუსტი ვენტილაციის გამო ჰაერი ძლიერ ხურდება და

ფერდობზე განლაგებულ სადგურებთან შედარებით მაღალი ტემპერატურებით ხასიათდება. ეს გარემოება კარგად ჩანს 25-ე ცხრილში მოყვანილი მონაცემებიდან; ზაფხულში გრადიენტის სიდიდე ყოველ 100 მ სიმაღლეზე ახალციხე—ადიგენი — არაზინდოს შორის ნორმალურს (0,5—06°/100 მ) საგრძნობლად აღემატება და შეადგენს 0,70—0,88°, ხოლო ახალციხე—ასპინძას შორის იგი მნიშვნელოვნადაა შემცირებული (0,18—0,36°/100 მეტრზე). ამის მიზეზია ასპინძის მიდამოების ხელსაყრელი ექსპოზიცია მზის მიმართ და მზის სხივების ინტენსიური ინსოლაცია, რომელიც თითქმის აწონასწორებს ტემპერატურულ დონეს ახალციხესა და ასპინძას შორის.

საქართველოს მაღალმთიანი ზონა ჰაერის ტემპერატურის წლიური მსვლელობით ძლიერ უახლოვდება ზღვის სანაპირო რაიონებს. დაახლოებით 2700—2800 მეტრზე მაღლა, რამდენიმე მეათედი გრადუსით თებერვალი ცივია იანვარზე, ხოლო ივლისი—აგვისტოზე. მსგავსი მდგომარეობაა ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური და წლიური ამპლიტუდების განაწილებაშიც. სიმაღლის ზრდით მცირდება ჰაერის დღეღამური და წლიური ამპლიტუდა (ცხრ. 26)

ცხრილი 26

ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური და წლიური ამპლიტუდების დამოკიდებულება ადგილის სიმაღლესთან

პუნქტი	სიმაღლე მ-ებით	დღეღამური ამპლიტუდა		ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა
		იანვარი	ივლისი	
ახალი ათონი	45	2,2	2,5	17,4
ქუთაისი	124	4,1	7,5	18,4
თბილისი	404	5,7	9,7	23,5
მთა საბუეთი	1242	2,5	5,7	20,1
წალკა	1457	5,4	9,0	21,0
მამისონის გადასასვლელი	2854	1,3	4,7	19,8
ყაზბეგის მ/მ	3567	2,4	2,5	18,7

26-ე ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ შავი ზღვის სანაპიროზე (ახალი ათონი) და კავკასიონის რიგ პუნქტებზე (მამისონი და ყაზბეგი მ/მ) ტემპერატურის დღეღამური და წლიური ამპლიტუდები თითქმის ერთმანეთს ემთხვეევიან და ამასთან ისინი სხვა პუნქტებთან შედარებით უმცირესი მნიშვნელობებით ხასიათდებიან. 26-ე ცხრილში ამპლიტუდების მაღალი სიდიდეებით განსაკუთრებით გამოირჩევა წალკა, რომელიც ჯავახეთის ზეგანზე მდებარეობს: აქ

დღეღამური ამპლიტუდები თითქმის უტოლდება თბილისისას, ხოლო წლიური აღემატება უფრო ნაკლებ სიმაღლეზე განლაგებულ პუნქტების ამპლიტუდას. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდის უფრო მნიშვნელოვანი სიდიდით (23,5—24,0°) ხასიათდება იმავე ზეგანზე განლაგებული ეფრემოვკა (2112 მ ზღ. დ.) და ახალქალაქი (1717 მ). ზეგანსა და მთის ფერდობზე ან თხემზე განლაგებულ პუნქტებს შორის თერმულ რეჟიმში მკვეთრი განსხვავება გამოწვეულია დღის საათებში და ზაფხულში მზის ინტენსიური დასხივებით და ღამით და ზამთარში ქვეფენილი ზედაპირის მიერ გაშვიათებულ ჰაერში ძლიერი ტემპერატურული გამოსხივებით.

§ 8. რელიეფის გავლენა ჰაერის ცირკულაციაზე. ადგილობრივი ცირკულაციის კლიმატური მნიშვნელობა

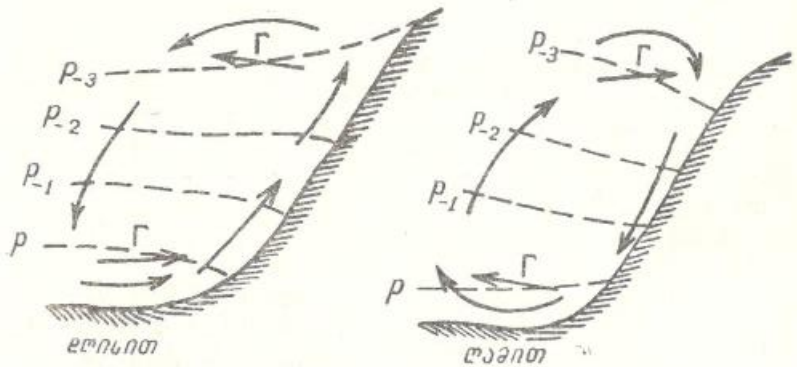
ატმოსფეროს ადგილობრივი ცირკულაცია, რომელიც ოროგრაფიისა და მზის რადიაციის გავლენითაა გაპირობებული, ვითარდება რელიეფის სხვადასხვა ფორმებსა და თავისუფალი ატმოსფეროს შორის ტემპერატურული კონტრასტის შედეგად (მთა-ხეობათა, კომპენსაციური, ფერდობის, ანომალიური მთა-ხეობის ქარები) ასჰაერის მოძრაობაზე მთათა სისტემის მექანიკური ზემოქმედებით (ფიონი, ბორა და სხვ.).

თერმული სხვადასხვაობით გამოწვეულ ადგილობრივ ცირკულაციას ძირითადად ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციური პროცესები და გეოგრაფიული პირობების ურთიერთქმედება განსაზღვრავს. თერმული ცირკულაციის განვითარებისათვის ხელსაყრელ ცირკულაციურ პროცესს წარმოადგენს ბარიული ველის ანტიციკლონური მდგომარეობა, რომლის დროსაც ჰორიზონტული ბარიული გრადიენტი მცირე სიდიდით ხასიათდება, ან შეიძლება სრულიად უგრადიენტო ველთანაც გვქონდეს საქმე. ასეთ პირობებში რადიაციული პროცესების (დღისით ძლიერი იხსოლაცია და ღამით ინტენსიური გამოსხივება) ზეგავლენის შედეგად ყველა მეტეოელემენტი ნორმალურ დღეღამურ მსვლელობას განიცდის.

თერმული ცირკულაცია შეიძლება მხოლოდ მოწმენდილ მზიან ამინდში მიმდინარეობდეს. ციკლონური ან ფრონტალური პროცესების დროს, როდესაც ადგილი აქვს ჰორიზონტული ბარიული გრადიენტის გადიდებას, თერმული ცირკულაცია ძლიერ სუსტდება ან მთლიანად ქრება.

ადგილობრივი ცირკულაცია თითქმის ყველა მთაგორიან ადგილებშია განვითარებული. ყველაზე მეტად გავრცელებულია მთა-ხეობის ქარები; ისინი წარმოადგენენ პერიოდულ ადგილობრივ ქა-

რებს, რომელნიც დღე-ღამის განმავლობაში იცვლიან მიმართულებას: დღის საათებში ქრის ხეობიდან მთისაკენ (ხეობის ქარი), ხოლო ღამის საათებში—მთიდან ხეობის მიმართულებით (მთის ქარი). როგორც ცნობილია, იგი წარმოიშობა მთის ფერდობისა და დაბლობის არათანაბარი გათბობით. დღის საათებში მთის ფერდობის ძლიერი გახურების შედეგად ჰაერის ტემპერატურა იმდენად მატულობს, რომ მისი სიდიდე მნიშვნელოვნად აჭარბებს ვაკისზედა თავისუფალი ატმოსფეროს იმავე სიმაღლის ჰაერის ფენების ტემპერატურას. ეს იწვევს მთის ფერდობის ზედა ნაწილში იზობარული ზედაპირების მაღლა აწევას და ბარიული გრადიენტის (Г) მიმართულებას ფერდობიდან თავისუფალი ატმოსფეროსაკენ (ნახ. 6). ჰაერი იწყებს



ნახ. 6. მთა-ხეობის ქარების წარმოშობის სქემა

მოძრაობას გაშლილი ვაკიდან ზემოთ ხეობის მიმართულებით, ხოლო მაღალ ფენებში — მთიდან ხეობისაკენ; ღამის საათებში საწინააღმდეგო სურათია.

მთა-ხეობის ცირკულაცია მკვეთრადაა გამოსახული ყაზახეთის და შუა აზიის რაიონებში. ნ. ჰელმჰოლცის მონაცემებით, ალმა-ათაში ღამით მთის ქარი უბერავს ზაფხულში 90%, ხოლო ზამთარში—40% სიხშირით; ზაფხულში დღეების 60% დაკავებულია ხეობის ქარებით, ხოლო ზამთარში მისი ალბათობა 25—30%-ს შეადგენს. აქ ხეობის ქარი მოქმედებას იწყებს მზის ამოსკლიდან 2—4 საათის შემდეგ, ხოლო წყდება მზის ჩასვლიდან 1—1,5 საათის შემდეგ. მთისა და ხეობის ქარების ქვედა დინების ფენის სისქე დამოკიდებულია ხეობის სიმაღლეზე: ხეობის ზედა ნაწილში მთისა და ხეობის ქარების ქვედა დინების ფენის სისქე შესაბამისად 200—300 და 400—500

მ-ს აღწევს, ხოლო ქვედა ნაწილში (ალმა-ათა) 350—400 და 700—1000 მ-ს.

საქართველოს თითქმის ყველა კუთხეში შეინიშნება მთა-ხეობის ქარები, მაგრამ ისინი კლიმატური თვალსაზრისით საკმაოდ არ არიან შესწავლილი. როგორც ე. სუხიშვილის გამოკვლევიდან ირკვევა, კავკასიონის შუა და მაღალმთიან ზონებში მთა-ხეობის ქარების მოქმედება შეინიშნება დაახლოებით 3000 მ სიმაღლემდე; უფრო მაღლა, ქარის მიმართულების დღეღამურ პერიოდულობას ადგილი არ ჰქონია და მთელი დღე-ღამის განმავლობაში გაბატონებულია ზოგადი ცირკულაციური დასავლეთის დინებები.

ცხრილი 27

მთა-ხეობის ქარების განმეორების (%-ში) დღეღამური მსვლელობა (ე. სუხიშვილით)

პუნქტი	ქარი	მიმართულება	დაკვირვების დრო (საათი)	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა
ხაიში	მთის	აღმოსავ.	1	87	81	71	82
			19	71	25	5	60
	ხეობის	დასავლ.	13	26	69	83	51
			19	14	46	78	25
გუდაური	მთის	ჩრდილოეთი	1	68	65	67	54
			19	69	46	28	50
	ხეობის	სამხრეთის	13	24	28	67	54
			19	4	12	24	8
ლაგოდეხი	მთის	ჩრდ. და ჩ-ი	1	83	84	91	88
			19	83	82	92	93
	ხეობის	სამხრ. და სამ.-აღ.	13	84	83	83	84
			19	11	13	5	4

საქართველოში, როგორც ეს 27-ე ცხრილიდან ჩანს, გაზაფხულ-ზაფხულში ხეობის ქარები (ხაიშის მონაცემებით) საღამოს 19 საათზეც განაგრძობს მოქმედებას; ეს უნდა აიხსნას ზღვის ბრიზების მოქმედებით, რომელთა მიმართულებაც ემთხვევა ხეობის ქარისას და ურთიერთს აძლიერებს.

აღმოსავლეთ საქართველოს მთიან რაიონებში (გუდაური, ლაგოდეხი), ხეობის ქარები საღამოს ძლიერ სუსტდება და 19 საათისათვის მას მთის ქარები ცვლის.

განსაკუთრებით აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ მთა-ხეობის ქარების მიმართულებას, როგორც ეს 27-ე ცხრილიდანაც ჩანს, განსაზღვრავს ხეობის მიმართულება.

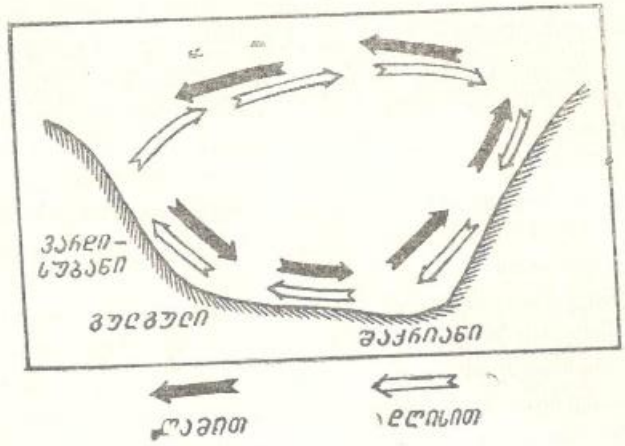
პ. ვორონცოვის მიხედვით, წულუკიძეში, ანასეულსა და ზუგდიდში სექტემბერ-ოქტომბერში დღისით ხეობის ქარის ქვედა დინების (მათ დასავლეთის შემადგენელი მიმართულება აქვთ) ფენის სისქე 0,6—0,7 კმ ყოფილა; ზედა, საწინააღმდეგო დინების სისქე 2,0—2,5-ჯერ აღემატება ქვედასას, რაც გამოწვეულია დასავლეთის ზოგადი ცირკულაციური დინებების არეკვლით კავკასიონის ქედიდან. ღამით მთის ქარი ძლიერდება საერთო ცირკულაციური დინებების მთებიდან არეკვლის შედეგად. ამიტომაა, რომ მთის ქარის ქვედა დინების სისქე ზემოაღნიშნულ პუნქტებზე მნიშვნელოვნად აღემატება ხეობისას.

კარგადაა განვითარებული მთა-ხეობის ქარები მდ. ალაზნის ხეობაშიც. ამ ქარების ზოგიერთი თავისებურება შეისწავლა ე. ბურძენმა და ს. ბარისოვამ; ისინი ეყრდნობოდნენ თელავის რაიონში 1956 წლის მაის-ივნისში ჩატარებულ ბირთვ-პილოტური დაკვირვების მონაცემებს. როგორც გამოირკვა, აქ ხეობის გასწვრივი ნორმალური ცირკულაციის ინტენსივობა შემდეგი სიდიდეებით ხასიათდება: დილით ადრე, ხეობის სათავეების მთის ფერდობებიდან დაშვებული ჰაერის ქვედა დინების ფენის სისქე 1200—1500 მ-ს აღწევს, ხოლო მისი ზედა საწინააღმდეგო დინება მცირე ინტენსივობისაა. დილის 10—11 საათისათვის მთის ქარს ცვლის ხეობის ქარი. ეს უკანასკნელი მოქმედებს მთელი დღის განმავლობაში 1000—1300 მ სიმაღლის ფენაში. ზედაფენებში ანტიხეობის ქარი ხშირად შენიშნული არ ყოფილა, რადგან იგი დამოკიდებულია ზოგადი ცირკულაციური დინებების მიმართულებაზე.

აღნიშნულ ხეობაში ადგილი ჰქონია აგრეთვე ანომალური მთა-ხეობის ქარების რამდენიმე ტიპს. მათ შორის აღსანიშნავია მე-7 ნახაზზე მოცემული განივი ცირკულაციის სქემა. ამ შემთხვევაში დღის საათებში კავკასიონის ქედის ფერდობებიდან ჰაერი მიედინება ხეობისაკენ, გადაკვეთს მას და ადის მოპირდაპირე ციგგომბორის ქედის ფერდობზე. ხეობის ფსკერიდან დაახლოებით 100 მ სიმაღლეზე ადგილი აქვს საწინააღმდეგო მიმართულებას; როგორც ვხედავთ, ცირკულაციის რგოლი იკვრება. ღამის საათებშიც ადგილი აქვს საწინააღმდეგო მიმართულების ცირკულაციის ერთ საერთო

რგოლს. განივი ცირკულაციის მიმართულების შეცვლა ხეობაში დილის 9—10 საათზე, ხოლო საღამოს მზის ჩასვლის შემდეგ ხდება. ქარის სიჩქარე დღისით დაახლოებით 4 მ/წმ-ია, ხოლო ღამით — 2—3 მ/წმ.

განივი ცირკულაციის თავისებურება მდ. ალაზნის ხეობაში ის არის, რომ იგი მიმართულია ფერდობიდან ფერდობისაკენ და დღე-ღამის განმავლობაში ორჯერ იცვლის მიმართულებას. ასეთი ცირკუ-



ნახ. 7. განივი ცირკულაციის ზოგადი სქემა მდ. ალაზნის ხეობაში (ე. ბურმანით).
შასშტაბი: ვერტიკალური 1:200; ჰორიზონტალური 1:2000; 1—დღისით, 2—ღამით.

ლაცია გამოწვეულია კავკასიონისა და ცივგომბორის ქედების ფერდობთა სხვადასხვა ექსპოზიციით მზის მიმართ. როგორც გამოთვლებიდან ირკვევა, დღის პირველ ნახევარში ცივგომბორის ქედის ფერდობები პირდაპირი რადიაციის მეტ რაოდენობას ღებულობს, ხოლო შემდგომ უფრო ნაკლებს, ვიდრე მოპირდაპირე კავკასიონის ფერდობები. დილით წარმოშობილი ცირკულაციის დღის რგოლი ინერციით განაგრძობს მოქმედებას დღის მეორე ნახევარშიც.

ანომალიურ მთა-ხეობათა ქარების თვისებებით ხასიათდება კომპენსაციური ქარი. იგი მთა-ხეობათა ქარების ტიპისაა, მხოლოდ უფრო დიდ ტერიტორიას მოიცავს. პირველად ეს ქარები შუა აზიის პირობებისათვის მ. პევცოვმა შეისწავლა. წლის თბილ პერიოდში, ტაკლა-მაკანის გადახურებული უდაბნოს თავზე ინტენსიური აღმავალი დენების მეშვეობით ჰაერის ზედაფენებში წარმოიშობა

მაღალი წნევის არე, საიდანაც წნევის გრადიენტი მიმართულია სამხრეთით კუენ-ლუნის ქედის იმავე სიმაღლის ჩრდილოეთის ფერდობისაკენ. ამ უკანასკნელისაკენ ქარი ატმოსფეროს მაღალი ფენებიდან ზუსტად ჰორიზონტალურად კი არ ქრის, არამედ უბერავს ცოტათი ზემოდან, ჰორიზონტთან 5—10°-იანი კუთხით. პ. პევცოვის აზრით, ჩრდილოეთის კომპენსაციური ქარი რეგულარულად მოქმედებს 11 საათიდან საღამოს 5 საათამდე და აღნიშნულ ფერდობზე დღის ტემპერატურას 9°-ით ამცირებს. ამ ქარის სიჩქარემ შეიძლება 15 მ/წმ-ს მიაღწიოს.

კომპენსაციური ტიპის ქარები საქართველოს პირობებში სპეციალურად არავის გამოუკვლევია. მ. კორძახიას კომპენსაციურ ქარად მიაჩნია ლიხის ქედის აღმოსავლეთი ფერდობის გასწვრივ, სურამ-ქვიშხეთის მიდამოებში ზაფხულობით ჩრდილო-აღმოსავლეთის ზომიერი სიჩქარის ქარები; როგორც იგი აღნიშნავს, ეს ქარები ქრის თითქმის ყოველ მოწმენდილ დღეს რეგულარულად დაახლოებით 11 საათიდან საღამოს 5 საათამდე. ღამით აქ სიწყნარეა ან ქრის საწინააღმდეგო მიმართულების სუსტი ქარი ბორჯომის ხეობიდან. მ. კორძახიას კომპენსაციური ქარის წარმოშობის მექანიზმი ამ მიდამოებში შემდეგნაირად აქვს წარმოდგენილი: დღის საათებში შიდა ქართლის გაშლილი ველი მნიშვნელოვნად ხურდება და წარმოიშობა ჰაერის აღმავალი დენა, რის გამოც ჰაერის ზედაფენებში ჩნდება ბარიული გრადიენტი მიმართული ქართლის ველიდან ბორჯომის ხეობისაკენ. მას მიაჩნია, რომ ამ ქარების გავლენით სურამში ივლისში საშუალო ტემპერატურა 13 საათზე 1,4°-ით ნაკლებია, ვიდრე გორში.

საქართველოს ტერიტორიაზე მთა-ხეობის ქარების მოქმედების ხანგრძლივობა დამოკიდებულია ზოგადი ცირკულაციური პროცესების განვითარებაზე. იგი შეიძლება რამდენიმე დღეს და ზოგჯერ კვირასაც გაგრძელდეს და წლის თბილ პერიოდში გამოიწვიოს სხვადასხვა სიძლიერის გვალვები.

ისევე, როგორც სანაპირო ბრიზები, რომელნიც, მენდელეევის თქმით, კლიმატის რეგულატორს წარმოადგენენ, მთა-ხეობის ქარებიც, რომელთაც გრილი ჰაერის მასები მოაქვთ და მიწისპირა ჰაერის გადახურებას ამცირებენ, მნიშვნელოვან გავლენას ახდენენ ადგილობრივ კლიმატზე. მართლაც, ვინაიდან ხეობის ქარები ნორმალურად ვითარდება ზაფხულის მოწმენდილ მზიან ამინდში, ამიტომ მათი ხშირი გამეორება უნდა იწვევდეს მოცემული ადგილის მაქსიმალური ტემპერატურების შემცირებას; მას დაბლობიდან ტე-

ნის მნიშვნელოვანი რაოდენობა გადააქვს მთების მიმართულებით, რის გამოც დაბლობ ზონაში ტენიანობა მცირდება.

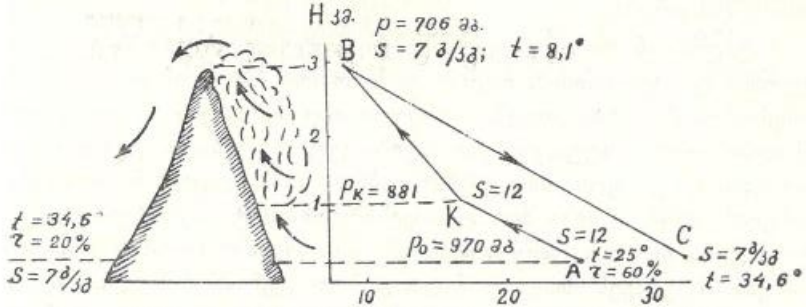
ამგვარად, მთა-ხეობის ქარები წარმოადგენს მთაგორიანი რაიონის კლიმატის ერთ-ერთ დამახასიათებელ თავისებურებას. იგი გავლენას ახდენს ტემპერატურულ, ტენიანობის, ღრუბლების რეჟიმზე და საერთოდ ხეობის ამინდიანობის პირობების განვითარებაზე.

კლიმატური თვალსაზრისით, მნიშვნელოვანი ადგილი ეთმობა ფიონებს. ზოგიერთ მთიან რაიონში მათი დიდი სიხშირე საგრძნობ გავლენას ახდენს ადგილობრივ კლიმატზე.

ფიონი წარმოადგენს რთულ მეტეოროლოგიურ მოვლენას, რომლის წარმოშობისა და განვითარების პირობები (ფსევდოადიაბატური პროცესები) ბევრადაა დამოკიდებული მოცემული რაიონის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ და ატმოსფეროს ცირკულაციურ თავისებურებაზე, რის გამოც აღნიშნული მოვლენა სხვადასხვა ლოკალურ პირობებში შეიძლება ერთმანეთისაგან განსხვავებულ ხასიათს ღებულობდეს. ამ გარემოებამ გამოიწვია სხვადასხვა მთიანი ზონისათვის (ზოგჯერ ერთი და იმავე ზონისათვისაც კი) ფიონური მოვლენების კლასიფიკაციის სიმრავლე. ამჟამად ყველაზე გავრცელებულია ბ. ალისოვის, დ. დროზდოვისა და ე. რუბინშტეინის „კლიმატოლოგიის კურსში“ მოცემული კლასიფიკაცია, სადაც ძირითადად გამოყოფილია ფიონების სამი ტიპი.

1. კ ლ ა ს ი კ უ რ ი ფ ი ო ნ ი. იგი წარმოიშობა იმ შემთხვევაში, როდესაც ჰაერის მასებს თავის გზაზე უხდებათ მაღალი მთების ან ქედების გადალახვა. ამ შემთხვევაში ქარპირა ფერდობზე აღმავალი ჰაერის ტემპერატურა კონდენსაციის დონემდე (K) ეცემა მშრალადიაბატურად (მე-8 ნახაზის AK მონაკვეთი), ხოლო შემდგომ მთის თხემამდე — ტენადიაბატურად (KB); ამ უკანასკნელ მონაკვეთში წარმოიშობა ღრუბლები და ადგილი აქვს გაბმულ ნალექებს (მე-8 ნახაზის მარცხენა ნაწილი). მთის მეორე მხარეს ჰაერის მასები დიდი სისწრაფით ეშვება ძირს, მშრალ ადიაბატურად თბება და ძლიერ შრება (მე-8 ნახაზის მარჯვენა ნაწილის BC მონაკვეთი); აქ მყარდება უღრუბლო მშრალი ამინდი — ძლიერი ქარებით.

მე-8 ნახაზზე მოცემულია მაგალითი, სადაც 3000 მ სიმაღლიდან ($P_0=970$ მბ) ჰაერი იწყებს ფერდობზე მოძრაობას შემდეგ პირობებში: $t=25°$, ხვედრითი ტენიანობა — $S=12$ გ/კგ-ს, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა — $r=60\%$-ს. ეს ჰაერი 1140 მ სიმაღლეზე აღწევს კონდენსაციის დონეს. მთის თხემზე (3000 მ) წნევა მცირდება 706 მბ-მდე, ტემპერატურა ეცემა 8,1°-მდე, ხოლო ტენიანობა — 7 გ/კგ-მდე. მაშასადამე, ყოველი კილოგრამი ჰაერიდან გამოიყოფა 12,0—7,0=5,0 გ წყალი. მთის მეორე მხარეს ჰაერი მშრალადიაბატურად ეშვება ძირს ($\gamma \simeq 1°/100$ მ.), თანდათანობით თბება და როდესაც დაღმავალი დინება მიაღწევს 300 მ სიმაღლეს, მისი ტემპერატურა გაუტოლდება 34,6°-ს ($8,1°+27°.0,98=34,6°$), ხვედრითი ტენიანობა რჩება 7 გ/კგ-ის ტოლი, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა ეცემა 20%-მდე.



ნახ. 8. ფიონების წარმოშობის სქემა (ა. ხრგიანით) მარცხნივ — ფიონების წარმოშობის პირობები, მარჯვნივ — ჰაერის დინებების მდგომარეობის მრუდი: AKB — ფერდობზე აღმავალი ჰაერისათვის და BC — მთის მეორე მხარეს დაღმავალი ჰაერისათვის

2. ა ნ ტ ი ც ი კ ლ ო ნ უ რ ი ფ ი ო ნ ი. იგი წარმოიშობა მაღალი ანტიციკლონიდან ჰაერის დაბლა დაშვებისა და მთის ორივე მხარეს მისი განშტოების შედეგად. პირველი ტიპისაგან განსხვავებით, ეს ფიონები ერთდროულად მოქმედებს მთის ორივე ფერდობზე. ამ შემთხვევაში ქარის სიჩქარე მცირეა.

3. თ ა ვ ი ს უ ფ ა ლ ი ა ტ მ ო ს ფ ე რ ო ს ფ ი ო ნ ი. მისი წარმოშობა დაკავშირებულია ანტიციკლონში კუმშვის ინვერსიასთან ან ციკლონში კატაფრონტალურ[1] მოვლენებთან. დაბლობ ზონამდე აღნიშნული ფიონი ხშირ შემთხვევაში ვერ აღწევს. იმ ადგილებში კი, სადაც ჰაერის ინვერსიული ფენები გადაკვეთს მაღალ მთებს, ადგილი აქვს ჰაერის ტემპერატურის მომატებას და ტენიანობის შემცირებას.

---

[1] კატაფრონტი — ფრონტალურ ზედაპირზე თბილი ჰაერის დაღმავალი მოძრაობის (დაღმასრიალის) ზედაპირი (ფრონტი). ანაფრონტი — იმავე ჰაერის აღმასრიალის ზედაპირი. ორივე ზედაპირს ადგილი აქვს ძირითადად ცივ ფრონტში, იშვიათად თბილში. კატაფრონტი შეინიშნება ცივი ფრონტის ზედა ნაწილში.

ანტიციკლონურ და თავისუფალი ატმოსფეროს ფიონებს ე. ბურმანი მიაკუთვნებს ფიონურ სიტუაციას. წმინდა ფიონებისაგან განსხვავებით ფიონური სიტუაციის დროს ქარის მოქმედება არ შეინიშნება; ძლიერი ქარები კი, როგორც ცნობილია, წარმოადგენს ფიონების ერთ-ერთ მთავარ მორფოლოგიურ ნიშანს. ფიონურ სიტუაციას ფიონებთან აკავშირებს მხოლოდ თერმული და ჰიგრომეტრული რეჟიმის მსგავსება—ტემპერატურის მომატება და ტენიანობის შემცირება.

მაღალმთიან ზონაში, ფიონისებრი სიტუაციის დროს ტემპერატურისა და ტენიანობის რეჟიმი დაბლობთან შედარებით რიგი თავისებურებებით ხასიათდება. პირველი თავისებურება ის არის, რომ აქ აღნიშნული სიტუაცია ვითარდება უფრო დაბალი ტემპერატურის ფონზე; ეს ფონი მით უფრო დაბალია, რაც უფრო მაღლა მდებარეობს პუნქტი; მისი მეორე თავისებურებაა ტემპერატურის სუსტი მატება ფიონის დაწყებისას. ამ შემთხვევაში ფიონის არსებობას განსაზღვრავენ მხოლოდ შეფარდებითი ტენიანობის ძლიერი დაწევით (ცხრ. 28). როგორც 28-ე ცხრილიდან ჩანს, 19 დეკემბერს ღამის პირველი საათიდან დილის შვიდ საათამდე ტენიანობა 82%-ით დაცემულა, ხოლო ტემპერატურამ მხოლოდ 0,3°-ით მოიმატა.

ცხრილი 28

ტემპერატურისა და ტენიანობის ცვლილება ფიონის დროს მ/მ ყაზბეგის მიდამოებში, 1948 წ. (ე. ბურმანით)

	ტენიანობა %-ში				ტემპერატურა გრადუსებში			
	1	7	13	19	1	7	13	19
19/XII	94	12	15	15	—18,2	—17,9	—17.4	—18,6
20/XII	15	11	12	12	—19,7	—19,2	—15,5	—19,3
21/XII	8	7	12	13	—19,7	—19,9	—16,4	—18,6
16/X	65	75	72	50	—12,8	—12,1	—10,8	—11,5
17/X	12	7	17	8	—6,9	—5,3	—0,4	—3,7

შემდგომ დღეებშიც (20 და 21/XII), ტენიანობის დაბალი მაჩვენებლების მიუხედავად (7—15%), ტემპერატურის დაწევას ჰქონია ადგილი. ო. დროზდოვის აზრით, ასეთი „ცივი" ფიონები საერთოდ დამახასიათებელია მაღალმთიანი ზონისათვის. მაგრამ არის შემთხვევები, როდესაც იმავე ზონაში შედარებით კარგადაა გამოსახული ფიონების ტემპერატურული ეფექტი. ეს კარგად ჩანს 28-ე ცხრილის ბოლო ორი სტრიქონიდან; როგორც ვხედავთ, 17 ოქტომბერს ფიონურმა სიტუაციამ წინა დღესთან შედარებით (16/X) გამოიწვია

ტენიანობის მნიშვნელოვნად შემცირება (7—17%-მდე), ხოლო ტემპერატურამ მოიმატა 5—6°-ით.

ა. ვეკუამ და ე. ბურმანმა მდ. არაგვის აუზისათვის ხუთწლიანი დაკვირვებებიდან გამოითვალეს დღეთა რიცხვი ფიონებით და ფიონური სიტუაციით. ფიონურობას კრიტერიუმად დაუდეს მხოლოდ შეფარდებითი ტენიანობის მნიშვნელობა, რომელიც დაკვირვების ორ ვადაში მაინც ნაკლები იქნებოდა 30%-ზე; ზემოაღნიშნული მიზეზების გამო, ტემპერატურის ცვლილება არ იქნა გათვალისწინებული. როგორც 29-ე ცხრილიდან ჩანს, ფიონური დღეები ყველაზე მეტი მაღალმთიან ყაზბეგს გააჩნია (52,4 დღე), ხოლო ქვედა

ცხრილი 29

დღეთა რიცხვი ფიონებით

პუნქტი	სიმაღლე მ-ებით	წლიური ჯამი
ყაზბეგი მ/მ	5657	52,4
გუდაური	2194	10,0
კობი	1902	5,6
ყაზბეგი ქვედა	1754	8,8
ფასანაური	1070	3,8
დუშეთი	922	10,0

პუნქტებზე იგი მნიშვნელოვნად მცირდება (5—10). სიმაღლის მიხედვით ფიონური სიტუაციის ასეთი დიდი ცვლილება ძირითადად გამოწვეულია ანტიციკლონებში ინვერსიული ფენის დაბლა დაწევასთან (ცუმშვის ინვერსია); ეს კი იწვევს ტემპერატურის მშრალადიაბატურად მომატებას და ტენიანობის მნიშვნელოვნად შემცირებას. ინვერსიული ზედაპირი ხშირ შემთხვევებში გადაკვეთს მაღალმთიან ზონას და იშვიათად აღწევს უფრო დაბლა განლაგებულ პუნქტებამდე. როგორც ირკვევა, მაღალმთიან ყაზბეგზე ყველა ფიონური მოვლენის 77% გამოწვეული ყოფილა ატმოსფეროს ანტიციკლონური სიტუაციით.

საქართველოს ტერიტორიაზე ფიონური მოვლენები თითქმის ყველგან გვხვდება, მაგრამ მათი წარმოშობისა და განვითარების პირობები აგრეთვე მეტეოროლოგიურ ელემენტებზე ზეგავლენის ეფექტურობა ცალკეულ ადგილებში სხვადასხვაა. ყველაზე მკაფიოდ გამოხატული ფიონური ეფექტი მჟღავნდება დასავლეთ საქართველოში. ფიონური ქარების წარმოშობა აქ გაპირობებულია ოროგრაფიული და ატმოსფეროს რთული ცირკულაციური პროცესების ურ-

თიერთქმედებით. აღმოსავლეთის ფიონური ქარების ჩასახვა ხდება პოლარული, ციმბირისა და აზორის ანტიციკლონური ცენტრების ზემოქმედებით. აღნიშნული ცენტრები განაპირობებენ აღმოსავლეთის მხრიდან სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასების ინტენსიურ დინებებს მდ. მტკვრის ხეობაში. თუ ჰაერის მასა შედარებით ტენიანია, მაშინ ლიხის ქედის აღმოსავლეთ ფერდობზე იგი აღწევს კონდენსაციის დონეს და იწვევს მოღრუბლულობის გაზრდას და ნალექების მოსვლას (ნახ. 8). კონდენსაციის შედეგად გამოყოფილი ფარული სითბო, რომელიც იმავე ჰაერის გათბობაზე იხარჯება, მ. ბენაშვილის გამოთვლით, 1—2°-ს შეადგენს. მაგრამ ხშირია შემთხვევები, როდესაც აღმოსავლეთიდან შემოჭრილი ჰაერის მასა თბილი და მშრალია და კონდენსაციის დონეც ლიხის ქედზე (1000—1500 მ) უფრო მაღლა მდებარეობს. ორივე შემთხვევაში, ლიხის ქედის გადალახვის შემდეგ დაღმავალი ჰაერის მასები ადიაბატურად თბება (1°/100 მ სიმაღლეზე) და ტენიანობის დეფიციტი მნიშვნელოვნად მატულობს. პირველი პროცესი თუ შედარებით ფსევდოადიაბატურ კანონზომიერებას ემორჩილება და, მაშასადამე, კლასიკური ფიონების ხასიათს ატარებს, მეორეზე ამას ვერ ვიტყვით, იგი უფრო ფიონური ხასიათის ქარებს მიეკუთვნება.

დასავლეთ საქართველოს სხვადასხვა პუნქტებისათვის ჯერ კიდევ საბოლოოდ არ არის დადგენილი განმეორება და დღეთა რიცხვი ფიონური პროცესებით; ეს იმითაა გამოწვეული, რომ ცალკეული მკვლევარი ფიონური პროცესების გამოყოფას მეტეოროლოგიური ელემენტების რაოდენობრივი ცვლილების სხვადასხვა კრიტერიუმს უდებს საფუძვლად. ეს კარგად ჩანს 30-ე ცხრილიდან, სადაც მოცემულია სხვადასხვა მკვლევრის მიერ ქუთაისისათვის გამოთვლილი დღეთა რიცხვი ფიონური მოვლენებით.

ცხრილი 30

დღეთა რიცხვი ფიონური პროცესებით ქ. ქუთაისში

ავტორი	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა	წლიური ჯამი
ი. ფიგუროვსკი	38	36	13	37	114
ა. დემეტრაშვილი	18	26	14	15	73
მ. ბენაშვილი	21	22	4	18	65

დასავლეთ საქართველოში ფიონური პროცესები მთელი წლის განმავლობაშია განვითარებული (ზაფხულობით ისინი იშვიათად ქრიან). შავი ზღვის სანაპიროსკენ ფიონიან დღეთა რიცხვი თანდათანობით მცირდება (10—20 დღემდე წელიწადში). ფიონების მოქმედებით ჰაერის ტემპერატურამ რამდენიმე საათში შეიძლება 10—20°-ით მოიმატოს, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა 5—10%-მდე დაეცეს. ქარის სიჩქარე მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს და ზოგჯერ შტორმულ ხასიათსაც ღებულობს. უმეტესად ფიონური პროცესები მიმდინარეობს 1—2 დღის განმავლობაში, მაგრამ არის შემთხვევები, როდესაც იგი 5 და ზოგჯერ 10 დღეს ზედიზედ მოქმედებს.

ფიონების ხშირი განმეორება გარკვეულ გავლენას ახდენს კოლხეთის დაბლობის ტემპერატურისა და ტენიანობის წლიურ რეჟიმზე. ცალკეულ რაიონებში, მისი მოქმედების შედეგად, წლის ცივი პერიოდის საშუალო თვიური ტემპერატურა 2—4°-ით მატულობს, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა 10—20%-ით მცირდება. ამ უკანასკნელს ამავე მიზეზებით მუსონური წლიური მსვლელობა გააჩნია—მინიმუმი ზამთარშია, მაქსიმუმი კი — ზაფხულში.

ფიონების განვითარების კლასიკურ მხარედ ალპებს თვლიან; ამ პროცესების საფუძვლიანი შესწავლა პირველად აქ მოხდა. ყველაზე ფიონურ ადგილად ინსბრუკი (ავსტრია) ითვლება (საშუალოდ ფიონები 80 დღეს ქრის), მაგრამ იგი არანაკლები ინტენსივობით მოქმედებს ევროპის ზოგიერთი სახელმწიფოს ტერიტორიაზეც (როგორც ალპებისა და პირინეის ფერდობებზე, ისე ბალკანეთის მთებისა და კარპატების ფერდობებზე).

დიდია ფიონების როლი კორდილიერების აღმოსავლეთ და დასავლეთ ფერდობების კლიმატის ფორმირებაში (ჩინუკი); ზამთრის პერიოდში ფიონები ტემპერატურის მკვეთრ რყევადობას იწვევს, ხოლო ზაფხულში განაპირობებს მნიშვნელოვან სიმშრალეს.

ფიონური მოვლენები მნიშვნელოვანი განმეორებით ხასიათდება ყირიმის მთების ჩრდილოეთ და სამხრეთ ფერდობებზე.

შუა აზიის მთებში ფიონების წარმოშობა დაკავშირებულია სამხრეთის ციკლონებთან ან ჰაერის მასების დასავლეთიდან შემოჭრასთან. ტაშკენტში ფიონები საშუალოდ 49 დღეს მოქმედებს. ს. ჩანიშევას მონაცემებით, ახანგარანის ხეობაში (უზბეკეთი) ფიონური ქარების მოქმედების შედეგად ტემპერატურის 5,1-დან 10°-მდე ცვლილების განმეორება 36—41%-ს შეადგენს, ხოლო 10°-სა და უფრო მეტისა — 12—22%-ს.

§ 4. რელიეფის გავლენა ჰაერის ტენიანობაზე, ნალექებსა და თოვლის საბურველზე

წყლის ორთქლის შემცველობა ატმოსფეროში და მისი დღეღამური და წლიური რეჟიმი ძირითადად დაკავშირებულია მოცემული ადგილის ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებთან, წლის სეზონთან, ატმოსფეროს ცირკულაციურ თავისებურებებსა და ნიადაგის ზედაპირის ტენიანობასთან. ჰაერის ტენიანობის თითქმის უმეტეს მახასიათებელზე (განსაკუთრებით აბსოლუტური და შეფარდებითი ტენიანობა) მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს რელიეფის თავისებურება, განსაკუთრებით კი ადგილის სიმაღლე.

როგორც ცნობილია, როცა სიმაღლე იზრდება აბსოლუტური ტენიანობა მცირდება ტემპერატურასთან ერთად. ერთ და იმავე სიმაღლეზე მთის ტენიანობა საშუალოდ 10%-ით აღემატება თავისუფალი ატმოსფეროს ტენიანობას.

აბსოლუტური ტენიანობის დღეღამური მსვლელობა მთებში ზღვის სანაპიროს მსგავსად ტემპერატურის პარალელურია: მაქსიმუმი შუადღის შემდგომ საათებშია, მინიმუმი — მზის ამოსვლამდე.

ზაფხულში ზღვის სანაპირო მთები ზღვის ბრიზებისა და ხეობათა ქარების მეშვეობით ტენის საგრძნობ რაოდენობას ღებულობს. ეს კარგად ჩანს გაგრისა და გაგრის ქედის მონაცემებიდან (ცხრ. 31). 6-დან 15 საათამდე გაგრაში და გავრის ქედზე ტემპერატურა გაიზარდა 4,7 და 2,5°-ით, ხოლო აბსოლუტური ტენის ნამატმა შესაბამისად შეადგინა 1,8 და 2,5 მბ-ი.

ცხრილი 31

აბსოლუტური ტენიანობის დღეღამური მსვლელობა 1966 წლის ივნისში (მბ.-ში)

პუნქტი	სიმაღლე მ-ებით	დაკვირვების დრო (საათი)							
		21	0	3	6	9	12	15	18
გაგრა	7	18,4	17,9	17,3	17,0	17,5	18,1	18,8	18,8
გაგრის ქედი	1644	11,1	10,9	10,3	10,3	11,3	12,3	12.7	12,1
ქუთაისი	114	17,7	17,2	16,6	16,5	17,0	16,8	16,5	17,0
ბახმარო	1926	8,7	8.3	8,1	8,0	8,4	9,5	10.0	9,2
ეფრემოვკა	2112	9,8	9,4	9,1	9,4	9,1	9,2	9,5	9,6

დაბლობში და მაღალ ზეგნებზე ადგილი აქვს ორ მაქსიმუმს და ორ მინიმუმს. მაქსიმუმია დილის 8—9 საათზე და 20—21 საათზე, მინიმუმი — მზის ამოსვლამდე და 14—15 საათზე (ქუთაისი, ეფრემოვკა). დღის მინიმუმის გამომწვევია ინტენსიური კონვექციური პროცესები, რომელთა დროსაც ჰაერის მიწისპირა ფენებიდან ვერტიკალური დენებით ორთქლის მნიშვნელოვანი რაოდენობა გადაიტანება მაღალ ფენებში. საღამოს საათებში კონვექციური პროცესები წყდება, მაგრამ ინტენსიური აორთქლების შედეგად მიწისპირა ჰაერი ორთქლის საკმაო რაოდენობას ღებულობს და განაპირობებს 20—21 საათზე ტენის მაქსიმალურ მნიშვნელობას. ეფრემოვკაში, რომელიც ჯავახეთის ზეგანზე მდებარეობს, ორი მაქსიმუმი და ორი მინიმუმი ისე მკვეთრად არ არის გამოსახული, როგორც მსოფლიოს რომელიმე მაღალ ზეგანზე, რადგან კონვექციური პროცესების ზეგავლენით დღისა და საღამოს საათებში აბსოლუტური ტენიანობის მნიშვნელობებს ზრდის ტენდენცია თითქმის არ გააჩნია; 12 და 15 საათზე, დაკვირვების სხვა ვადებთან შედარებით იგი 0,3—0,6 მბ-ით ნაკლები სიდიდისა რჩება.

შეფარდებითი ტენიანობა შედარებით მეტ მგრძნობიარობას იჩენს სიმაღლის, რელიეფის ფორმის, ექსპოზიციისა და სხვათა მიმართ.

ცხრილი 32

შეფარდებითი ტენიანობის დღეღამური მსვლელობა (%-ში) (ივლისი)

პუნქტი	სიმაღლე (მ-ებით)	დაკვირვების დრო (საათი)												ნალექები მმ
		1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	
ფასანაური	1670	86	88	87	84	63	53	53	55	61	69	78	83	71
გუდაური	2194	79	79	78	76	75	75	71	70	72	78	80	80	76
ყაზბეგი მ/მ	3657	68	66	62	62	67	70	74	76	78	77	74	71	70
გაგრა	7	88	88	88	78	75	73	72	72	74	79	84	87	80
გაგრის ქედი	1644	78	77	76	75	78	84	85	84	80	79	78	78	79

ზაფხულის დღის საათებში ხეობის ქარების მოქმედებით სიმაღლის მიხედვით შეფარდებითი ტენიანობა მატულობს; მაგალითად, გუდაურში იგი 15—20%-ით აღემატება ფასანაურისას, ხოლო ყაზბეგზე ტენიანობის ნამატი გუდაურთან შედარებით 3—6%-ს შეადგენს. ანალოგიური მდგომარეობაა გაგრასა და გაგრის ქედს შორისაც (ცხრ. 32).

ცნობილია, რომ დაბლობ და საშუალო სიმაღლის მთიან ზონაში შეფარდებითი ტენიანობის დღეღამური მსვლელობა ჰაერის ტემპერატურის საწინააღმდეგოა: მინიმუმია შუადღის საათებში, მაქსიმუმია ღამით და დილით ადრე. აღმოსავლეთ საქართველოში,

დაახლოებით 2200 — 2400 მ სიმაღლიდან, ხოლო დასავლეთში 1300—1500 მეტრიდან ზემოაღნიშნული კანონზომიერება ირღვევა და ტენიანობას შებრუნებული მსვლელობა ახასიათებს: დღისით და საღამოს საათებში იგი მაქსიმალური მნიშვნელობით ხასიათდება, ღამით და დილით ადრე—მინიმალურით.

ზამთრის თვეებში შეფარდებითი ტენიანობის დღეღამური მსვლელობის შებრუნება არც ერთ სიმაღლეზე არ ხდება, მაგრამ დღეღამური ამპლიტუდები სიმაღლის მიხედვით მნიშვნელოვნად მცირდება (3—8%-მდე).

ანალოგიურ მდგომარეობას აქვს ადგილი აგრეთვე სხვა მთიან სისტემებშიც. მაგალითად, ალპებში ტენიანობის დღეღამური მსვლელობის შებრუნება დაახლოებით 2000 მ სიმაღლიდან ხდება, ყირიმის მთებში — 1500 მეტრიდან და ა. შ.

მთიან ზონაში ტენიანობას მკვეთრად გამოსახული წლიური მსვლელობა გააჩნია. ისევე როგორც დაბლობში, აქაც აბსოლუტური ტენიანობის მაქსიმუმი ზაფხულშია (ივლისი — აგვისტო), ხოლო მინიმუმი — ზამთარში (იანვარი). სიმაღლის ზრდასთან ერთად მნიშვნელოვნად მცირდება აბსოლუტური ტენიანობის წლიური ამპლიტუდა. ტენიანობის წლიური ამპლიტუდა ზღვის დონესთან შედარებით ნახევრდება 2200—2500 მ სიმაღლეზე, ხოლო უფრო მაღლა იგი ინტენსიურად კლებულობს.

ჩვეულებრივ გამოყოფენ შეფარდებითი ტენიანობის წლიური მსვლელობის ზღვიურ და კონტინენტურ ტიპს. ზღვიური ტიპი ხასიათდება ზაფხულის მაქსიმუმით და ზამთრის მინიმუმით, ხოლო კონტინენტური — ზამთრის მაქსიმუმით და ზაფხულის მინიმუმით. საქართველოს მთიანი რელიეფის პირობებში აღნიშნული ტიპები კარგადაა გამოხატული, მაგრამ ზოგჯერ ისინი რელიეფის ზეგავლენით სხვადასხვა სახეცვლილებასაც განიცდიან (ცხრ. 33). დასავლეთ საქართველოში დაბლობიდან მაღალმთიან ზონამდე შეფარდებითი ტენიანობის წლიური მსვლელობა ზღვიური ტიპისაა, ე. ი. მუსონურ ხასიათს ატარებს. დაახლოებით 2000 მ სიმაღლემდე ზაფხულის მაქსიმუმსა და ზამთრის მინიმუმს შორის შედარებით მკვეთრი განსხვავებაა, ხოლო უფრო მაღლა (მამისონის გადასას.) ზაფხულისა და გაზაფხულის მნიშვნელობები თითქმის თანაბრდება, ხოლო მინიმუმი ზამთრიდან შემოდგომისაკენ ინაცვლებს.

საქართველოს ამ ნაწილში რელიეფის უარყოფითი ფორმა — ღრმა ხეობები, ქვაბულები და განსაკუთრებით უტყეო ზეგნები, მთლიანად ცვლის შეფარდებითი ტენიანობის წლიური მსვლელობის ზემოაღნიშნულ სურათს. ზამთრის განმავლობაში აქ ტემპერატურის ხშირი ინვერსიული განაწილება (სიმაღლის მიხედვით ტემპერატურის მატება) იწვევს ძირისაირა ჰაერის ფენებში შეფარდებითი ტენიანობის გაზრდას; ზაფხულში კი მაღალი ტემპერატურები ამცირებს მათ მნიშვნელობებს. როგორც ვხედავთ, რელიეფის უარყოფითი ფორმები განაპირობებს ტენიანობის წლიური მსვლელობის კონტინენტურ ტიპს. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს მესტიის (ცხრ. 33), შოვის (1507 მ), ხაიშის (730 მ), ავადხარას (1600 მ) და სხვათა მონაცემები.

ცხრილი 33

შეფარდებითი ტენიანობის სეზონური განაწილება (%-ში)

პუნქტი	სიმაღლე	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა
ქუთაისი	114	67	68	74	70
საირმე	910	77	78	83	81
ბახმარო	1926	72	70	78	73
ლებარდე	1610	74	75	79	75
კორულდაში	1943	68	71	74	72
მამისონის გადასას.	2854	80	82	81	77
თბილისი	404	73	64	58	71
ფასანაური	1070	76	72	73	77
ჯვრის გადასას.	2395	78	82	83	82
ყაზბეგი მ/მ	3657	65	69	70	63
ეფრემოვკა	2112	85	79	75	77
მესტია	1441	79	75	70	78
აბასთუმანი	1265	82	74	73	76

შეფარდებითი ტენიანობის წლიური მსვლელობის კონტინენტური ტიპი გაბატონებულია აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობ ადგილებში და ჯავახეთის ზეგანზე (ეფრემოვკა). აღმოსავლეთ კავკასიონის სამხრეთ და სამხრეთ მთიანეთის ჩრდილოეთ ფერდობებზე იგი გავრცელებას პოულობს 900—1100 მ სიმაღლემდე. აღნიშნული სიმაღლის ზემოთ, შეფარდებითი ტენიანობის წლიური მსვლელობა, ინტენსიური კონვექციური პროცესების (აღმავალი დინებები) შედეგად, შებრუნებას განიცდის — გაზაფხულისა და ზაფხულის ტენიანობის მნიშვნელობები თანდათანობით თანაბრდება და მატულობს და მაქსიმუმებიც აღნიშნულ სეზონებზე გადაინაცვლებს (ფასანაური, ჯვრის გადასასვლელი, მამისონის გადასასვლელი, ყაზბეგი მ/მ და სხვ.).

შავი ზღვის სანაპირო რაიონებში, დაახლოებით სამტრედიამდე 13 საათისათვის საშუალო შეფარდებითი ტენიანობის მაქსიმუმს ადგილი აქვს ზაფხულში (65—75%), ხოლო მინიმუმს — ზამთარში (60—70%). ზღვიდან დაშორებულ რაიონებსა და აღმოსავლეთ საქართველოში, დაახლოებით 1600—1900 მ სიმაღლემდე (ჯავახეთის ზეგნის ჩათვლით) შეფარდებითი ტენიანობა უმცირესია ზაფხულის თვეებში (39—52%), უდიდესია ზამთარში (60—70%). უფრო მეტ სიმაღლეებზე (ქვაბულებისა და ღრმა ხეობების გამოკლებით, სადაც 13 საათზე წლიური მსვლელობა კონტინენტური ტიპისაა) 13 საათისათვის შეფარდებითი ტენიანობის წლიური მსვლელობა ზღვიური ტიპისაა—მაქსიმუმით ზაფხულში და მინიმუმით ზამთარში.

ტენიანობის პირობებთან მნიშვნელოვნადაა დაკავშირებული მთაგორიან მხარეში მოღრუბლულობისა და ნალექების რეჟიმი. ღრუბლების წარმოშობასა და მისი რეჟიმის მრავალფეროვნებას ძირითადად განსაზღვრავს ადგილის სიმაღლე, რელიეფის ფორმათა სხვადასხვაობა და მთის ფერდობის ორიენტაცია (ექსპოზიცია) ტენიანი ჰაერის გაბატონებული დინებების მიმართ.

ადგილის სიმაღლე გარკვეულ გავლენას ახდენს ღრუბელთა წარმოშობის სიმაღლეზე და მათ სიმძლავრეზე (სისქეზე). როგორც ო. დროზდოვი აღნიშნავს, დასავლეთ საქართველოს დაბლობ და წინა მთების ზონაში და ზემო სვანეთის მიდამოებში — 1500—2000 მ სიმაღლეზე, ადგილობრივი (კონვექციური) წარმოშობის გროვა ღრუბლების სიმაღლე ერთი და იგივეა და დაახლოებით 800 მ შეადგენს. როგორც ჩანს, სიმაღლის მატებასთან ერთად იზრდება ადგილობრივი ღრუბლების წარმოშობის დონეც. ამასთან ჰაერის მცირე ტენშემცველობისა და დაბალი ტემპერატურების გამო, მაღალმთიანი ზონის სხვადასხვა ფორმის ღრუბლების ფენის სისქე დაბლობთან შედარებით მცირეა და, ნაკლები სიმძლავრის გამო (მთლიანი მოღრუბლულობის დროს), მზის რადიაციის მეტი გამტარუნარიანობით ხასიათდება. ამას ადასტურებს თბილისისა და მაღალმთიანი უაზბეგის (3657 მ) აქტინომეტრული დაკვირვებები. როგორც გამოთვლებიდან ირკვევა, უაზბეგის მიდამოები სრული მოღრუბლულობის დროს საშუალოდ წლიურად მზიდან ღებულობს მოწმენდილი ამინდის პირობებში მიღებული მთლიანი (ჯამადი) რადიაციის 46%-ს, თბილისის მიდამოები კი — 31%-ს.

ატმოსფეროს ზოგადცირკულაციური პროცესები (ფრონტალური ღრუბლები) მნიშვნელოვნად ართულებს მოღრუბლულობის დღეღამურ და წლიურ მსვლელობას და საერთოდ მისი განაწილების რიგ კანონზომიერებას.

სხვადასხვა მთათა სისტემისათვის მოღრუბლულობის რაოდენობის ვერტიკალურ განაწილებაში გარკვეული კანონზომიერების დადგენა გაძნელებულია მისი რთული ბუნების გამო (იგი მრავალ ფაქტორზეა დამოკიდებული). ეს განსაკუთრებით ეხება სიმაღლის მიხედვით მოღრუბლულობის მატებას და მისი მაქსიმალური მნიშვნელობების გავრცელების სიმაღლეს. როგორც 34-ე ცხრილიდან

ცხრილი 34

საშუალო საერთო მოღრუბლულობის წლიური მსვლელობა

%-ში (ალპების მონაცემები აღებულია ლ. ბერგის მიხედვით)

მთათა სისტემა	პუნქტი	სიმაღლე მ-ით	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა	წლიური საშუალო
კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი	თბილისი	404	67	69	52	59	62
	გუდაური		59	72	68	62	65
	ჯვრის გად.	2395	59	74	71	64	67
	უაზბეგი მ/მ	3657	50	64	61	48	56
აჭარა იმერეთის ქედი	ქობულეთი	4	68	70	61	58	64
	დაბლაციხე	221	72	74	71	62	70
	ხაბეღლავი	575	65	66	68	59	65
	ბახმარო	1926	65	64	59	53	60
ალპები	შვეიცარიის დაბლობი	420	73	58	52	62	61
	ზონბლიკი	3106	51	71	73	60	65

ჩანს, ალპებში საშუალო წლიური მოღრუბლულობა სიმაღლის მიხედვით კანონზომიერად მატულობს, მაგრამ მაქსიმალური მოღრუბლულობის სიმაღლე გაურკვეველია. ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე, როგორც ამას მ. კორძახიაც აღნიშნავს, მოღრუბლულობა 2000—2500 მ სიმაღლემდე მატულობს, ხოლო შემდეგ თანდათანობით მცირდება (თბილისი — 64%, ჯვრის გადასას. —67%, მაღალმთიანი უაზბეგი — 56%). მსგავსი მდგომარეობაა დასავლეთ კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზეც, მაგრამ ტენიანობის მნიშვნელოვნად მომატების გამო აქ კონდენსაციის დონე დაბლა იწევს და მაქსიმალური მოღრუბლულობის სიმაღლეც მცირდება 1000—1700 მეტრამდე. ეს კარგად ჩანს როგორც 34-ე, ასევე 35-ე ცხრილიდანაც, სადაც მოცემულია მოწმენდილ (0-დან 2 ბალამდე) და მოღრუბლულ (8-დან 10-მდე) დღეთა რიცხვები. ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზე მოღრუბლულ დღეთა წლიური ჯამი 122-დან (თბილისი) მატულობს 151-მდე (ჯვრის გადასას.), ხო-

ლო ყაზბეგზე იგი 94-ს შეადგენს; ანასეულში მოღრუბლულ დღეთა რიცხვი 167-ია, ბახმაროზე — 127.

დასავლეთ კავკასიონის და აჭარა-იმერეთის ქედის დასავლეთ ფერდობზე მოღრუბლულობა მატულობს მხოლოდ 200—300 მ სიმაღლემდე, რომლის შემდეგ იგი თანდათანობით მცირდება (ცხრ. 35).

ზომიერი განედების მაღალმთიან ზონაში მოღრუბლულობის წლიური და დღეღამური მსვლელობა დაბლობი ზონის საწინააღმდეგოა; მაქსიმუმი ზაფხულშია, მინიმუმი კი — ზამთარში (34-ე ცხრილში იხ. ალპების მონაცემები). ზაფხულის მაქსიმუმი გამოწვეულია ინტენსიური კონვექციური პროცესებით (ჰაერის აღმავალი დენები) და ხეობის ქარებით, რომელთაც ტენის დიდი რაოდენობა გადააქვთ დაბლობიდან მაღლა. ზამთრის მინიმუმი კი გაპირობებულია იმით, რომ ამ პერიოდში ჰაერის დაბალი ტემპერატურების გამო კონდენსაციის დონე უფრო დაბლაა დაწეული, რის გამოც მაღალმთიანი პუნქტები ზემოდან გადმოჰყურებენ ღრუბლებს. აღნიშნული კანონზომიერება საქართველოს პირობებისათ-

ცხრილი 35

მოწმენდილ (მოღრუბლულობა 0-დან 2 ბალამდე) **და მოღრუბლულ** (9—10) **დღეთა რიცხვი** (საერთო მოღრუბლულობით)

პუნქტი	მოღრუბლულობა	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა	წლიური ჯამი
თბილისი	0—2	8	6	17	14	45
	8—10	36	38	20	28	122
გუდაური	0—2	16	7	6	12	41
	8—10	30	43	34	33	140
ჯვრის გადასასვლ.	0—2	15	4	4	11	34
	8—10	30	45	41	35	151
ყაზბეგი მ/მ	0—2	19	10	8	22	59
	8—10	20	32	25	17	94
ანასეული	0—2	9	8	9	15	41
	8—10	43	47	42	35	167
ბახმარო	0—2	13	11	15	23	62
	8—10	38	34	29	26	127

ვის ნაწილობრივ იღუეება ზოგადცირკულაციური პროცესების ზეგავლენით: დაბლობში მოღრუბლულობის მაქსიმუმი ზამთრის დასასრულს (თებერვალი) და გაზაფხულის დასაწყისშია (მარტი), მი-

ნიმუმი კი ზაფხულის დასასრულს (აგვისტო) და სექტემბერ-ოქტომბერში. მაღალმთიან პუნქტებზე მაქსიმუმი გადაწეულია მაისის თვეზე. როგორც ჩანს (ცხრ. 35), ორივე ზონა უმეტესად ხასიათდება გაზაფხულის და ზოგიერთ შემთხვევაში ზამთრის მაქსიმუმით, ხოლო მთავარი მინიმუმი შემოდგომაზეა ან შესაძლებელია ზოგიერთ პუნქტზე ზაფხულს დაემთხვეს.

როგორც აღვნიშნეთ, წლის ცივ პერიოდში მაღალმთიანი ზონა უმეტეს შემთხვევაში კონდენსაციის დონეზე მაღლა იმყოფება, რის გამოც აქ მოწმენდილ (მოღრუბლულობა 0—2) დღეთა რაოდენობა დაბლობთან შედარებით მნიშვნელოვნად მატულობს (ცხრ. 35). თბილისში ზამთრის განმავლობაში მოწმენდილია 8, ყაზბეგზე კი 19 დღე; ზაფხულში საწინააღმდეგო სურათია — თბილისში მოწმენდილია 17 დღე, ჯვრის გადასას. და მ/მ ყაზბეგზე შესაბამისად— 4 და 6 დღე. დასავლეთ საქართველოში მოწმენდილ დღეთა რიცხვი სიმაღლით, მართალია, მატულობს (ანასეული 41, ბახმარო 62 დღე), მაგრამ წლიურ მსვლელობაში მკვეთრ განსხვავებას ადგილი არ აქვს. ეს გამოწვეულია დიდი ტენიანობით და კონდენსაციის დონის დაბლა დაწევით, რომელიც წლის თითქმის ყველა სეზონში განაპირობებს ქვედა იარუსის ღრუბლების სიჭარბეს ზედა იარუსთან შედარებით. აღმოსავლეთ საქართველოში, როგორც ი. ცუცქირიძე აღნიშნავს, წლის თბილ პერიოდში მცირე ტენიანობისა და კონდენსაციის დონის მაღლა აწევის გამო, ზედა იარუსის ღრუბლებს დომინირებული მდგომარეობა უკავია.

მოღრუბლულობის დღეღამური მსვლელობა მკვეთრადაა გამოხატული ზაფხულის პერიოდში. დაბლობში, ქვაბულებში და მაღალ ზეგნებზე ზაფხულის პერიოდში მოღრუბლულობა უმცირესია დღის საათებში (13 საათზე), ხოლო მაღალი მთების ფერდობებსა და თხემებზე იმავე საათებში ადგილი აქვს მაქსიმალურ მოღრუბლულობას. როგორც 36-ე ცხრილიდან ჩანს, 13 საათზე თბილისში, ქობულეთსა და ახალქალაქში არის მოღრუბლულ (8—10) დღეთა ალბათობის მინიმუმი (29, 45, 24%), ხოლო გუდაურში, ყაზბეგზე და ბახმაროზე — მაქსიმუმი (64,71 და 66%). მოწმენდილი ამინდის (0—2) ალბათობას საწინააღმდეგო მსვლელობა გააჩნია.

ზამთრის პერიოდში მოწმენდილ დღეთა მნიშვნელოვანი რაოდენობა მაღალმთიან ზონაში განაპირობებს მზის ნათების ხანგრძლივობის ზრდას და მოკლეტალღიანი ულტრაიისფერი სხივების ინტენსივობის გადიდებას. აღნიშნულ პერიოდში სიმაღლის მიხედვით მზის ნათების ხანგრძლივობა მატულობს; მაგალითად, თბილისში იგი 307 საათს შეადგენს, გუდაურში — 411 და ყაზბეგზე — 433-ს.

გარდა მზის ინტენსიური ინსოლაციისა, ეს სეზონი გამოირჩევა მეტი სიმშრალით, თოვლის სიუხვით და ატმოსფეროს სიმშვიდით. ყველაფერი ეს ხელს უწყობს მაღალმთიანი ზონის კლიმატურ კურორტებად გადაქცევას და მათ ჩაყენებას ადამიანის ჯანმრთელობის სამსახურში.

ცხრილი 36

მოწმენდილ (0—2) **და მოღრუბლულ** (8—10) **დღეთა ალბათობის** (%-ში) **დღეღამური მსვლელობა** (ივლისი)

პუნქტი	მოღრუბლულობა	საათი			
		1	7	13	19
თბილისი	0-დან 2-მდე	39	32	39	35
	8—10	42	45	29	39
გუდაური	0—2	23	29	8	16
	8—10	57	51	64	58
ყაზბეგი მ/მ	0—2	42	41	8	21
	8—10	37	37	71	52
ქობულეთი	0—2	52	26	52	19
	8—10	55	58	45	65
ბახმარო	0—2	39	42	16	24
	8—12	49	43	66	62
ახალქალაქი	0—2	48	35	24	33
	8—10	30	44	28	37

ადგილის სიმაღლე, რელიეფის ფორმა და მთის ფერდობის ექსპოზიცია განსაკუთრებით გავლენას ახდენს ნისლის წარმოშობასა და განვითარებაზე. ღრუბლების მსგავსად ნისლი წარმოადგენს წყლის ორთქლის კონდენსაციისა და სუბლიმაციის პროდუქტს; მათ შორის განსხვავება ის არის, რომ ნისლი წარმოიშობა მიწისპირა ჰაერის ფენებში, ხოლო ღრუბლები — მაღალ ფენებში. თუ მაღალმთიანი ზონა მთლიანად ღრუბლებითაა დაფარული, მაშინ დამკვირვებლისათვის ძნელია გამოყოს ნისლი ღრუბლებისაგან ან, პირიქით—ღრუბლები ნისლისაგან. მთის ფერდობებზე ნისლი წარმოიშობა როგორც ფრონტალური (განსაკუთრებით თბილი ფრონტის გავლისას), ისე ძლიერი კონვექციური პროცესებისას. დღის საათებში ამ უკანასკნელი პროცესის დროს (იგი კარგადაა გამოსახული ანტიციკლონური მდგრადი ამინდის პირობებში) ხეობის ქარები ფერდობზე აღმავალ ჰაერს მოწესრიგებული მოძრაობის ხასიათს ანიჭებს და ტემპერატურის ადიაბატური ცვლილების შედეგად ჰაერი გარკვეულ სიმაღლეზე აღწევს კონდენსაციის დონეს. როგორც

ცნობილია (იხ. ნაწ. I, თავი 7, § 3), ასეთ ნისლს ფერდობის ან ადიაბატურ ნისლს უწოდებენ. ღამით ძირითადად რადიაციული ნისლი ჭარბობს.

სიმაღლის ზრდასთან ერთად მატულობს ნისლიან დღეთა სიხშირე. როგორც 37-ე ცხრილიდან ჩანს, მთა-საბუეთში წლის განმავლობაში 258 დღე ნისლიანია; ლიხის ქედის დასავლეთ და აღმოსავლეთ ფერდობების მთის ძირში შესაბამისად 37 (წიფა) და 3 (სურამი) დღეა ნისლიანი. დასავლეთ ფერდობზე აღმოსავლეთთან შედარებით მეტი ნისლიანობა გამოწვეულია დასავლეთის ტენიანი ქარების სიხშირით. მესხეთის ქედის დასავლეთ ფერდობზეც ნისლიან

ცხრილი 37

ნისლიან დღეთა რიცხვი

პუნქტი	სიმაღლე მ-ებით	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა	წლიური ჯამი
წიფა	673	16	13	4	4	34
მთა საბუეთი	1242	64	63	64	64	258
სურამი	743	2,2	0,2	0,08	0,84	3,4
ბათუმი	2	2,3	5	—	0,2	8
ხულო	923	35	32	29	28	124
ცისკარა	1210	44	51	64	52	211
ბახმარო	1926	5	25	50	22	102

დღეთა რიცხვი ინტენსიურად მატულობს (ბათუმი — 8, ხულო — 124, ცისკარა — 211), მაგრამ ბახმაროზე იგი ცისკარასთან შედარებით ორჯერ და მეტად მცირდება. მსგავსი მდგომარეობაა კავკასიონის სამხრეთ ფერდობზეც (თბილისი — 33, ჯვრის გადასას. — 194, მამისონის გადასას. — 223, ყაზბეგი მ/მ — 104 დღე). თითქმის ყველა მაღალმთიან პუნქტზე, როგორც ეს 37-ე ცხრილიდან ჩანს, ნისლიანი დღეების მაქსიმუმი ზაფხულშია (და საერთოდ წლის თბილ პერიოდში), ხოლო დაბლობ ზონაში — ზამთარში. იგივე უნდა ითქვას ნისლის ხანგრძლივობის შესახებაც. წლის თბილ პერიოდში თბილისში საშუალოდ ნისლის ხანგრძლივობა 6 საათს შეადგენს, ცივში — 194-ს; ყაზბეგზე შესაბამისად 477 და 194 საათია. ამ უკანასკნელში (ცხრ. 38) ნისლი ძირითადად იცის (292 საათი) თბილი პერიოდის დღის საათებში (დილის 6-დან საღამოს 18 საათამდე), ხოლო თბილისში — ცივი პერიოდის იმავე საათებში (130 საათი).

მაღალმთიან ქვაბულებში და ზეგნებზე ნისლიან დღეთა რიცხვი მცირეა. მაგალითად, მესტიაში (1441 მ) ნისლიან დღეთა წლიური

ჯამი 6-ს შეადგენს, ყორულდაშში (1943 მ) — 27-ს, ხოლო ახალქალაქში (ჯავახეთის ზეგანი), რომელიც ზღვის დონიდან 1716 მ სიმაღლეზე მდებარეობს, —12-ს.

ცხრილი 38

ნისლის ხანგრძლივობა დღე-ღამის და წლის სხვადასხვა პერიოდში (საათებში)

პუნქტი	საათი	პერიოდი		წლიური ჯამი
		ცივი (X—III)	თბილი (IV—IX)	
თბილისი	18-დან 6-მდე	64	3	200
	6—18	130	3	
ყაზბეგი მ/მ	18—6	81	185	671
	6—18	113	292	

რელიეფი მრავალმხრივ გავლენას ახდენს არა მარტო ტენიანობასა და მოღრუბლულობაზე, არამედ მნიშვნელოვნად განსაზღვრავს ნალექების როგორც რაოდენობას, ისე დღეღამურ და წლიურ რეჟიმსაც. ამ მხრივ გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება როგორც სიმაღლის ფაქტორს, ისე ფერდობის ექსპოზიციას ჰაერის გაბატონებული დინებების მიმართ (ზოგადცირკულაციურ პროცესებს), ფერდობის დახრილობის კუთხეს, რელიეფის ფორმას, ზღვიდან დაშორებას და სხვ.

ატმოსფერული ნალექი სიმაღლის ზრდასთან ერთად გარკვეულ დონემდე მატულობს, ხოლო შემდგომ, ორთქლით გაღარიბების შედეგად იგი შემცირებას განიცდის. მაქსიმალური ნალექების დონე ზაფხულში უფრო მაღლაა, ვიდრე ზამთარში და ორივე შემთხვევაში დამოკიდებულია კლიმატურ პირობებზე — რაც უფრო მშრალი ჰავით ხასიათდება მთიანი ზონა, მით უფრო მაღლა იწევს აღნიშნული დონე, ტენიანი ჰავის პირობებში კი, პირიქით,—ძირს ეშვება (ცხრ. 39).

მაქსიმალური ნალექების გავრცელების კრიტიკული სიმაღლის შესახებ მეცნიერთა შორის საერთო აზრი არ არსებობს (ცხრ. 39). ეს ძირითადად იმითაა გამოწვეული, რომ მაღალმთიან ზონაში სიმაღლის მიხედვით დაკვირვების მასალა არასაკმარისია და, რაც მთავარია, მყარი ნალექები, რომლებიც აქ მთელი წლიური ნალექების 70—100%-ს შეადგენს, მნიშვნელოვანი ცდომილებით იზომება. ეს გაპირობებულია ძლიერი ქარებით, რომლებიც აქ მნიშვნელოვანი განმეორებით ხასიათდება. იგი ხელს უშლის ვერტიკალური ნალექების (წვიმა, თოვლი, ხორხოშელა და სხვ.), განსაკუთრებით კი თოვლის მთლიანად მოხვედრას ნალექმზომის ჯასრში; უფრო ხშირად ქარის მოქმედებით კასრიდან თოვლის ამობერვა ხდება.

ზემოაღნიშნულ გარემოებას უნდა დაემატოს აგრეთვე წყლის ფენის ის მნიშვნელოვანი სიდიდე, რომელსაც მაღალმთიან ზონაში ჰორიზონტალური ნალექები — ჰიდრომეტეორები (ნამი, რთვილი, ჭირხლი, ლიპყინული და სხვ.) იძლევა; მათი წილი ნალექების საერთო რაოდენობაში სიმაღლის ზრდასთან ერთად მატულობს, განსაკუთრებით კი იმ ფერდობისათვის, რომელიც ტენშემცველ ჰაერის გაბატონებულ დინებებს ეღობება. როგორც კელერის დაკვირვებიდან ირკვევა, სკანდინავიის მთებში 2000 მ სიმაღლეზე წლის განმავლობაში ჭირხლისა და ლიპყინულის სახით ილექება 725-დან 2000 მმ-მდე ნალექი. ალპების ზოგიერთ ადგილებში ჭირხლისა და ლიპყინულის მოვლენებს ადგილი აქვს 150 დღის განმავლობაში, კავკასიონის მთიან სისტემაში 2—3 კმ სიმაღლზე 50—70 დღეს, ხოლო 3000 მ-ზე მაღლა იგი 100 დღეს აჭარბებს.

ჭირხლისა და ლიპყინულის წარმოშობისა და გავრცელების თავისებურების შესწავლისას გ. ჭირაქაძე მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ აღნიშნულ მოვლენას ადგილი აქვს საქართველოს თითქმის ყველა რაიონში და მათი გამომწვევი პროცესებიც თითქმის ყველგან ერთი და იგივეა. განსხვავება შეიძლება იყოს მხოლოდ ამ საშიში მოვლენით ამა თუ იმ რაიონის დაზიანებისა და ზარალის მიყენების ხარისხში. როგორც ამავე ავტორის გამოკვლევებიდან ირკვევა, საქართველოს მაღალმთიან ზონაში საშიში ჰიდრომეტეორებიდან ძირითადად გავრცელებულია სხვადასხვა საგნებზე (განსაკუთრებით ტელეგრაფისა და ელექტროგადამცემ ხაზებზე) სველი თოვლის შეყინვა და შერეული წარმონაქმნი — თოვლის (სველი, მშრალი), ჭირხლისა და ლიპყინულის სახით. პროცესის ხასიათისა და ფიზიკურ-გეოგრაფიულ პირობებთან დამოკიდებულებით შერეული ჰიდრომეტეორებიდან შეიძლება ერთ-ერთი სახეობა ჭარბობდეს.

როგორც ვხედავთ, ზემოთქმული მიზეზები დიდ სიძნელეებს ქმნის მაღალმთიანი ზონის ნალექების რაოდენობრივი მაჩვენებლისა და განსაკუთრებით სიმაღლის მიხედვით ნალექების განაწილების სრული სურათის მისაღებად.

ქვემოთ მოგვყავს 39-ე ცხრილი, სადაც მოცემულია მსოფლიოს ცალკეული სისტემებისათვის მაქსიმალური ნალექების გავრცელების კრიტიკული სიმაღლე; როგორც ვხედავთ, იგი სხვადასხვა სის-

ტემისათვის სხვადასხვაა და დამოკიდებულია იმ კლიმატურ პირობებზე, რომლებშიც მოცემული მთებია განლაგებული.

ცხრილი 39

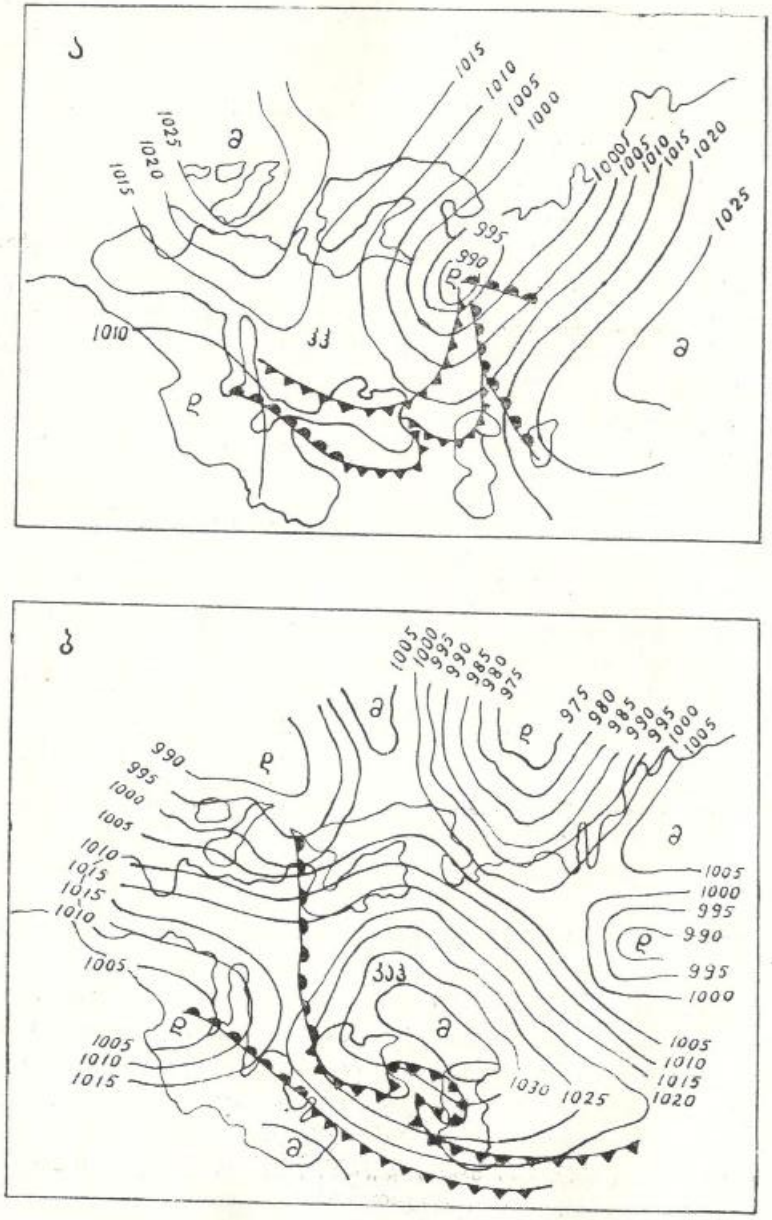
მაქსიმალური ნალექების მოსვლის კრიტიკული სიმაღლე

ავტორი	სიმაღლე (მ-ით)	რაიონი
ალისოვი და დროზდოვი	3000	კავკასიონის სამხ.-დას. ფერდობი
ბერგი	1500	ზონდის კუნძულები
კიოპენი	600—1000	ბავარიის ალპები
ჰენრი	1000	ტროპიკული ზონა
	1500	ზომიერი ზონა
	1500	ჰიმალაის ქედი
	1500—2000	დასავლეთი ალპები
ალექსანდრიანი	2000—2500	სომხეთის მთები
ბაღდასარიანი	2000—2000	
პოღოსიანი	5000—3500	კავკასიონი
ჰირაჭაძე	2000—2200	დასავლეთ კავკასიონი
	2600—2800	ცენტრალური კავკასიონი
	2200—2400	ცენტრალურის დასავლეთი რაიონი
	1000—1500	აჭარა-იმერეთის ქედის დას. ნაწ.
	2500—3000	სამხრეთ მთიანეთის აღმოს. ნაწილი
ჯავახიშვილი	1800—1900	მდ. ლიახვის აუზი
	2600—2800	მდ. არაგვის აუზი
	1700—1800	კახეთის კავკასიონი
	1500—1600	თრიალეთის ქედის ჩრდილოეთი ფერდობი

დასავლეთ საქართველოს შავი ზღვის სანაპირო წინამთების ზონაში, როგორც შ. ჯავახიშვილი აღნიშნავს, ზოგიერთ მდინარეთა აუზებში (მდ. მდ. კოდორის, ენგურის, სუფსისა და ნატანების) ნალექების რაოდენობა მოღრუბლულობის ზრდასთან ერთად მატულობს 300—400 მ სიმაღლემდე. უფრო მაღლა მინიმალური და მაქსიმალური ნალექების ზონები რამდენჯერმე იცვლება რელიეფის ფორმისა და ექსპოზიციის მიხედვით. ასეთ მცირე სიმაღლეზე ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობის მიზეზი, როგორც ზემოთ უკვე აღვნიშნეთ მოღრუბლულობის დახასიათებისას, კონდენსაციის დაბალი დონეა, ამასთან, როგორც ო. დროზდოვი აღნიშნავს, აქ ადგილი უნდა ჰქონდეს აგრეთვე იმ გარემოებას, რომ ტენიანი არამდგრადი ჰაერის მასებში აღმავალი დინებები იწყება არა უშუალოდ ფერდობთან მოახლოებისას, არამედ უფრო ადრე—მთის ფერდობიდან საკმაოდ დაშორებით. ამის დამადასტურებლად მას მოჰყავს დასავლეთ საქართველოსთან ერთად ცენტრალური ამერიკის აღმოსავლეთი სანაპირო, წყნარი ოკეანის სანაპირო კოლუმბიის ფარგლებში და სხვ., სადაც ტენიანი პასატებისა და ეკვატორული მუსონების ზეგავლენით ნალექების წლიური რაოდენობა წინამთების ზოგიერთ ადგილებში 3000 მმ-ს აღემატება.

მთიანი რელიეფი ძლიერ აფერხებს ჰაერის მასებისა და ატმოსფერული ფრონტების მოძრაობას. შედარებით დაბალი მთების მისადგომებთან თბილი და ცივი ფრონტები ტალღისებურად მოიხრება (ტალღური აღრევა), ნალექების მნიშვნელოვან რაოდენობას ტოვებს ჭარპირა ფერდობზე და მთის მეორე მხარეს ძირს დაშვების პროცესში იწვევს ფიონურ ეფექტს (ღრუბლების გაფანტვა, ნალექების შეწყვეტა); თბილი ფრონტის გავლისას ცივი ჰაერი ხანგრძლივი დროის განმავლობაში ყოვნდება მაღალი მთის ჭარპირა მხარეს, ხოლო შემდგომ შემოუვლის მას გარშემო (ნორვეგიის მთები). განედურად მიმართულ ქედებს (კავკასიონი, ალპები) ცივი ფრონტი უმთავრესად ერთი მხრიდან შემოუვლის (ნახ. 8-ა), მაგრამ ზოგჯერ ორივე მხრიდან ერთდროული შემოვლის დროს ფრონტის ორივე ტოტი ქედის მეორე მხარეს ერთმანეთს უერთდება და წარმოიშობა ოკლუზიის ფრონტი — ოროგრაფიული ოკლუზია (მთელი ტერიტორია ცივი ჰაერითაა დაკავებული, ხოლო თბილი ცივის ზემოდანაა მოქცეული). ოროგრაფიული ოკლუზია ამიერკავკასიის პირობებისათვის განსაკუთრებით დამახასიათებელია ზამთრის თვეებში, როდესაც პოლარულ ანტიციკლონებში სამხრეთით მოძრავი არქტიკული ჰაერის მასები (ცივი ფრონტი) კავკასიონს ორივე მხრიდან შემოუვლის; ცივი ფრონტის ორივე ტოტის დაახლოება და შემდეგში თბილი ჰაერის ოკლუდირება ჩვეულებრივ აღმოსავლეთ საქართველოს რაიონებში ხდება (ნახ. 9-ბ); ამ შემთხვევაში საქართველოს ტერიტორიაზე მყარდება მოღრუბლული ამინდი ინტენსიური ნალექებით.

ზამთრის პერიოდში ცივი მასების დასავლეთიდან შემოჭრის პროცესი საქართველოში ძირითადად მიმდინარეობს ისლანდიისა და ნორვეგიის რაიონებში წარმოშობილ და სამხრეთით მოძრავ ანტიციკლონებში. როგორც ე. ნაფეტვარიძე აღნიშნავს, ცივი ჰაერის მასები შავი ზღვის თბილ ზედაპირზე გადანაცვლებისას (იანვრის თვეში წყლის საშუალო ტემპერატურა +8°-ია) დამატებით ტენიანდება, არამდგრადი ხდება და განაპირობებს კონვექტური ღრუბლების წარმოშობას; დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე აღმოსავლეთით ადგილმდებარეობის თანდათანობით ამაღლება და შევიწროება ხელს უწყობს ჰაერის ნაკადის კონვერგენციას და ჰაერის მასების იძულებით აღმავლობას. ამის გამო, დასავლეთ საქართველოში გამოიყოფა უხვი და აგრეთვე ხანგრძლივი ნალექები, რომლებიც



თბილი ფრონტი ა — მაღალი წნევის არე (ანტიციკლონი)
ცივი ფრონტი ც — დაბალი წნევის არე (ციკლონი)

ნახ. 9. ამიერკავკასიაში დასავლეთიდან (ა) და დასავლეთიდან და აღმოსავლეთიდან ერთდროული (ბ) შემოჭრის პროცესის სქემატური მიწისპირა სინოპტიკური რუკა (მ. კორძახიას მიხედვით)

არ წყდება მაშინაც კი, როდესაც ცივი ფრონტი უკვე გადანაცვლებულია შორს აღმოსავლეთისაკენ (ნახ. 9-ა). აჭარა-იმერეთისა და ლიხის ქედზე გადასვლისას ორთქლით გაღარიბებული ჰაერის მასები, მართალია, აღმოსავლეთ საქართველოს დასავლეთ რაიონებში იწვევს ღრუბლიანობის გადიდებას და შედარებით მცირე ნალექებს, მაგრამ აღმოსავლეთ დაბლობ რაიონებში დასავლეთის დაღმავალი დინებები ზოგჯერ ფიონურ ხასიათსაც იღებს, რის გამოც მოღრუბლულობა მკვეთრად მცირდება და ნალექები წყდება.

ანალოგიური მდგომარეობაა აღმოსავლეთ საქართველოშიც. პოლარული აუზიდან დაშვებული ან ციმბირიდან გადმოხაცვლებული ცივი ჰაერის მასები, რომელთაც არ ძალუძთ კავკასიონის ქედის გადმოლახვა, შემოუვლიან მას და კასპიის ზღვის მხრიდან ცივი ფრონტის სახით ვრცელდებიან აღმოსავლეთ საქართველოში. დასავლეთთან შედარებით მისი სიმძლავრე დიდი არ არის, ამიტომ ცივი ფრონტი უმეტესად ლიხის ქედამდე ვერ აღწევს, იგი იშლება შიდა ქართლის ვაკეზე. წლის ცივ პერიოდში ეს პროცესი იწვევს ტემპერატურის საგრძნობ დაცემას და მცირე ნალექებს. აღნიშნული პროცესის დროს დასავლეთ საქართველოში ფიონური ხასიათის ქარებია გაბატონებული.

ხშირ შემთხვევაში ზამთარში დაბალი მთების გადალახვის დროს ცივი ფრონტი მთის ქარზურგა მხარეს იწვევს დაღმავალი ცივი ქარის—ბორას წარმოშობას; როგორც ცნობილია, ამ შემთხვევაში დაბალი ტემპერატურის მქონე ჰაერი დაბლა დაშვების პროცესში, მართალია, ადიაბატურად თბება, მაგრამ მთის მცირე სიმაღლის გამო ტემპერატურის მატება თითქმის არ შეიგრძნობა. ასეთ სიტუაციას ხშირად აქვს ადგილი ნოვოროსიისკის რაიონში (46—50 დღე წლიურად), როდესაც არქტიკული ჰაერის მასები ჩრდილოეთ კავკასიიდან გადასვლას იწყებს მარხოტის გადასასვლელზე (436 მ ზღ. დ.) და შავი ზღვის სანაპიროზე შტორმულ ხასიათს ღებულობს. დაბალი ტემპერატურის პირობებში (—20, —30°) ზღვის წყლის შხეფები სწრაფად იყინება სხვადასხვა სხეულზე (სახლებზე, ბოძებზე, ნავებზე, გემებზე) და წარმოშობს მძლავრ ლიპყინულს (10—20 სმ-დან ზოგჯერ 1—2 მეტრის სისქემდე), რომელიც დიდ ზარალს აყენებს სახალხო მეურნეობას.

ნალექების რაოდენობას და მის წლიურ განაწილებას განსაზღვრავს არა მარტო ფერდობის ექსპოზიცია, არამედ ის კლიმატური პირობები, რომლებშიც მოცემული ფერდობია განლაგებული (ცხრ. 40).

არსიანის ქედის დასავლეთ ფერდობზე ნალექების წლიური ჯამი 1100 მმ-ს აღემატება (ხულო—1177 მმ), ხოლო აღმოსავლეთ ფერდობზე იგი ორჯერ და მეტად ნაკლებია (ადიგენი — 538 მმ); თითქმის მსგავსი მდგომარეობაა ლიხის ქედის იმავე დასახელების ფერდობებზეც (წიფა—1018, სურამი — 700 მმ). სხვადასხვა მთათა სისტემის ერთი და იმავე ექსპოზიციის ფერდობზეც ნალექების რაოდენობის განსხვავებულ სურათს აქვს ადგილი; მიუხედავად იმისა,

ცხრილი 40

ნალექების წლიური განაწილება სეზონების მიხედვით სხვადასხვა ექსპოზიციის ფერდობებზე (საქართველოს მაგალითზე)

ქედის სახელწოდება	პუნქტი	სიმაღლე (მ-ბით)	ფერდობი	ზამთარი	გაზაფხული	ზაფხული	შემოდგომა	წლიური ჯამი
არსიანის	ხულო	923	დასავლ.	346	233	208	393	1177
	გოდერძის გადასას.	2025		475	325	287	536	1623
	ადიგენი	1125	აღმოსავ.	107	138	175	118	538
მესხეთის	საირმე	910	ჩრდილოეთ.	358	241	189	306	1094
	ზეკარის გადასას.	2180		197	259	326	222	1004
	აბასთუმანი	1265	სამხრეთი	128	167	211	142	648
კავკასიონის	ყაზბეგი	1744	ჩრდილოეთ.	74	221	271	152	718
	ჯვრის გად.	2395		277	464	442	320	1503
	მლეთი	1580	სამხრეთ.	224	375	356	257	1212

რომ ყაზბეგი 800 მეტრით მაღლა მდებარეობს საირმეზე, ნალექების რაოდენობით მნიშვნელოვნად ჩამორჩება მას (ცხრ. 40); სამხრეთ ფერდობზე საწინააღმდეგო მდგომარეობაა—აბასთუმანში ორჯერ ნაკლები ნალექი მოდის მლეთთან შედარებით.

მე-40 ცხრილიდან გამომდინარეობს, რომ სხვადასხვა ფერდობებსა და კლიმატგამყოფ მთის თხემებზე ნალექების წლიური მსვლელობა განსხვავებულია. არსიანისა და ლიხის ქედის დასავლეთ, ხოლო მესხეთის ქედის ჩრდილოეთ ფერდობებზე უმცირესი ნალექი ზაფხულში მოდის, უდიდესი კი — შემოდგომა-ზამთარში, საწინააღმდეგო ფერდობებზე კონტინენტური კლიმატისათვის დამახასიათებელ ზაფხულის მაქსიმუმს და ზამთრის მინიმუმს აქვს ადგილი. ცენტრალური კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობისათვის თუ კარგადაა გამოხატული ზაფხულის მაქსიმუმი და ზამთრის მინიმუმი, სამხრეთისათვის ნალექების მაქსიმუმი, მართალია, გაზაფხულისკენ გადაინაცვლებს, მაგრამ ისევე როგორც ჯვრის გადასასვლელზე,

აქაც აღნიშნულ სეზონში ნალექების რაოდენობა მცირედ აღემატება ზაფხულისას.

არსიანისა (გოდერძის გადასას.) და ლიხის (მთა საბუეთი) ქედის თხემებზე ნალექების წლიური მსვლელობა ემთხვევა დასავლეთ ფერდობებისას, ხოლო მესხეთის (ზეკარის გადასას.) და კავკასიონის ქედის (ჯვრის გადასას.) თხემებზე—სამხრეთისას.

ზემოაღნიშნულ კლიმატგამყოფ ქედების ფერდობებზე ნალექების ვერტიკალური გრადიენტი სხვადასხვაა. არსიანისა და ლიხის ქედის დასავლეთ ფერდობებზე, რომლებიც დასავლეთ საქართველოს ნოტიო კლიმატის ზონაშია განლაგებული და ნალექები უხვად მოდის, გრადიენტის წლიური სიდიდე შედარებით მცირეა (ხულო-

ცხრილი 41

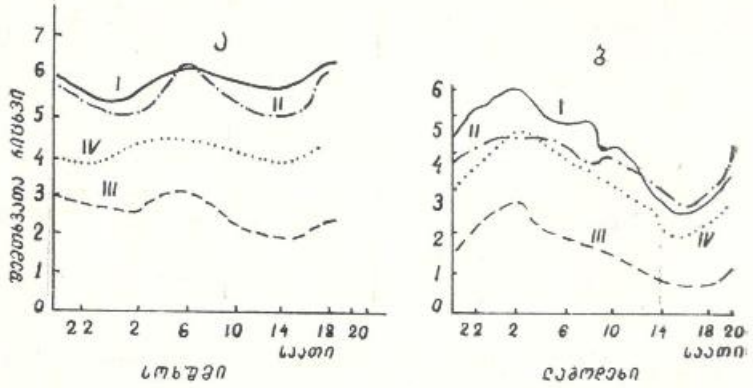
ნალექების ვერტიკალური გრადიენტის წლიური სიდიდეები

ქედის სახელწოდება	პუნქტი	გრადიენტი (მმ/100 მ)	ქედის სახელწოდება	პუნქტი	გრადიენტი (მმ/100 მ)
არსიანის	ხულო-გოდერძის გადასასვლელი	210		საირმე-ზეკ. გადასასვლ.	—7
	ადიგენი-გოდერძის გადასასვლელი	120	მესხეთის	აბასთუმანი-ზეკარი	40
ლიხის	წიფა-მთა საბუეთი	16	კავკასიონის	ყაზბეგი-ჯვრის გად.	122
	სურამი-მთა საბუეთი	80		მლეთი ჯვრის გადასასვ.	36

გოდერძის გადასას.—49, წიფა-მთა საბუეთი—16 მმ ყოველ 100 მ სიმაღლეზე); აღმოსავლეთ ფერდობზე, რომელიც ზომიერად კონტინენტურ ჰავის ზონაშია მოქცეული, გრადიენტის სიდიდე მნიშვნელოვნად მატულობს (80—120 მმ). მესხეთის ქედის ჩრდილოეთ ფერდობზე გრადიენტი უარყოფითია (—7 მმ), ე. ი. სიმაღლის მიხედვით ნალექების წლიური რაოდენობა კლებულობს, ხოლო სამხრეთ ფერდობზე მატულობს (40 მმ) და ცოტათი აჭარბებს კავკასიონის სამხრეთი ფერდობის გრადიენტს (36 მმ). ამ უკანასკნელთან შედარებით ჩრდილოეთ ფერდობზე, მეტი სიმშრალის გამო, გრადიენტის სიდიდე მნიშვნელოვნად მატულობს (122 მმ).

ნალექების დღეღამური მსვლელობა მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული რელიეფის თავისებურებასთან. შ. ჯავახიშვილი და ნ. გვასალია საქართველოს ტერიტორიაზე გამოყოფენ ნალექების დღეღამური მსვლელობის სამ ტიპს: 1. ზღვისპირა, 2. წინამთებისა და ხეობების, და 3. მაღალმთიან ტიპს. ამ უკანასკნელი ტიპიდან გამოიყოფა ფერდობის, გადასასვლელებისა (თხემების) და მაღალმთიანი პლატოების ქვეტიპები.

მაღალმთიან ზონაში ნალექების დღეღამური მსვლელობის თავისებურებაში კარგად რომ გავერკვეთ, საჭიროა გავეცნოთ ქვედა ზონის ტიპებსაც. კოლხეთის ზღვისპირა ზონას, სადაც ზღვის გარდა ნალექების მოსვლაში დიდ როლს ხმელეთიც ასრულებს, ახასიათებს ნალექების დღეღამური მსვლელობის ორმაგი ტალღა (ნახ. 10-ა): მთავარი მაქსიმუმი დილის საათებშია (6—7 საათი), მეორადი — საღამოს საათებში (18—19 საათი); მთავარი მინიმუმი შუადღის შემდეგაა (13—14 საათი), მეორადი — ღამის საათებში (24—1 საათი). დილით ადრე ნალექების ძირითადი მაქსიმუმი გამოწვეულია იმით, რომ ატმოსფეროს ზედაფენა გამოსხივების შედეგად ძლიერ ცივდება, მაშინ როდესაც ზღვაზე წყლისპირა ჰაერის ფენა

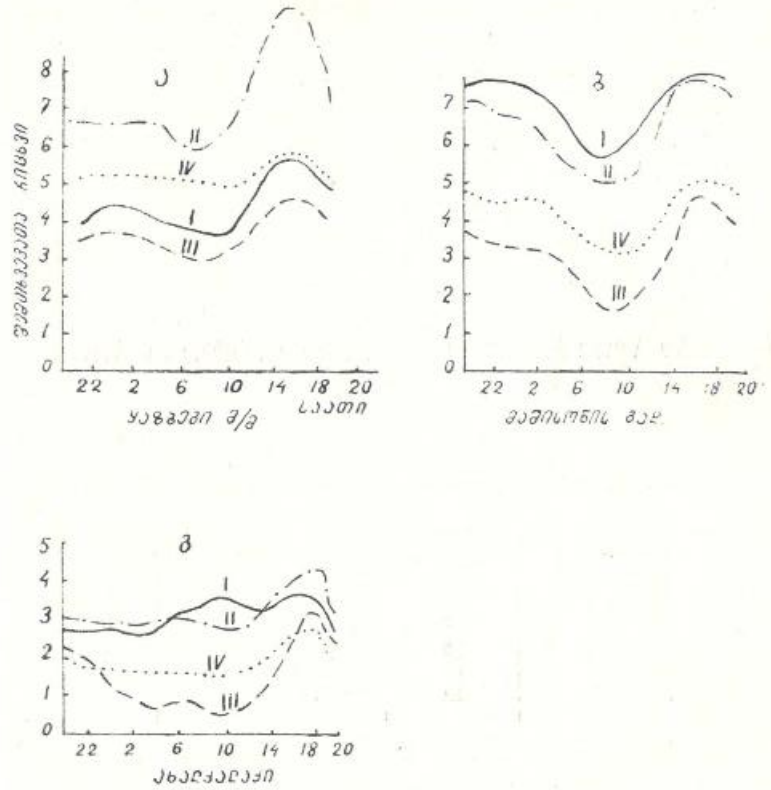


ნახ. 10. ნალექების მოსვლის დღეღამური მსვლელობა დაბლობში. ა. სოხუმი, ბ. ქობულეთი (შ. ჯავახიშვილის და ნ. გვასალიას მიხედვით): I — ზამთარი, II — გაზაფხული, III — ზაფხული, IV — შემოდგომა

ინარჩუნებს თავის ტემპერატურას; ეს გარემოება იწვევს ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის გადიდებას და ჰაერის არამდგრად სტრატიფიკაციას, რაც ნალექების წარმოშობის მთავარ პირობას წარმოადგენს.

წინამთებისა და ხეობების ტიპებში (ნახ. 10-ბ) მთავარ მაქსიმუმს ადგილი აქვს ნაშუადამევს (1—2 საათი), მეორადს — საღამოს საათებში (19—20 საათი); თითქმის ყველგან ღამის მაქსიმუმი საგრძნობლად სჭარბობს საღამოსას.

ნალექების დღეღამური მსვლელობის მაღალმთიანი ტიპის ფერდობის ქვეტიპი მოცემულია მაღალმთიანი ყაზბეგის მაგალითზე



ნახ. 11. ნალექების მოსვლის დღეღამური მსვლელობა მაღალმთიან ზონაში (შ. ჯავახიშვილისა და ნ. გვასალიას მიხედვით): ა — ყაზბეგი მ/მ; ბ — მამისონის გადასას; გ — ახალქალაქი; I — ზამთარი, II — გაზაფხული, III — ზაფხული, IV — შემოდგომა

(ნახ. 11-ა). ნალექების მსვლელობა აქ ბარისათვის დამახასიათებელი მსვლელობის (ნახ. 10) საწინააღმდეგოა. ფერდობზე განლაგებულ სადგურთა უმრავლესობას ახასიათებს ერთი მაქსიმუმი შუა-

დღის შემდეგ (13—16 საათი), როდესაც კარგადაა განვითარებული კონვექციური პროცესები, და დილის მინიმუმი (6—8 საათი).

გადასასვლელებზე (თხემებზე) მდებარე სადგურები (ნახ. 11-ბ) რომლებიც უფრო გაშლილ ადგილებზე მდებარეობს და მეტი ქვეფენილი ზედაპირი აქვს, ხასიათდება ნალექების ორი მაქსიმუმით—ღამით და ნაშუადღევს (16—17 სთ), ხოლო მთავარი მინიმუმი დილის გვიან საათებში დგება.

სამხრეთ საქართველოს მაღალმთიან ზეგანზე (ნახ. 11-გ) მთავარი მაქსიმუმი 16—18 საათზე დგება, ხოლო მეორადი (სუსტი) 7—8 საათზე — ზაფხულში და გაზაფხულზე, და 9—10 საათზე — ზამთარში. კარგად გამოხატული მინიმუმი 10—11 საათზეა.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, საქართველოს ტერიტორიაზე არსად არ გვხვდება წმინდა ზღვიური (ერთი მაქსიმუმი შუაღამისას და მინიმუმი ნაშუადღევს) და კონტინენტური (ორი მაქსიმუმით და ორი მინიმუმით) ტიპის ნალექების დღეღამური მსვლელობა.

მაღალმთიან ზონაში ნალექების ძირითადი მასა თოვლის სახით მოდის. როგორც აღნიშნული იყო, ნალექების საერთო რაოდენობაში მისი წილი სიმაღლის მატებასთან ერთად თანდათანობით იზრდება. თუ გავაერთიანებთ შერეულ ნალექებს (თოვლი და წვიმა

ცხრილი 42

მყარი ნალექების წილი ნალექების წლიურ ჯამში (%-ბით)

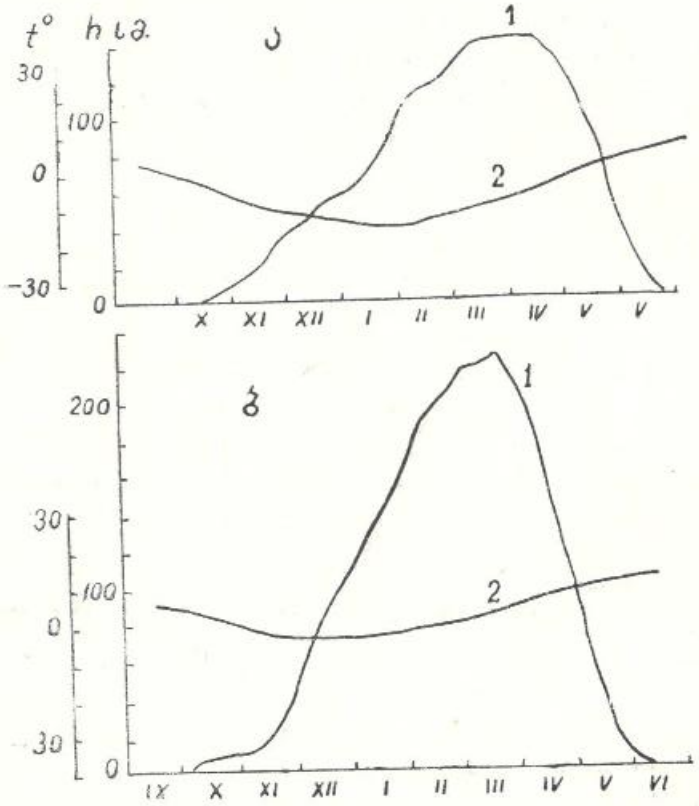
პუნქტი	მყარი ნალექები	პუნქტი	მყარი ნალექები
ბათუმი	12	გაგრის ქედი	51
თბილისი	13	ჯვრის გადასასვლელი	64
მესტია	41	მამისონის გადასას.	75
ბაკურიანი	42	ყაზბეგი მ/მ	97

ერთად ან სველი თოვლი) მყარ ნალექებში, მაშინ საქართველოს პირობებში ნალექების წლიური ჯამიდან თოვლის წილად მოდის შემდეგი პროცენტული რაოდენობა (ცხრ. 42).

სიმაღლის მიხედვით მყარი ნალექების მოსვლის ალბათობის ზრდა არათანაბრად მიმდინარეობს (მესტია—41, ბაკურიანი — 42, გაგრის ქედი—51%) და დამოკიდებულია როგორც ადგილობრივ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ, ისე ცირკულაციურ პირობებზე.

შვეიცარიის ალპების ძირში მყარი ნალექები შეადგენს მთელი წლიური ნალექების 5—10%-ს, 1000 და 2000 მ სიმაღლეზე შესაბამისად 25—60%-ს, ხოლო 3500—3600 მ-ზე მაღლა, ისევე როგორც კავკასიონის პირობებში (ცხრ. 42), — მხოლოდ თოვლის სახით მოდის.

სიმაღლის მიხედვით თოვლის სახით ნალექების სიხშირის მატება და ტემპერატურის შემცირება განაპირობებს თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის და მისი სიმაღლის ზრდას. ტენიანი ჰავის პირობებში, სადაც ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობა მოდის (დასავლეთ საქართველო), მდგრადი თოვლის საბურველი მყარდება საშუალო დღეღამური ტემპერატურის 0-დან 3°-მდე, ხოლო მშრალი ჰავის პირობებში (აღმოსავლეთ საქართველო) 0°-ზე დაბალი ტემპერატურის დადგომის პერიოდიდან; მაღალმთიან ზონაში თოვლის საბურველის აღება ხდება 3-დან 5°-მდე საშუალო დღეღამური ტემპერატურის დამყარების შემდეგ (ნახ. 12).



ნახ. 12. თოვლის სიმაღლისა და ჰაერის საშუალო დღეღამური ტემპერატურის წლიური მსვლელობა: ა—ჯვრის გადასას., ბ — ბახმარო (ლ. პაპინაშვილის მიხედვით)

საქართველოს მაღალმთიან პუნქტებზე, როგორც მ. კორძახია აღნიშნავს, თოვლის დნობა იწყება 8-17 დღით ადრე, ვიდრე ჰაერის საშუალო დღეღამური ტემპერატურა 0°-ს მიაღწევდეს. თოვლის საბურველის ერთობლივი დნობის ადრე დაწყებას ხელს უწყობს პირველ ყოვლისა მზის გაძლიერებული რადიაცია და დღის საათებში ჰაერის დადებითი ტემპერატურა.

მდგრადი თოვლის საბურველის დამყარებას ან გაზაფხულის პერიოდში მის მთლიანად გაქრობას, როგორც წესი, წინ უძღვის არამდგრადი თოვლის საბურველის პერიოდული გაჩენა და ქრობა; ეს პროცესი შეიძლება რამდენჯერმე განმეორდეს. როგორც 43-ე ცხრილიდან ჩანს, პერიოდი პირველი თოვლის გაჩენიდან მდგრადი თოვლის დამყარებამდე 3-ჯერ და მეტად აღემატება პერიოდს მდგრადი თოვლის დაშლიდან თოვლის მთლიანად გაქრობამდე.

ლ. პაპინაშვილის გამოკვლევებიდან ირკვევა, რომ დასავლეთ საქართველოს მთიან რაიონებში (კავკასიონისა და სამხრეთ მთიანეთის დასავლეთი ნაწილი) მდგრადი თოვლის საბურველი მყარდება 500—600, ხოლო აღმოსავლეთ ნაწილში 800—1200 მ სიმაღლიდან.

ცხრილი 43

პერიოდის ხანგრძლივობა (დღეებში) მდგრადი თოვლის დამყარებიდან და მისი დაშლიდან პირველი თოვლის გაჩენამდე და მის მთლიანად გაქრობამდე

პუნქტი	პერიოდის ხანგრძლივობა	
	პირველი თოვლის გაჩენიდან—მდგრადი თოვლის დამყარებამდე	მდგრადი თოვლის დაშლიდან—თოვლის მთლიანად გაქრობამდე
გაგრის ქედი	36	10
ბახმარო	36	8
შოვი	33	12
მამისონის გადას.	23	9
ჯვრის გადას.	27	8
ბაკურიანი	35	13
ეფრემოვკა	28	8

ადგილის სიმაღლესა და თოვლის საბურველის ხანგრძლივობას შორის კარგ დამოკიდებულებას იძლევა 44-ე ცხრილი. კავკასიონისა და სამხრეთ მთიანეთის დასავლეთი ნაწილის ტენიანი ჰავის პირობებში, დღეთა რიცხვი თოვლის საბურველით მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს (1000 მეტრზე—90—95, 2000 მ-ზე — 180—182,

ცხრილი 44

თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის (დღეებში) დამოკიდებულება ადგილის სიმაღლესთან (შ. ჯავახიშვილის მიხედვით)

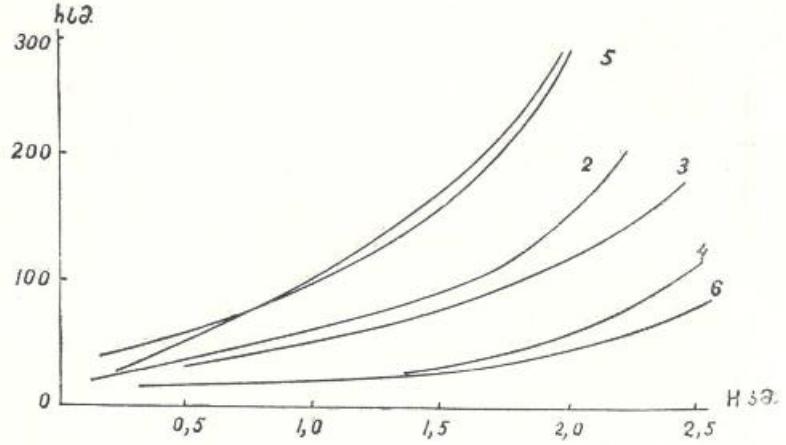
სიმაღლე (მ-ბით)	კავკასიონის სამხრეთი ფერდობი		საქართველოს სამხრეთი მთიანეთი	
	დასავლეთი ნაწილი	აღმოსავლეთი ნაწილი	დასავლეთი ნაწილი	აღმოსავლეთი ნაწილი
300—600	29—64	11—34	35—38	6—30
600—800	64—80	34—56	58—75	30—46
800—1200	80—108	56—94	75—108	46—75
1200—1500	108—134	94—124	108—134	75—105
1500—2000	134—180	124—170	134—182	105—156
2000—2200	180—198	170—186	182—200	156—176
2200—2500	198—222	186—212	—	—

2500 მ-ზე—222 დღე) და საგრძნობლად აღემატება აღმოსავლეთი ნაწილისას (1000 მ სიმაღლეზე 20—30-ით, ხოლო 2000 მ-ზე—10—25 დღით). ორივე ნაწილში ადგილის სიმაღლის ყოველი 100 მ-ით მატება იწვევს თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის 8—11 დღით ზრდას.

მსგავსი მდგომარეობაა სიმაღლის მიხედვით თოვლის საბურველის სიმაღლის განაწილებაშიც. თოვლის საბურველის სიმაღლე არ არის დამოკიდებული მარტო ნალექების რაოდენობაზე, მის განაწილებაში მნიშვნელოვანი როლი ქარსაც მიუძღვის. ხშირია შემთხვევა, როდესაც მთის ქარპირა ფერდობიდან ძლიერი ქარების მოქმედებით თოვლის დიდი მასა გადაიტანება ქარზურგა ფერდობზე და დიდი რაოდენობით გროვდება ქარისაგან დაცული რელიეფის სხვადასხვა ფორმებში. მდ. ენგურის აუზის მყინვარების დაბა-სიათებისას გ. კურდღელაიძე აღნიშნავს, რომ წყალგამყოფებისა და თხემების სამხრეთი მხარის უმეტესი ნაწილი ქარის მოქმედებით თოვლისაგან თავისუფალია, სამაგიეროდ, ჩრდილოეთ მხარეს მას თოვლის დიდი ნაწილი გადააქვს და თხემის გასწვრივ წარმოშობს 5—6 მ სიმაღლის თოვლის ნამქერის კბოდეებს (ბარიერის სახით), ხოლო თოვლის ნაწილი მტვრის სახით უფრო მოშორებით ეფინება ფირნის აუზებს. ამ გარემოებამ ერთ აუზში შეიძლება მნიშვნელოვნად შეამციროს, ხოლო მეორეში მკვეთრად გაზარდოს გაზაფხულზე თოვლის დნობით გამოწვეული მდინარის ჩამონადენი. ამასთან ქარპირა და ქარზურგა ფერდობების ზოგიერთი ადგილი (კარებ,

ცირკები), სადაც დიდი რაოდენობით გროვდება თოვლი, წარმოადგენს თოვლის ზვავების წარმოშობის კერასაც.

თოვლის საბურველის სიმაღლე გარკვეული კანონზომიერებით მატულობს სიმაღლის ზრდასთან ერთად, მაგრამ სხვადასხვა კლიმატურ ზონაში გრადიენტის სიდიდე სხვადასხვაა. როგორც მე-13 ნახაზიდან ჩანს, კავკასიონისა და სამხრეთ მთიანეთის დასავლეთ ნაწილში (1-ლი და მე-5 მრუდი) თოვლის სიმაღლე მნიშვნელოვან სიდიდეებს აღწევს (1000 მეტრზე დაახლოებით — 100 სმ, 2000



ნახ. 13. თოვლის საშუალო მაქსიმალურ სიმაღლესა და ადგილის სიმაღლეს შორის დამოკიდებულება (ლ. პაპინაშვილის მიხედვით)
კავკასიონი — (1, 2, 3, 4) — დასავლეთი ნაწილის სანაპირო (1) და შიდა (2) რაიონები, აღმოსავლეთი ნაწილის დასავლეთი (3) და აღმოსავლეთი (4) რაიონები.
სამხრეთ მთიანეთი (5,6)—დასავლეთი (5) და აღმოსავლეთი (6) ნაწილი

მ-ზე — 270—300 სმ) და გრადიენტის სიდიდეებიც ყოველ 100 მ სიმაღლეზე საგრძნობია (15—20 სმ). აღმოსავლეთ ნაწილში (მე-4 და მე-6 მრუდი) როგორც თოვლის სიმაღლე, ისე ვერტიკალური გრადიენტიც უმნიშვნელოა. დასავლეთ ნაწილში იანვარში 100 სმ სისქის თოვლის საბურველი საშუალოდ 800—1200 მ სიმაღლეზე გვხვდება, აღმოსავლეთში კი — 2100 — 2200 მეტრზე.

საინტერესო სურათს იძლევა თოვლის საბურველის მარშრუტული აგეგმვა სიმაღლის მიხედვით. როგორც 45-ე ცხრილიდან ჩანს, თოვლის სიმაღლე და მისი წყლიანობა გარკვევით მატულობს ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად. ნაბეღლავ-ბახმაროს მონაკვეთზე თოვლის სიმაღლე 2,5—3,0-ჯერ, ხოლო წყლიანობა 3—4,5-ჯერ აღემატება წაღვერი — ცხრაწყაროს გადასასვლელის იმავე ელემენტების მნიშვნელობას. ამ უკანასკნელ მონაკვეთზე თოვლის სიმაღლის შემცირება 1900—2100 მ სიმაღლეზე (76 სმ) უნდა აიხსნას ქარის მოქმედებით, რადგან უფრო მაღლა იგი კვლავ მატულობს.

ცხრილი 45

თოვლის საბურველის სიმაღლე (სმ-ით) და თოვლის წყლიანობა (მმ-ით) მიღებული მარშრუტული აგეგმვის შედეგად
(1965 წლის მარტი)

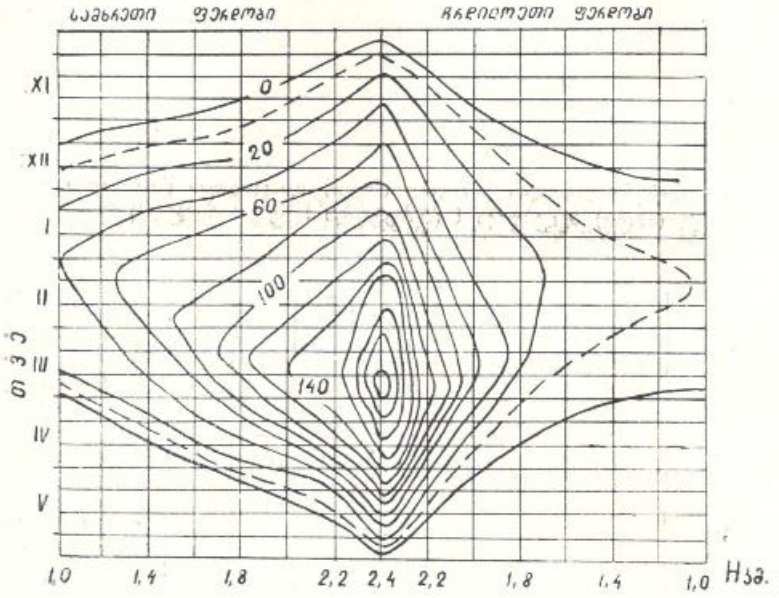
მარშრუტი	სიმაღლე ზღ. დ. / თოვლის სიმაღლე და წყლიანობა	500—1000	900—1100	1100—1300	1300—1500	1500—1700	1700—1900	1900—2100	2100—2300	2300—2460
ნაბეღლავი-ბახმარო	სიმაღლე	76	75	135	165	200	223	247	—	—
	წყლიანობა	166	295	545	592	657	703	817	—	—
წაღვერი-ცხრაწყაროს გადასასვლელი	სიმაღლე	—	—	42	56	74	92	76	105	110
	წყლიანობა	—	—	120	153	174	233	159	209	226

აღსანიშნავია, რომ ერთ და იმავე სიმაღლეზე (ზღვ. დ.) თოვლის საბურველის ერთნაირი სისქის (სიმაღლის) პირობებშიც კი დასავლეთ საქართველოში თოვლის სიმკვრივე და, მაშასადამე, მისი წყლიანობაც გაცილებით სჭარბობს აღმოსავლეთისას.

კავკასიონის ქედის სამხრეთ და ჩრდილოეთ ფერდობზე თოვლის საბურველის სიმაღლის განაწილების კარგ სურათს იძლევა მე-14 ნახაზის იზოხაზები, რომლებიც შედგენილია საქართველოს სამხედრო გზის გაყოლებით.

როგორც მე-14 ნახაზიდან ირკვევა, 2000 მ სიმაღლეზე თოვლის სიმაღლე სამხრეთ ფერდობზე 140 სმ-ია, ჩრდილოეთ ფერდობზე— 60 სმ, 2200 მეტრზე იგი შესაბამისად 160 და 120 სმ-ს აღწევს. თოვლის მაქსიმალური სიმაღლე ადგილის სიმაღლის ზრდასთან ერთად თანდათანობით გვიან თვეებისაკენ გადაინაცვლებს. მაგალითად, ორივე ფერდობის 1200—1400 მ სიმაღლეზე თოვლის მაქსიმალური სიმაღლე თუ თებერვლის I და III დეკადაშია, 2400 მ სიმაღლეზე იგი მარტის III დეკადაზე მოდის.

მიუხედავად იმისა, რომ დასავლეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის ტენიანი ჰაერის დინებები სამხრეთ ფერდობზე თოვლის სახით ნალექების მნიშვნელოვან რაოდენობას იძლევა, მაინც აქ თოვლის



ნახ. 14. თოვლის საბურველის საშუალო დეკადურ სიმაღლეთა იზოხაზები საქართველოს სამხედრო გზის გაყოლებით (ვ. ცომაიას მიხედვით)

ცხრილი 46

თოვლის ზვავების შემთხვევათა რაოდენობა ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ და ჩრდილოეთ ფერდობებზე
(ვ. ცომაიას მიხედვით)

ფერდობის დასახელება	წელი	შემთხვევათა რიცხვი	%
სამხრეთი	1934—35	10	21,7
ჩრდილოეთი	—"—	36	78,3
სამხრეთი	1935—36	9	19,5
ჩრდილოეთი	—"—	37	80,5

ზვავების ნაკლებ საშიშროებას ჰქონია ადგილი, ვიდრე ჩრდილოეთ ფერდობზე (ცხრ. 46); როგორც ვ. ცომაიას გამოკვლევიდან ირკვევა, ზვავსაშიში ზონა სამხრეთ ფერდობზე იწყება 2200, ხოლო

ჩრდილოეთზე 1920 მ სიმაღლიდან; ამ უკანასკნელში ზვავების მოჭრების სიხშირე ბევრად აღემატება სამხრეთ ფერდობისას და შეადგენს 78—91%-ს. ეს ძირითადად რელიეფის მორფოლოგიური თავისებურებებითაა გაპირობებული: სამხრეთ ნაწილში ჭარბობს მოსწორებული ზედაპირები, ხოლო ცალკეული ხევები და ღრანტეები მხოლოდ გზის მცირე მონაკვეთზე წარმოშობენ ზვავსაშიშროებას; ჩრდილოეთ ნაწილში გზისპირა რელიეფი ძირითადად წარმოდგენილია ღრმა ხეობებითა და ძლიერ ციცაბო (30—50°) ფერდობებით. კავკასიონის ქედის სხვა მონაკვეთის სამხრეთ ნაწილში რელიეფისა და კლიმატის უკეთესი პირობებია ზვავების ჩასახვისათვის; მაგალითად, გორი-ალაგირის გზაზე როკას გადასასვლელამდე (2991 მ) ზვავის 96 შემთხვევას აქვს ადგილი, ჩრდილოეთის მხარეს კი — 27-ს.

სამხედრო გზის გაყოლებით ზვავები შეიძლება წარმოიშვას სხვადასხვა მეტეოროლოგიურ პირობებში; ყველაზე მეტად ზვავი წარმოიშობა ინტენსიური თოვის პროცესში (48%) თოვლის დაწყებიდან 1—2 დღის შემდეგ, თუ მოსული ნალექების დღეღამური რაოდენობა 15—25 მმ-ს აჭარბებს. ხშირია ზვავები თოვლის დნობის დროსაც (34%); ამ შემთხვევაში ზვავი იწყება საშუალო დღეღამური ტემპერატურის 0°-ზე გადასვლის მომენტიდან 1—3 დღის დაგვიანებით. მცირე პროცენტული განმეორებით ხასიათდება მკვეთრი აცივებით (7%), წვიმის (6%) და ქარის (4%) მოქმედებით გამოწვეული ზვავები.

კავკასიაში ზვავების წარმოშობის პირობების შესწავლას და მისი პროგნოზირების მეთოდების შემუშავებას მიეძღვნა ა. ბალაბუევის, გ. სულაქველიძის, ვ. ჩიტაძის, გ. ტუშინსკის, გ. ჭირაქაძის, ვ. ცომაიასა და სხვათა მრავალი შრომა.

როგორც ცნობილია, ატმოსფეროს გარკვეულ სიმაღლეზე მდებარეობს ქიონოსფეროს ქვედა საზღვარი—თოვლის ხაზი, სადაც თოვლის ბალანსი ნულის ტოლია (მყარი სახის ატმოსფერული ნალექების შემოსავალსა და გასავალს შორის წონასწორობა). თოვლის ხაზს ზემოთ ადგილი აქვს მყარი ნალექების დადებით ბალანსს (ქიონოსფერო), რის გამოც აქ ინტენსიურად გროვდება თოვლისა და ყინულის დიდი მარაგი (მყინვარები).

თოვლის ხაზის სიმაღლე ძირითადად დამოკიდებულია კლიმატურ და ოროგრაფიულ პირობებზე. აქედან გამომდინარე, არჩევენ კლიმატურ და ოროგრაფიულ თოვლის ხაზს. კლიმატური თოვლის ხაზის შესახებ მსჯელობენ მაშინ, როდესაც ფერდობი შედარებით მოსწორებულია ან მცირედაა დახრილი და ზაფხულის განმავლო-

ბაში მისი ძირითადი ნაწილი თოვლითაა დაფარული. ძლიერ ციცაბო ფერდობებიდან დაშვებული თოვლის ზვავები მოძრაობის პროცესში გზადაგზა იწვევს თოვლის გადანაწილებას რელიეფის უარყოფით ფორმებში; ეს თოვლი აქ მთელი ზაფხულის განმავლობაში დევს, მიუხედავად იმისა, რომ იგი კლიმატური თოვლის ხაზს ქვემოთაა მოქცეული (რამდენიმე ათეული და ასეული მეტრობით); ეს ოროგრაფიული თოვლის ხაზია. ქვემოთ საუბარი გვექნება მხოლოდ კლიმატური თოვლის ხაზზე.

წარსულში თოვლის საზღვარს ატარებდნენ იმ სიმაღლეზე, სადაც ზაფხულის თვეების 0°-იანი იზოთერმა ვაივლიდა. ამჟამად გამოკვლეულია, რომ თოვლის ხაზი, უმრავლეს შემთხვევაში, დადებითი ტემპერატურის პირობებში იწყება. ალპებში თოვლის საზღვარზე ზაფხულის საშუალო ტემპერატურა 3,0—4,5°-ია; პეტრე პირველის ქედის (დასავლეთი ტიან-შანი) სამხრეთ ფერდობზე აღნიშნული ტემპერატურა 6°-ია, ჩრდილოეთ ფერდობზე კი 1°-მდე მცირდება (ლ. ბერგი). მდ. ენგურის აუზში, გ. კურდღელაიძის, შ. ინაშვილის და თ. ლაშხის საექსპედიციო მონაცემებით, თოვლის საზღვარზე ივლის-აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა 2—6°-ია.

ცხრილი 47

თოვლის ხაზის სიმაღლე (მ-ბით)

ჩრდილოეთ ნახევარსფერო (გრად.)	საშუალო სიმაღლე	სიმაღლის რყევადობა	სამხრეთ ნახევარსფერო (გრად.)	საშუალო სიმაღლე	სიმაღლის რყევადობა
80—70	550	300-დან 1000-ე	0—10	5000	4500-დან 5800-ე
70—60	1100	500—2300	10—20	5600	5000—6100
60—50	2050	800—3200	20—30	5100	4600—6100
50—40	3000	1400—4300	30—40	3000	1600—4500
40—30	4300	3500—6100	40—50	1500	700—2200
30—20	5300	4900—6000	50—60	800	500—1200
20—10	4600	4600—4700	60—70	0	—
10—0	4600	4500—4600			

47-ე ცხრილის განხილვისას თვალში გვეცემა ის გარემოება, რომ თოვლის ხაზის სიმაღლე ეკვატორიდან (4500—5800 მ) ტროპიკებისაკენ მატულობს (4900—6100 მ), ხოლო ამ უკანასკნელიდან პოლუსებისაკენ თანდათანობით მცირდება და პოლარულ აუზში ზღვის დონემდე ეშვება. ეკვატორულ ზონაში თოვლის ხაზის სიმაღლე თუ შედარებით ნაკლებ ცვალებადია, ტროპიკულ და სუბ-

ტროპიკულ განედებზე იგი მნიშვნელოვან რყევადობას განიცდის (1000-დან 3000 მ-მდე). მიუხედავად ასეთი ცვალებადობისა, აღნიშნულ განედებზე თოვლის ხაზი საგრძნობ სიმაღლეებს აღწევს. ერთ და იმავე განედზე თოვლის ხაზის სიმაღლის ცვლილება ძირითადად გამოწვეულია მთის ფერდობების ექსპოზიციით და მათი დატენიანების სხვადასხვაობით. ტენიან ფერდობზე რაც უფრო მეტია ნალექების რაოდენობა, მით უფრო დაბლა იწევს თოვლის ხაზის სიმაღლე. ჰიმალაის ქედის სამხრეთ ფერდობზე, რომელიც ზაფხულობით სამხრეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის ტენით მდიდარი მუსონების ზეგავლენას განიცდის, თოვლის ხაზი 4900 მ სიმაღლეზე მდებარეობს, ჩრდილოეთის მშრალ ფერდობზე კი—5600 მ-ზე. მსგავსი მდგომარეობაა პამირისა და ტიანშანის ქედებზეც.

კავკასიონის დასავლეთ ნაწილში, მარუხის გადასასვლელის მიდამოებში, თოვლის ხაზის სიმაღლე 2700—2900მ-ზე მდებარეობს, უფრო აღმოსავლეთით, მდ. ენგურის აუზში იგი მატულობს და ფერდობის ექსპოზიციისა და ნალექების რაოდენობასთან დაკავშირებით იცვლება 2800-დან 3500 მ-მდე (გ. კურდღელაიძე); აღმოსავლეთ კავკასიონზე — დაღესტანში მუდმივი თოვლი 3500—3800 მეტრიდან იწყება. იალბუზის ნოტიო სამხრეთ ფერდობზე თოვლის საზღვარი 3500—3600 მ-ზე მდებარეობს, შედარებით მშრალ ჩრდილოეთის ფერდობზე კი 3840 მ-ზე. მშრალ კლიმატურ პირობებში განლაგებული ზოგიერთი მაღალი მთა მუდმივი თოვლის საფარს მოკლებულია. მაგალითად, ჩილეში მთა ლულაიაკო (სგ 24° 44′), რომელიც 6600 მ აღწევს, მუდმივ თოვლს მოკლებულია, რადგან იგი უდაბნო ატაკამას ესაზღვრება.

მყინვარის ენა მნიშვნელოვნად დაბლა ჩამოდის თოვლის ხაზზე. მისი გავრცელების სიმაღლე დამოკიდებულია კლიმატურ და ადგილობრივ ოროგრაფიულ პირობებზე. გ. კურდღელაიძის გამოკვლევით, მდ. ენგურის აუზში მყინვარის ენა ჩამოდის 1841 მ-დან (ცალაათის მყინვარი) 3200 მ- მდე (მდ. დოლრა, ლაჰლა და სხვ.).

უკანასკნელ პერიოდში შეიმჩნევა მყინვართა უმრავლესობის უკან დახევის ტენდენცია. ამასთან, როგორც ვ. ცომაია აღნიშნავს, ადრინდელ პერიოდთან შედარებით მყინვართა უკან დახევის სიჩქარემ მნიშვნელოვნად იმატა (2—3-ჯერ). იმავე ავტორის გამოკვლევით, ყაზბეგის რაიონში თოვლის საზღვრის სიმაღლე თანდათანობით მაღლა იწევს. მაგალითად, ყაზბეგის მთის სამხრეთ ფერდობზე 1911 წელს თოვლის ხაზის სიმაღლემ 1850-60 წლებთან შედარებით 70—75 მ-ით მოიმატა და შეადგინა 3300—3400 მ; 1956 წლის-

ათვის კი მან 3500—3700 მ-ს მიაღწია, ე. ი. სიმაღლე მომატებულა 200—300 მ-ით.

ანალოგიური მდგომარეობაა კავკასიონის სხვა ნაწილშიც. გ. კურდღელაიძის მონაცემებით, სვანეთში დოლრას და ქვიშის მყინვართა ენამ 1950 წლიდან 1963 წლამდე 60—70 მეტრით დაიხია უკან. აღნიშნული პროცესი ინტენსიურად მიმდინარეობს ამჟამადაც.

ცნობილია, რომ თოვლის ხაზის ქვემოთ ვრცელდება მცენარეული საფარი, რომელიც ჰაერის ტემპერატურის, ატმოსფერული ნალექებისა და ტენიანობის ზეგავლენით სიმაღლის მიხედვით ზონალურ ცვლას განიცდის: ალპურ ზონას—მდელოებით, ფართოფოთლოვან მარცვლოვანი მცენარეულობით და გართხმული ბუჩქნარებით, ცვლის სუბალპური ზონა-მდელოებით და ბუჩქნარებით (დაბალი ტანის ტყე); ამ უკანასკნელს მოჰყვება წიწვიანი, შემდეგ შერეული (წიწვიანი და ფოთლოვანი) და ბოლოს ფოთლოვანი ტყის ზონა.

ტყის გავრცელების ალპური საზღვარი (სიმაღლე), თოვლის ხაზის ანალოგიურად, დედამიწის ზედაპირზე მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის. ძირითადად იგი დამოკიდებულია განედსა და ადგილის კლიმატურ პირობებზე. დაბალ განედებზე — ეკვატორულ და ტროპიკულ სარტყელში, ტყე ვრცელდება 3500—4500 მ სიმაღლემდე, ხოლო მაღალ განედებზე (65—70°) — 200—300 მ-მდე ეშვება (ლ. ბერგი). ტენიანი (ზღვიური) ჰავის პირობებში ტყის გავრცელების ალპური საზღვარი, კონტინენტურთან შედარებით, გაცილებით დაბლა იწევს. ლ. ბერგის მიხედვით, შვეიცარიის ალპებში, რომელიც ჭარბი ტენიანობით ხასიათდება, ნაძვნარი ვრცელდება 1800 მ სიმაღლემდე, ცენტრალურ ტიან-შანში (ძლიერ კონტინენტური) კი იგი მხოლოდ აღნიშნული სიმაღლიდან იწყება და 2800—2850 მ-მდე აღწევს.

ვ. გულისაშვილის გამოკვლევით, ჭარბად ნოტიო შავი ზღვის სანაპიროს მოსაზღვრე ძირხვისა და კოტკოტის მთებზე (აფხაზეთის კავკასიონი) ტყის ზონა 2050—2100 მ სიმაღლემდე ვრცელდება, მდ. ჭანჭახის სათავეში — 2350 მ-მდე, ხოლო აჭარა-იმერეთის ქედზე (ბუქსიეთის მწვერვალი) — 2300 მ-მდე. უფრო აღმოსავლეთით—ცენტრალურ და აღმოსავლეთ კავკასიონის სუსტად კონტინენტურ კლიმატის პირობებში ტყის ზონა 2400—2500 მ სიმაღლემდე აღწევს; უფრო მეტი, სამხრეთ სევანის ქედზე (სომხეთის სსრ), რომელიც ძლიერ კონტინენტური კლიმატის ზეგავლენას განიცდის, ტყის გავრცელების ალპური საზღვარი 2700 მ სიმაღლეზე მდებარეობს. თითქმის ანალოგიური მდგომარეობაა კავკასიონის ჩრდილოეთ

ფერდობზეც. შედარებით ტენიან მდ. თებერდის სათავეებში ტყე ვრცელდება 2370 მ სიმაღლემდე, ხოლო მშრალ ადგილებში, როგორიცაა მდ. მუხას სათავეები და იალბუზის ფერდობები — ტყის ზონა მაღლა იწევს (2600—2650 მ).

მეცნიერთა უმრავლესობას მიაჩნია, რომ ტყე-მცენარეები შეიძლება გავრცელდეს (როგორც განედურად, ისე ვერტიკალურად) იქ, სადაც უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 10°-ს აღემატება. ზოგიერთი მეცნიერის გამოკვლევიდან ირკვევა, რომ სხვადასხვა კლიმატურ პირობებში ტყე შეიძლება გავრცელდეს მთებში იმ სიმაღლემდე, სადაც უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 8-დან 11,5°-მდე მერყეობს. კიოპენის გამოკვლევით, ცენტრალურ ალპებში ტყის ზონა ვრცელდება უთბილესი თვის 10°-იანი ტემპერატურის იზოთერმაზე მაღლა და აღწევს 8°-იან იზოთერმას.

ვ. გულისაშვილის გამოთვლებით, კავკასიონისა და სამხრეთ მთიანეთის დასავლეთ ნაწილში ჭარბი ტენიანობის გამო, ტყის საზღვარი გადის იმ სიმაღლეზე, სადაც ივლისის საშუალო ტემპერატურა 11—11,5°-ია, ხოლო აღმოსავლეთ ნაწილში და კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობზე აღნიშნული საზღვარი 10°-იან იზოთერმას სცილდება და 8,5°-ს აღწევს.

კონტინენტური კლიმატის პირობებში ტყის საზღვრის მაღლა აწევის მიზეზად ლ. ბერგს მიაჩნია ზაფხულის მაღალი ტემპერატურები, უმნიშვნელო მოღრუბლულობა და მცირე ნალექები (ხემცენარე ზამთრის სიცივეებზე ნაკლებ რეაგირებას ახდენს).

მრავალრიცხოვანი ფაქტიური მასალის ანალიზმა თ. დავითაია და ი. მელნიკი მიიყვანა იმ დასკვნამდე, რომ ტყის მასივის (და არა ცალკეული ხის) ნორმალური ზრდა-განვითარება შეუძლებელია მიმდინარეობდეს უთბილესი თვის 8—9° და ნაკლები საშუალო ტემპერატურის პირობებში, რის გამოც მისი გავრცელების ალპური საზღვარი ეშვება იმ სიმაღლემდე, სადაც აღნიშნული სითბო 10°-ს აღემატება.

აღნიშნულმა ავტორებმა ტყის გავრცელების პოლარულ (ჩრდილოეთ ნახევარსფეროსათვის იხ. ნახ. 3) და ალპურ საზღვარზე სითბოს რაოდენობის დასადგენად განსაზღვრეს საშუალო მრავალწლიური 10°-ზე მეტ ტემპერატურათა ჯამები (აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები) იმ მეტეოროლოგიური სადგურებისათვის, რომელნიც განლაგებული იყვნენ ტყის გავრცელების საზღვარზე ან მის მახლობლად. აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი მოსახერხებელია იმდენად, რამდენადაც იგი მოიცავს როგორც ტემპერატურის სიდიდეს, ისე ამ უკანასკნელის მცენარეზე ზემოქმედების ხანგრძლივობას. 48-ე

ცხრილში შემოკლებით მოგვყავს გამოთვლების შედეგები ზოგიერთი მეტეოსადგურისა და რაიონისათვის.

ცხრილი 18

საშუალო მრავალწლიური აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები ($\Sigma t > 10°$-ზე) ტყის გავრცელების საზღვარ.ზე პოლარული და ალპური ზონების მიმართულებით (თ. დავითაიას და ი. მელნიკის მიხედვით)

№ №	მეტსადგურის დასახელება	ტემპერატურათა ჯამი 100-ის მეტი (გრადუს.)	რაიონის დასახელება (მაღალმთიანი ზონა)	ტყის გავრცელების ალპური საზღვარი (მ-ებით)	ტემპერატურათა ჯამი 100-ზე მეტი (გრადუს.)
1.	რეროსი	600	მდ. ნენსკრას სათავეები (სვანეთი)	2550	300
2.	სალეხარდი	700	ყაზბეგის მთა (ჩრდ.-აღმ. ფერდობი)	2550	250
3.	კოდიშის ჯვარი	550	თრიალეთის ქედი (სამხრეთ ფერდობი)	2400	250
4.	ესეი	600	მესხეთის ქედი	2400	300
5.	კონფიდენსის ფორტი	700	უოსატჩის ქედი (კლდოვანი ქედი აშშ)	3050	300
6.	ჩერჩილი	600	აბსაროკას ქედი (კლდოვანი ქედი. აშშ)	2800	200

შ ე ნ ი შ ვ ნ ა — ცხრილში მოყვანილი პოლარული მეტეოსადგურების ადგილსამყოფელი თავისი ნუმერაციით დატანილია მე-3 ნახაზზე.

ცხრილში ყურადღებას იპყრობს ის გარემოება, რომ აქტიურ ტემპერატურათა ჯამი ტყის გავრცელების პოლარულ საზღვარზე შეადგენს 600—700°-ს, მაღალმთიან ზონაში კი — 200—300°-ს. როგორც ჩანს, მთებში ტყე-მცენარის არსებობისათვის ატმოსფეროს სითბოს მარაგი 2—3-ჯერ ნაკლებია იმ სითბოზე, რომელიც ტყის გავრცელების პოლარულ საზღვარს გააჩნია. სითბოს ასეთი თანაფარდობა შეიძლება პარადოქსალურად მოგვეჩვენოს, მაგრამ იგი შეიძლება ავხსნათ იმით, რომ მთებში ჰაერის დაბალი ტემპერატურა კომპენსირდება მზის რადიაციის მომატებული ინტენსივობით, რომელიც მნიშვნელოვნად ათბობს ხემცენარის ქსოვილებს. ამ ჰიპოტეზის დასამტკიცებლად თ. დავითაიამ და ი. მელნიკმა 1961 წლის აგვისტოში ჩაატარეს დღეღამური დაკვირვება მცენარის ფოთოლსა და ჰაერის ტემპერატურებს შორის სხვაობის გასაგებად ტყის ალპურ საზღვარზე ბაკურიანსა (კოხტას მთა— 2100 მ) და მურმანსკის რაიონში.

ტემპერატურათა საშუალო სხვაობამ „ფოთლის ზედაპირი — ჰაერი“ ბაკურიანში შეადგინა 3,7° (მაქსიმალურმა სხვაობამ 12°-ს მიაღწია, იხ. ნახ. 16), მურმანსკის რაიონში +1,5°. ამ მონაცემებმა საშუალება მისცა აღნიშნულ ავტორებს გამოეთვალათ იმავე პუნქტებისათვის მოქმედი ზედაპირის (ფოთოლი) აქტიური ტემპერატურების ჯამი ($\Sigma t > 10°$-ზე); მზის რადიაციის გაძლიერებული ინტენსივობის ზეგავლენით ბაკურიანისათვის მან 800° შეადგინა, ხოლო მურმანსკის რაიონისათვის — 880°. ამგვარად, ტყის გავრცელების პოლარულ და ალპურ საზღვარზე, მიუხედავად მათ შორის ჰაერის ტემპერატურებში მნიშვნელოვანი განსხვავებისა, მცენარე საერთო ჯამში ითვისებს სითბოს თითქმის თანაბარ რაოდენობას.

თავი III

მიკროკლიმატი და ადგილობრივი კლიმატი

§ 1. მიკროკლიმატოლოგიის საგანი და მეთოდი

მიწისპირა ჰაერის ფენების ფიზიკური მდგომარეობა ძირითადად დამოკიდებულია ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათზე; რაც უფრო ახლოს იმყოფება ჰაერის ფენა მოქმედ ზედაპირთან (ნიადაგი, მცენარეული საფარი), მით უფრო ძლიერდება ჰაერის ფიზიკურ თვისებებზე ამ უკანასკნელის გავლენა. ამასთან დაკავშირებით, მიწისპირა ჰაერის ფენებში ტემპერატურის, ტენიანობის, ქარის სიჩქარის და სხვა მეტეოელემენტების ცვლილება ერთეულ სიმაღლეზე (ვერტიკალური გრადიენტი) გაცილებით მეტია შედარებით მაღლა განლაგებულ ჰაერის ფენის იმავე ელემენტების ცვლილებაზე. მაშასადამე, მოქმედი ზედაპირის ხასიათი წარმოადგენს იმ ძირითად ფაქტორს, რომელიც განსაზღვრავს მიწისპირა ჰაერის ფენის სითბოსა და ტენიანობის ბალანსს, ქარის სიჩქარისა და სხვა ელემენტების რაოდენობრივ მაჩვენებელს, რომელიც მნიშვნელოვნად განსხვავდება მოცემული ადგილის საერთო კლიმატური პირობებისაგან.

ჰაერის ქვედა ფენები, რომლებიც უშუალოდ ეხება მოქმედ ზედაპირს, ნიადაგსა და ჰაერს შორის აქტიური სითბოს გაცვლის მეშვეობით, დღისით ძლიერ ხურდება, ხოლო ღამით—ცივდება და ამიტომ, ტემპერატურის დღეღამური რყევადობა და სიმაღლით მისი ცვლილება მნიშვნელოვანია. აღნიშნული ფენის ნიშანდობლივი თვისება ისაა, რომ აქ მეტეოელემენტების უმეტესი ნაწილის ვერტიკალური გრადიენტი განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი სიდიდეებით ხასიათდება. მიწისპირა ჰაერის ფენების შესწავლას დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა ენიჭება, ვინაიდან ამ ფენებში უხდება ადამიანს მოღვაწეობა, აქ ვითარდება მცენარეული საფარი, და ამასთან აღნიშნული ჰაერის ფენები აქტიური ზემოქმედებისათვის ადვილად მისაწვდომია.

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე, მოცემული ადგილის მიკროკლიმატი კლიმატის ადგილობრივი თავისებურებაა, რომელიც გაპირობებულია ქვეფენილი ზედაპირის არაერთგვაროვნებით. მიწისპირა ფენებში მიკროკლიმატური თავისებურებანი ძირითადად 1—2 ჰ სისქის ჰაერის ფენებში ვლინდება. მ. ბუდიკოს მიაჩნია, რომ აღნიშნული ფენა მოიცავს 25—35 მ სიმაღლეს.

ზოგიერთი მეცნიერი (რ. გეიგერი, ს. საპოჟნიკოვა) მიკროკლიმატის გარდა გამოყოფს აგრეთვე ა დ გ ი ლ ო ბ რ ი ვ კ ლ ი მ ა ტ ს (მეზოკლიმატი). ადგილობრივი კლიმატი მიკროკლიმატთან შედარებით უფრო მეტ ტერიტორიას მოიცავს (ტყე, მინდორი, ტბა, ქალაქი და სხვ.) და წარმოადგენს შუალედურ რგოლს მაკროკლიმატსა და მიკროკლიმატს შორის.

ი. გოლცბერგს მიკროკლიმატისა და ადგილობრივი კლიმატის ზემოაღნიშნული დაყოფა ძალზე პირობითად მიაჩნია, რადგან ბევრ შემთხვევაში გაძნელებულია მათ შორის მკვეთრი საზღვრის გავლება და ამასთან ზოგჯერ გაურკვეველიცაა რომელი ამ ტერმინთაგანი უფრო კარგად ასახავს ამა თუ იმ მოვლენას. იგი მიკროკლიმატში გულისხმობს მცირე ტერიტორიის კლიმატს, რომელიც წარმოიშობა რელიეფის სხვადასხვა ფორმების, მცენარეულობის, ნიადაგის ხასიათის, წყალსაცავებისა და სხვათა მიმდებარე ჰაერის ფენებში. ამ მეცნიერის აზრით, მიკროკლიმატური თავისებურებანი მჟღავნდება მიწისპირა ჰაერის ქვედა და ზედაფენებში, რომლებიც შეიძლება ვრცელდებოდეს რამდენიმე მეტრიდან 100—150 მ სიმაღლემდე. ადგილობრივ კლიმატში იგი აერთიანებს იმ პროცესებს, რომლებიც გაპირობებულია ოროგრაფიით და წყლისა და ხმელეთის განაწილებით, რომელთა გავლენა 800—1000 მ სიმაღლემდე აღწევს (ბრიზები, ფიონები, ბორა, მთა-ხეობის ქარები, ოროგრაფიული ნალექები, ტემპერატურის ოროგრაფიული ინვერსიები და სხვ.).

როგორც დავინახეთ, მიკროკლიმატისა და ადგილობრივი კლიმატის თავისებურებანი ვლინდება მოცემული ტერიტორიის საერთო კლიმატური პირობების ფონზე (მაკროკლიმატი). ეს უკანასკნელი, როგორც ცნობილია, ძირითადად მსხვილი მასშტაბის ფაქტორებითაა გაპირობებული (მზის რადიაცია, ცირკულაციური პროცესები და ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობები) და ამიტომ მოქმედი ზედაპირის ადგილობრივი თავისებურების გავლენა მაკროკლიმატზე მთლიანად გამორიცხულია.

მიკროკლიმატური პირობების შესწავლის პროცესში ძირითადი ყურადღება უნდა მიექცეს ჰაერის ტურბულენტურ მოძრაობას, რომლის მეშვეობითაც ხდება ზედაპირიდან სითბოს, წყლის ორთქლისა

და სხვა თვისებების ვერტიკალური გადატანა და ჰაერის სხვადასხვა ფენების ურთიერთშერევა. საერთოდ, ქვეფენილი ზედაპირის მახლობლად ტურბულენტობის ძლიერი შემცირება და აქედან გამომდინარე შერევის პროცესის მნიშვნელოვნად შესუსტება, აპირობებს მიწისპირა ფენებში განსაკუთრებულ მიკროკლიმატური პირობებს.

მიკროკლიმატური პირობების თავისებურებანი (ტემპერატურის, ტენიანობის, აორთქლების, ქარის რეჟიმის) განსაკუთრებით მკვეთრად მკლავნდება ზაფხულის მოწმენდილი ამინდის პირობებში. მაგრამ ზამთარში და ზოგჯერ სხვადასხვა ტიპის ამინდის პირობებშიც ზოგიერთი მეტეოროლოგიური ელემენტი (მინიმალური ტემპერატურა, თოვლის საბურველი, წაყინვები, სხვადასხვა ჰიდრომეტეორების გაჩენა და სხვ.) ძლიერ მგრძნობიარეა მიკრორელიეფის ფორმისა და ნიადაგის (წყლის) ზედაპირის ხასიათის მიმართ. ამიტომ ამა თუ იმ ადგილის მიკროკლიმატის შესწავლა უნდა მოხდეს წლის იმ სეზონში და დღე-ღამის იმ პერიოდში, რომლის დროსაც საერთო კლიმატურ ფონზე ესა თუ ის ელემენტი განსაკუთრებულად იჩენს თავს, ე. ი. მკვეთრ ხასიათს განიცდის. აქ მხედველობაში უნდა მივიღოთ ისიც, თუ რა მიზნისათვის გვჭირდება მიკროკლიმატის ესა თუ ის თავისებურებანი, სახალხო მეურნეობის რომელი დარგებისათვისაა საჭირო ადგილობრივი კლიმატის ასეთი დეტალური შესწავლა და ა. შ.

მიკროკლიმატისა და ადგილობრივი კლიმატის კვლევას და დაკვირვებას თავისი მეთოდები გააჩნია. კლიმატის ადგილობრივი თავისებურებანი ზოგიერთ შემთხვევაში შეიძლება გამოვლინდეს მეორე თანრიგის მეტეოროლოგიური სადგურების მეშვეობით, ხოლო უფრო სრულად ეგი სხვადასხვა ზედაპირზე დროებით განლაგებულ მიკროკლიმატურ პუნქტებზე ვლინდება. ამ უკანასკნელში დაკვირვებები ქვეფენილი ზედაპირის მახლობლად წარმოებს და ამიტომ დაკვირვების ხელსაწყოებიც და მათი განლაგებაც ჩვეულებრივისაგან განსხვავდება.

მიკროკლიმატური აგეგმვისათვის ძირითადად გამოყენებულია ასმანის ფსიქრომეტრი, ელექტრული და წინაღობის თერმომეტრები, ფუსის ანემომეტრი (ქარის სიჩქარის გაზომვისათვის) და სხვ. ეს ხელსაწყოები ნაკლებ ინერტულია და ჩქარ რეაგირებას ახდენენ დროსა და სივრცეში მეტეოელემენტების ყოველ ცვლილებაზე. ამა თუ იმ ელემენტის ვერტიკალური პროფილის შესწავლის მიზნით (გრადიენტული დაკვირვებები) აღნიშნულ ხელსაწყოებს ათავსებენ სხვადასხვა სიმაღლეზე. მიკროკლიმატური აგეგმვა შეიძლება მოახდინოთ წინასწარ შერჩეულ პუნქტებზე, ერთდროული დაკვირვების მეშვეობით.

ხშირად მიკროკლიმატურ აგეგმვას აწარმოებენ მარშრუტული დაკვირვებებით; როგორც მარშრუტულ, ისე ცალკეულ ტერიტორიაზე (ფართობზე) მიკროკლიმატური დაკვირვებები უნდა წარმოებდეს სინქრონულად, მუდმივმოქმედ მეტეოროლოგიურ სადგურთან ერთად, რათა საშუალება გვქონდეს ერთმანეთს დავუკავშიროთ დაკვირვების მონაცემები.

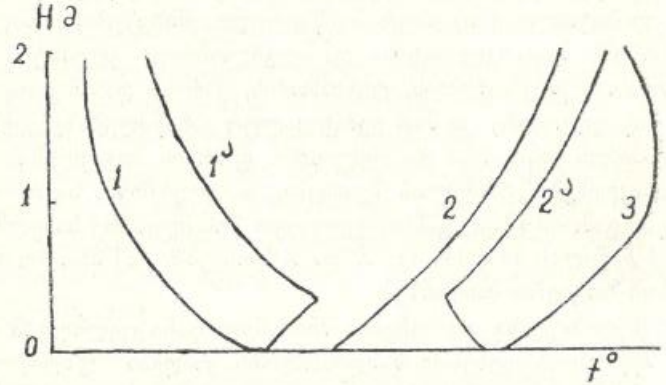
§ 2. მიწისპირა ჰაერის ფენებისა და სხვადასხვა ლანდშაფტის მიკროკლიმატი

უკანასკნელი წლების განმავლობაში საბჭოთა მეტეოროლოგებისა და კლიმატოლოგების მიერ შესწავლილია მიზეზები, რომლებიც განაპირობებს მიკროკლიმატისა და ადგილობრივი კლიმატის სხვადასხვაობას. ტემპერატურის, ტენიანობის, ქარისა და სხვათა დღე-ღამურ მსვლელობაზე და მათ ვერტიკალურ განაწილებაზე ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათისა და რელიეფის ფორმის ზეგავლენის ცალკეული საკითხები, რომელთა შესახებაც ა. ვოეიკოვმა საერთო დებულებები გამოიმუშავა, განხილული იყო წინამდებარე სახელმძღვანელოს I ნაწილის III, IV, VI, X და XV თავებში. აქ მხოლოდ შევჩერდებით ზოგიერთ მათგანზე.

ჰაერის ფიზიკური თვისებების მნიშვნელოვანი ცვლილება ძირითადად მიწისპირა ფენებში მიმდინარეობს, რადგან უშუალოდ აქ ხდება სითბოსა და ტენის აქტიური გაცვლა ნიადაგსა და ჰაერს შორის. როგორც აღნიშნული იყო, მიწისპირა ფენებში ტემპერატურის სიმაღლით განაწილებაში ძირითადად შეიძლება ინსოლაციური და რადიაციული ტიპი გამოიყოს. პირველ ტიპს მზის ინსოლაცია განაპირობებს; ამ შემთხვევაში, ზაფხულში დღის საათებში ქვეფენილი ზედაპირის ძლიერი გახურების გამო ტემპერატურა სიმაღლით (1-2 მეტრის ფარგლებში) ძლიერ ეცემა და ქვედა და ზედა დონეს შორის განსხვავებამ შეიძლება საგრძნობ სიდიდეს მიაღწიოს (ნახ. 15). მაგალითად, ვოეიკოვმა ზაფხულის ერთ დღეს ოდესაში დაკვირვებისას შენიშნა, რომ ნიადაგის ზედაპირზე ტემპერატურა 50,4° იყო, 2 სმ სიმაღლეზე—32,2°, 54 სმ-ზე 30,0°, ხოლო 3 მეტრ სიმაღლეზე—28,9°. როგორც ჩანს, ასეთ მცირე სიმაღლეზე ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტის სიდიდე ასჯერ და მეტად (შესაძლებელია, ათასჯერაც) აღემატება ნორმალურს.

ზაფხულის მოწმენდილ ამინდში მზის ამოსვლამდე თუ გამოიყო ნამის საკმაო რაოდენობა, მაშინ მზის სხივური სითბოთი მისი

აორთქლების შედეგად ნიადაგის ზედაპირი ხელმეორედ გაცივდება. ამ შემთხვევაში ქვედა ფენებში ტემპერატურა გარკვეულ სიმაღლემდე მატულობს (ინვერსია), ხოლო შემდგომ ინარჩუნებს ინსოლაციურ მსვლელობას (ნახ. 15-1°). ღამის განმავლობაში ძლიერი გამოსხივება და ნიადაგის გაცივება განაპირობებს ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების რადიაციულ ტიპს—ინვერსიას (ნახ. 15—2); იმავე პერიოდში ნამის დიდი რაოდენობით გამოყოფა (კონდენსაციის ფარული სითბო) იწვევს ნიადაგის ზედაპირთან ტემპერატურის მომატებას, ხოლო უფრო მაღლა ტემპერატურის განაწილება რადიაციულ მსვლელობას ინარჩუნებს (ნახ. 15—2°).



ნახ. 15. ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების დღეღამური პროფილი მიწისპირა 2 მეტრიან ჰაერის ფენაში

საღამოს საათებში მიწისპირა ჰაერის გაცივების შედეგად ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება რადიაციული ტიპის, უფრო მაღლა კი ინსოლაციურის ანალოგიურია (ნახ. 15—3).

ზამთარში დღე-ღამის განმავლობაში ადგილი აქვს ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების რადიაციულ ტიპს—ინვერსიას, რომელიც ინტენსიური გამოსხივებისა და ნიადაგის გაცივების შედეგადაა წარმოშობილი.

ნ. ნოვოჟილოვმა 1963 წლის იელისში ლენინგრადის მახლობლად ღამისა და დილის საათებში ჩაატარა დაკვირვება მიწისპირა ფენებში მინიმალური ტემპერატურის სიმაღლის გასაგებად. იგი შემდეგ დასკვნამდე მივიდა: საღამოს საათებში ნამის გამოყოფამდე 50 სმ ფენაში ტემპერატურის განაწილება იზოთერმულს უახლოვდებოდა,

მაგრამ ნამის გამოყოფასთან ერთად სტრატიფიკაცია მკვეთრად შეიცვალა—ყველაზე დაბალი ტემპერატურა იყო 15—40 სმ ფენაში, მის ზემოთ და ნიადაგის მიმართულებით იგი მატულობდა. მათ შორის განსხვავება 1,5—3,0°-ს აღწევდა (ნახ. 15—4°).

აღნიშნულ გარემოებასთანაა აგრეთვე დაკავშირებული წყლის ორთქლის დრეკადობის სიმაღლით განაწილების თავისებურებაც. იმავე ავტორის მიხედვით, დღისით 2 მეტრიან ფენაში ორთქლის დრეკადობა თუ სიმაღლით კანონზომიერად კლებულობს, ღამით დრეკადობის მინიმუმი ტემპერატურის მინიმუმს ემთხვევა (15—40 სმ), ხოლო მის ზემოთ და ქვემოთ იგი მატულობს.

ჰაერის მასათა ადვექციის დროს და მოღრუბლულ ამინდში მიკროკლიმატური განსხვავება მეზობელ მიკრორაიონებს შორის ძლიერ სუსტდება, უფრო ხშირად კი იშლება, ხოლო მეტეოელემენტების ვერტიკალურ განაწილებაში მნიშვნელოვან ცვლილებას ადგილი არ აქვს (გრადიენტის სიდიდე მცირდება).

მოქმედ ზედაპირსა და ჰაერს შორის ტემპერატურული სხვაობა 1,5 მ სიმაღლეზე მჭიდროდაა დაკავშირებული სითბურ ბალანსთან, რომელიც განსაზღვრავს სხვადასხვა ზედაპირის (მოშიშვლებული ნიადაგი, მცენარეული საფარი და სხვ.) ენერგეტიკულ რესურსებს. მცენარეული საფარის სითბური ბალანსის ცალკეულ კომპონენტთა რაოდენობრივი მაჩვენებელი ძირითადად დამოკიდებულია ადგილის მიკროკლიმატურ თავისებურებაზე. როგორც 49-ე ცხრილიდან ჩანს, მიკროკლიმატური პირობების ზეგავლენით ყველაზე მეტად LV და P იცვლება. მაღლობზე და ჭალაში აორთქლებაზე დახარჯული სითბო შესაბამისად შეადგენს რადიაციული ბალანსის 34 და 69%-ს; პირველში ტურბულენტური სითბოს გაცვლის მეშვეობით (P) სითბოს მეტი რაოდენობა (54%) მიდის ჰაერის გათბობაზე, ჭალაში კი ნიადაგის ჭარბი ტენიანობის გამო ჰაერის გათბობას ნაკლები სითბო ხმარდება (25%). აღნიშნულ გარემოებას კარგად ადასტურებს 50-ე ცხრილში მოცემული იმავე პუნქტების ტემპერატურული პირობების მონაცემები. ბალახით დაფარულ მაღლობზე მცენარის ზედაპირის ტემპერატურა 12°-ით, ხოლო ჭალაში 6—7°-ით მეტია ჰაერისაზე. ალმა-ათის ოლქში ქვედა პუნქტიდან ზედა პუნქტამდე (200 მ) აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობის 75-დან 91%-მდე მატება (ცხრ. 49) იწვევს სიმაღლის მიხედვით მოქმედ ზედაპირსა და ჰაერს შორის ტემპერატურათა სხვაობის შემცირებას 6-დან 2°-მდე (ცხრ. 50). თუ რადიაციული ბალანსი დადებითია და სჭარბობს აორთქლებაზე დახარჯულ სითბოს ($B > Lv$), მაშინ ტემპერატურათა სხვაობა მცენარის ზედაპირსა და ჰაერს შორის ყოველთვის და-

ცხრილი 49

სითბური ბალანსის კომპონენტთა სითბოს დღიური ჯამები (კალ/სმ² წთ) **მოწმენდილ ამინდში** (ზ. მიშჩენკოს მიხედვით)

პუნქტის ადგილმდებარეობა	სიმაღლეთა ზონალური სხვაობით ფარდობითი სხვაობა (მ-ში)	B	LV	P	A	$\frac{LV}{B}$	$\frac{P}{B}$	$\frac{A}{B}$
	მოსკოვის ოლქი (უზუნოვო, 1961 წ. ივნისი, ბალახი)							
მაღლობი	50	402	138	216	48	34	54	12
ჭალა		596	264	102	30	69	25	6
	ალმა-ათის ოლქი (თალგარი, 1962 წ. ივლისი, ბალახი)							
ქვედა პუნქტი	40	434	334	46	54	77	10	13
სამხ. პუნქტი	150	431	326	56	49	75	13	12
ზედა პუნქტი		440	401	11	28	91	3	6
	მოლდავეთის სსრ (ტირასპოლი, 1963 წ. ივლისი, ბაღრიჯანი)							
მორწყვამდე	—	380	278	42	60	73	11	16
მორწყვის შემდეგ		408	350	10	48	86	2	12

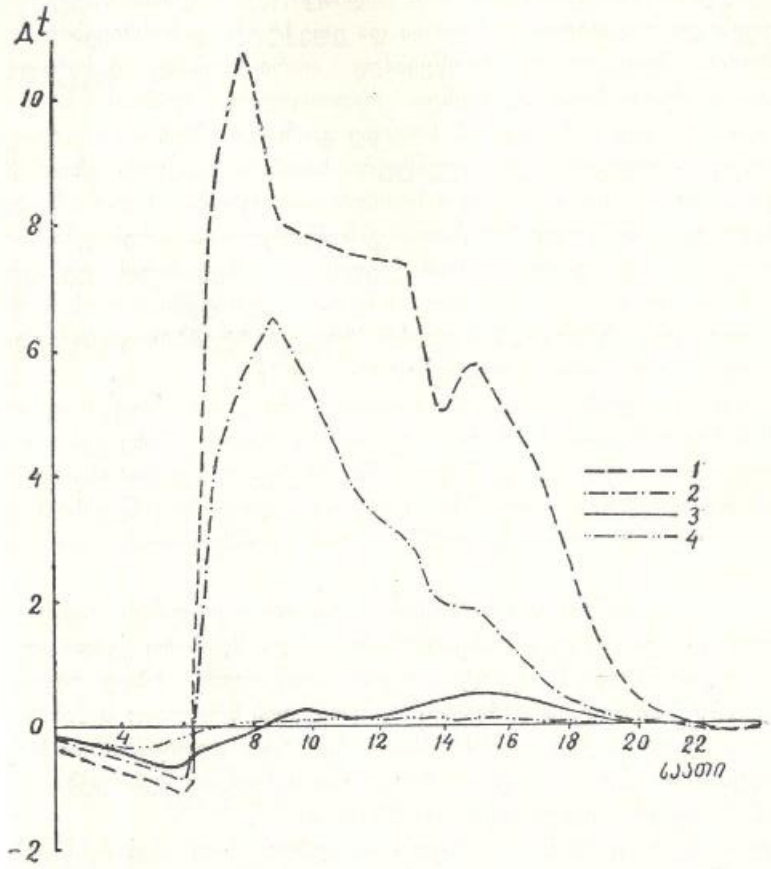
შ ე ნ ი შ ვ ნ ა — B—რადიაციული ბალანსი, LV—აორთქლებაზე დახარჯული სითბო, P—ტურბულენტური სითბოს გაცვლა ზედაპირსა და ჰაერს შორის, A—სითბოს გაცვლა ნიადაგის ზედაპირსა და სიღრმის ფენებს შორის.

ცხრილი 50

მოქმედი ზედაპირის და ჰაერის (150 სმ-ზე) **ტემპერატურა და მათ შორის სხვაობა** (ზ. მიშჩენკოს მიხედვით)

პუნქტის ადგილმდებარეობა	ზედაპირის ტემპერ.		ჰაერის ტემპერ.		სხვაობა	
	დღისით	ღამით	დღისით	ღამით	დღისით	ღამით
	მოსკოვის ოლქი (უზუნოვო, 1961 წ. ივნისი)					
მაღლობი	33,4	6,8	21,3	8,9	12,1	—2,1
ჭალა	28,1	3,5	21,2	5,6	6,9	—2,1
სხვაობა	5,3	3,5	0,1	3,3	5,2	0
	ალმა-ათის ოლქი (თალაგარი, 1962 წ. ივლისი)					
სამხრ. ფერდობი	30,5	14,8	24,6	17,4	5,9	—2,6
ქვედა პუნქტი	26,4	14,0	22,9	16,7	3,5	—2.7
ზედა პუნქტი	24,4	11,2	22,2	14,2	2,0	—3,0

დებითი იქნება. რადიაციული ბალანსის დადებითიდან უარყოფითზე გადასვლის პერიოდში (დილით, საღამოს და მოღრუბლულობის დროს) მოქმედ ზედაპირსა და ჰაერის ტემპერატურას შორის განსხვავება ქრება (ნახ. 16).



ნახ. 16. ფოთლის ზედაპირსა და ჰაერს შორის ტემპერატურული სხვაობის დღე-ღამური მსვლელობა (თ. დავითაიას და ი. მელნიკის მიხედვით). აგვისტო 1961 წ.
ბ ა კ უ რ ი ა ნ ი — 1. სხივები შვეულად ეცემა ფოთოლს,
2. სხივები პარალელურია ფოთლის,
3. ფოთოლი დაჩრდილულია
მ უ რ მ ა ნ ს კ ი — 4. მოღრუბლული, ნალექიანი ამინდი.

ღამის განმავლობაში, როდესაც რადიაციული ბალანსი უარყოფითია ($B<O$), ან იმ შემთხვევაში, თუ დღისით აორთქლებაზე დახარჯული სითბო სჭარბობს ბალანსისას ($Lv>B$), სხვაობა $t_w - t$

იცვლის ნიშანს, ე. ი. უარყოფითი ხდება; როგორც 50-ე ცხრილიდან ჩანს, ღამის განმავლობაში ყველა პუნქტზე ჰაერი 2—3°-ით თბილია მოქმედ ზედაპირისაზე.

მორწყვის შედეგად სითბური ბალანსის კომპონენტები საგრძნობ ცვლილებას განიცდის (ცხრ. 49); რადიაციული ბალანსი მატულობს ქვეფენილი ზედაპირის ალბედოსა და ეფექტური გამოსხივების შემცირების შედეგად. თუ მორწყვამდე აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობა შეადგენდა რადიაციული ბალანსის სითბოს 73%-ს, მორწყვის შემდეგ ეს სიდიდე გაიზარდა 86%-მდე; ამასთან მორწყვის შედეგად ტურბულენტური სითბოს გაცვლის გზით (P) ჰაერის გათბობაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობა 11-დან 2%-მდე შემცირდა. აღნიშნული მიზეზითაა გამოწვეული ის გარემოება, რომ მოურწყავ ადგილებში დღისით ქვეფენილი ზედაპირის ტემპერატურა ჩვეულებრივ 10—15°-ით და მეტად აღემატება ჰაერისას, ხოლო მორწყვის შემდეგ 1,5 მ ფენაში მყარდება ტემპერატურის იზოთერმული ან ინვერსიული განაწილება.

იმავე ცხრილებიდან (49,50) აგრეთვე კარგად ჩანს მოცემული რაიონის მიკროპუნქტებს შორის მიკროკლიმატური განსხვავება. როგორც დღის, ისე ღამის განმავლობაში მოქმედი ზედაპირისა და ჰაერის ტემპერატურა მაღლობზე 3—5°-ით აღემატება (ინვერსია) ჭალისას (მხოლოდ დღის საათებში ჰაერის ტემპერატურა თითქმის უცვლელი რჩება).

ალმა-ათის რაიონშიც სამხრეთი ფერდობი დღე-ღამის განმავლობაში 1—4°-ით თბილია მასზე 50 მ-ით დაბლა მდებარე ქვედა პუნქტზე. ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილება იმავე რაიონის 150—200 მ სიმაღლის ფარგლებში, პირველის სრულიად საწინააღმდეგოა; ქვედა და ზედა პუნქტებსა და სამხრეთ ფერდობსა და ზედა პუნქტს შორის ტემპერატურა სიმაღლის მიხედვით მცირდება ზედიაბატური გრადიენტით (1,1—1,5°/100 მ).

ტყის გავრცელების პოლარული და ალპური საზღვრის შესწავლის პროცესში თ. დავითაიასა და ი. მელნიკის მიერ ბაკურიანსა (ნეკერჩხალი) და მურმანსკის რაიონში (არყის ხე) ჩატარებულ დაკვირვებებს (ფოთოლსა და ჰაერს შორის ტემპერატურული სხვაობის გაგება) აგრეთვე გარკვეული მიკროკლიმატური მნიშვნელობა ენიჭება.

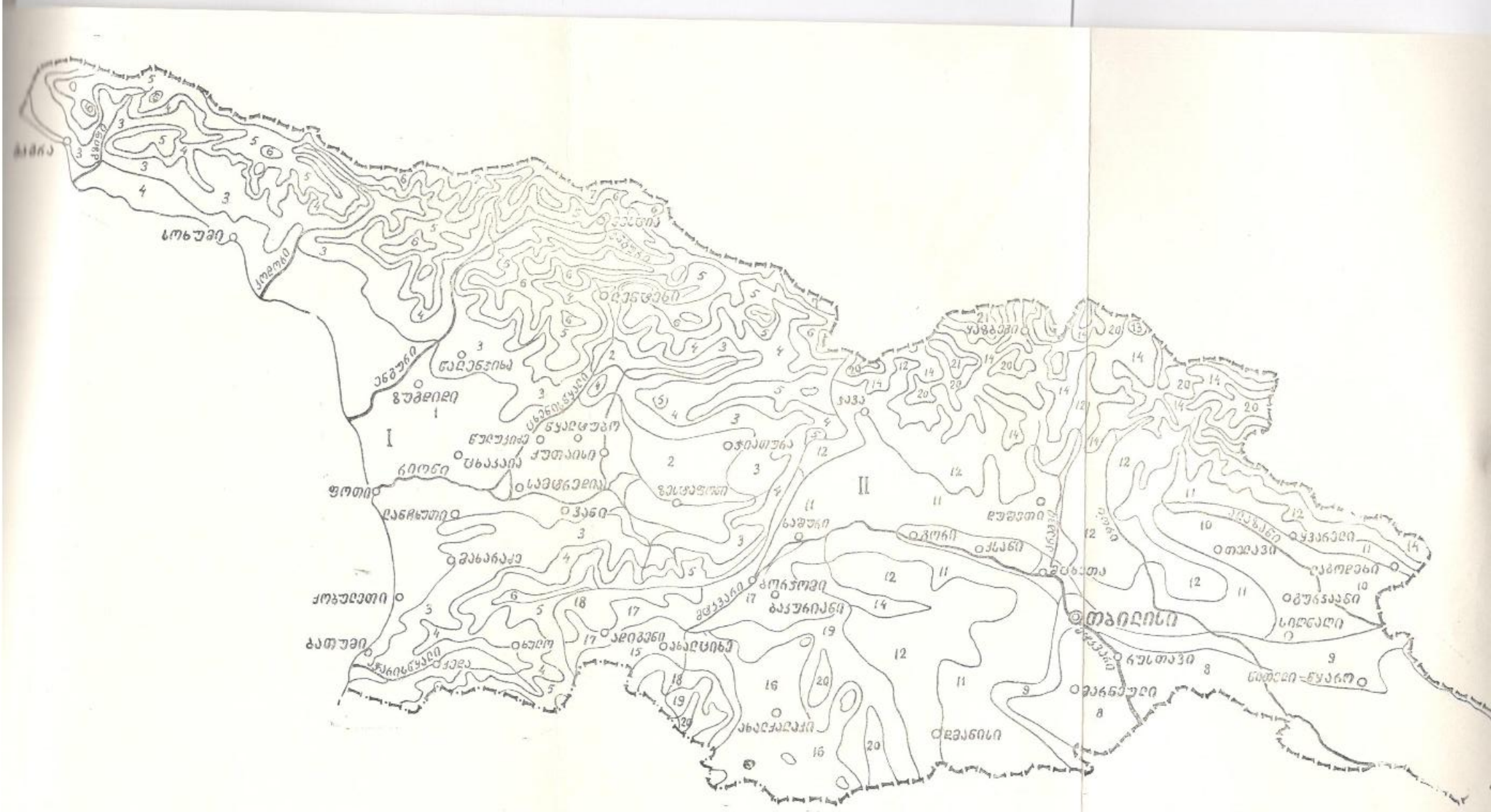
როგორც მე-16 ნახაზიდან ირკვევა, ბაკურიანში მზის სხივების მიმართ ყოველგვარ მდგომარეობაში მყოფ ფოთოლსა და ჰაერს შორის ტემპერატურათა სხვაობა მნიშვნელოვნად აღემატება მურმანსკისას. სრულიად მოწმენდილ ამინდში ფოთლის ზედაპირზე მზის სხივების შვეულად დაცემისას მაქსიმალურმა სხვაობამ ბაკურიანში

12°-ს, მურმანსკში კი 3°-ს მიაღწია. ნისლიან, მოღრუბლულ ან ნალექიან ამინდში განსხვავება ძალზე უმნიშვნელოა, უფრო ხშირად კი ფოთლისა და ჰაერის ტემპერატურები ერთმანეთს უტოლდებიან.

აღსანიშნავია, რომ ფოთოლსა და ჰაერს შორის ტემპერატურათა მაქსიმალური სხვაობა შენიშნულია დილის საათებში, დღის საათებში კი, როდესაც მზის რადიაცია მაქსიმალურ ინტენსივობას აღწევს, იგი საგრძნობლად მცირდება; თ. დავითაია და ი. მელნიკი ამ გარემოებას ორი მიზეზით ხსნიან: ტურბულენტური გაცვლის გაძლიერებით და დღის საათებში ფოთლის ზედაპირიდან აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს მომატებით. ორივე ფაქტორი ფოთლის ტემპერატურას ამცირებს და აახლოებს მას ჰაერის ტემპერატურასთან.

განსაკუთრებით საყურადღებოა სხვადასხვა დახრილობის სამხრეთი და ჩრდილოეთი ფერდობების რადიაციული რეჟიმის ცოდნა. სრულიად მოწმენდილ ამინდში 10 და 30° დახრილობის სამხრეთი ფერდობი ჰორიზონტალურ ზედაპირთან შედარებით შესაბამისად ღებულობს 10 და 25%-ზე მეტ რადიაციას. ჩრდილოეთის ფერდობი, პირიქით, ჰორიზონტალურთან შედარებით 10—40%-ით ნაკლებ რადიაციას ღებულობს. საწინააღმდეგო ფერდობების რადიაციული ბალანსი ერთმანეთისაგან ძლიერ განსხვავდება. ი. ბორზენკოვას მონაცემებით, 3600 მ სიმაღლეზე მდებარე ჰორიზონტალურ ზედაპირზე მოწმენდილ ამინდში ბალანსის წლიური ჯამი 30 კკალ-ს შეადგენს, 30° დახრილობის სამხრეთ ფერდობზე — 70, ხოლო ჩრდილოეთისაზე — 11 კკალ/სმ²-ს. ქვედა იარუსის მთლიანი მოღრუბლულობისას სხვადასხვა ფერდობისა და დახრილობის პირობებში განსხვავებანი რადიაციულ ბალანსში არ შეიმჩნევა.

უღრუბლო ამინდში რადიაციული ბალანსის სხვადასხვაობა განაპირობებს საწინააღმდეგო ფერდობის ნიადაგის ტემპერატურათა შორის განსხვავებას. მაგალითად, 30°-იანი დახრილობის სამხრეთი და ჩრდილოეთი ფერდობის ნიადაგის ტემპერატურათა შორის განსხვავება 400 მეტრ სიმაღლეზე ივლისში საშუალოდ 6.7°-ია. 3600 მეტრზე იგი მატულობს და 11,8° აღწევს. აღნიშნული სხვაობა იცვლება აგრეთვე განედების მიხედვითაც; საბჭოთა კავშირის ჩრდილოეთ რაიონებში ($\varphi = 60—68°$) გაზაფხულზე 20°-იანი დახრილობის სამხრეთი ფერდობის ტემპერატურა დღისით 3—5°-ით, ხოლო შემოდგომაზე 5—9°-ით აღემატება ჩრდილოეთისას. სამხრეთ რაიონებში ($\varphi = 40—50°$) მიკროკლიმატური განსხვავება ფერდობების თერმულ რეჟიმში უფრო მატულობს. იმავე დახრილობის სამხრეთი ფერდობის ტემპერატურა გაზაფხულზე 8—11°-ით, ხოლო შემოდგომაზე 13—15°-ით სჭარბობს ჩრდილოეთისას.


I
II
სოხუმი
ოჩამჩირე
ფოთი
ქობულეთი
ბათუმი
ზუგდიდი
ცაგერი
ამბროლაური
ონი
ქუთაისი
ხაშური
ზესტაფონი
ჭიათურა
სამტრედია
ხონი
ზესტაფონი
ბორჯომი
ბაკურიანი
ახალციხე
ახალქალაქი
ადიგენი
ასპინძა
ახალდაბა
ახალსოფელი
ახალგორი
ლაგოდეხი
თელავი
ყვარელი
სიღნაღი
გურჯაანი
თბილისი
რუსთავი
მარნეული
წალკა
წყალტუბო
ცხენისწყალი
ცხენისწყალი
ჭოროხი
ენგური
ლანჩხუთი
მარტვილი
ჭანი
ბაშკადიკლარი
ყაზბეგი
ყაზბეგი
ალგეთი
ალგეთი
ალაზანი
ალაზანი
ალაზან

დასავლეთი ფერდობები თბილია აღმოსავლეთისაზე, რადგან ამ უკანასკნელში დღის პირველ ნახევარში მზის სხივური ენერგიის დიდი ნაწილი იხარჯება ღამის განმავლობაში წარმოშობილ კონდენსაციის პროდუქტების (ნამი, რთვილი, ნისლი) აორთქლებაზე.

ფერდობების თერმული პირობები განსაზღვრავს მიწისპირა ჰაერის ფენების ტენიანობის რეჟიმსაც. 5—50 სმ ფენაში ბათუმის მიდამოებში (1935 წლის IX—X თვეები, 13 საათი) ჩრდილოეთის ფერდობზე შეფარდებითი ტენიანობა 8—16%-ით აღემატება სამხრეთისას. სამხრეთ ფერდობზე ძლიერი აორთქლების შედეგად ნიადაგში ტენის შემცველობა სხვა ფერდობთან შედარებით მნიშვნელოვნად მცირდება. ვინაიდან ჩრდილოეთის ფერდობზე თოვლის დნობისა და აორთქლების ინტენსივობა სამხრეთთან შედარებით შემცირებულია, ამიტომ ჩრდილოეთის ექსპოზიციის ნიადაგები გაცილებით მეტ ტენს შეიცავს და შედარებით მშრალი კლიმატის პირობებში მცენარეული საფარის განვითარებაც აქ უკეთ მიმდინარეობს.

თავისებური მიკროკლიმატური პირობები ყალიბდება ტყისა და ჭარსაცავი ტყის ზოლების მიდამოებში. ტყის ზედაპირი (რომელიც მოქმედ ზედაპირს წარმოადგენს) რადიაციული პირობებით ძლიერ განსხვავდება უტყეო ტერიტორიისაგან. ეს გამოწვეულია მოქმედი ზედაპირის ალბედოსა და გრძელტალღიანი გამოსხივების სხვადასხვაობით. როგორც ცნობილია, ფოთლოვანი ტყის ალბედო 15—18, ხოლო წიწვნარისა — 10—12%-ს შორის მერყეობს. ბალახოვანი მცენარეულობის ალბედო უფრო მეტია და 21—23% შორის იცვლება. ი. ცუცქირიძის გაზომვებით, ამიერკავკასიის პირობებში ბალახის ალბედო საშუალოდ 23—25%-ია. რიგი დაკვირვებები მოწმობს იმ გარემოებას, რომ ეფექტური გამოსხივება ბალახოვანი საფარიდან უფრო მეტია, ვიდრე ტყის ზედაპირიდან. ეს გარემოება განაპირობებს წლის განმავლობაში ტყის ზედაპირის რადიაციული ბალანსის მნიშვნელოვან სიდიდეებს ბალახოვან ზედაპირთან შედარებით (ცხრ. 51).

ტურბულენტური სითბოს გაცვლის გზით (P) ჰაერის გათბობაზე ივლისში ყველაზე მეტი სითბო ველებში იხარჯება, ხოლო დანარჩენ სეზონებში, პირიქით — ტყის ზედაპირზე. ამ უკანასკნელიდან აორთქლების სიდიდე (V) და აქედან გამომდინარე აორთქლებაზე დახარჯული სითბოც ზაფხულში მეტია ველთან შედარებით.

სხვადასხვა ადგილებში სინქრონული აქტინომეტრიული დაკვირვების შედეგად ი. რაუნერმა კავშირი დაამყარა ტყისა და უტყეო (ბალახი) ტერიტორიის რადიაციულ ბალანსს შორის; დამოკიდებულება სწორხაზოვან ხასიათს ატარებს და გამოისახება განტოლებით:

ცხრილი 51

სითბური ბალანსის კომპონენტთა მნიშვნელობები (კალ/სმ²-დღე-ღამეში) ყირიმის მთების ტყისა და ველის პირობებში (ი. ვედის მიხედვით)

სითბური ბალანსის კომპონენტები	ახალგაზრდა ფიჭვნარი			წიფლნარი	ველი (ბალახი)		
	IV	VII	IX	VII	IV	VII	IX
B	331	452	271	414	501	496	251
P	251	124	136	106	151	149	107
Lv	87	320	114	305	160	247	97
v(მმ-ით)	1,6	5,5	1,9	5,1	2,7	4,1	1,6
A	7	4	21	4	—10	0	47

ლება სწორხაზოვან ხასიათს ატარებს და გამოისახება განტოლებით:

ფოთლოვანი ტყისათვის $$B_{\text{ტყის}} = 1{,}05 . B_{\text{ბაღ.}} + 30. \quad (7)$$

წიწვიანი ტყისათვის $$B_{\text{ტყის}} = 1{,}1 . B_{\text{ბაღ.}} + 35, \quad (8)$$

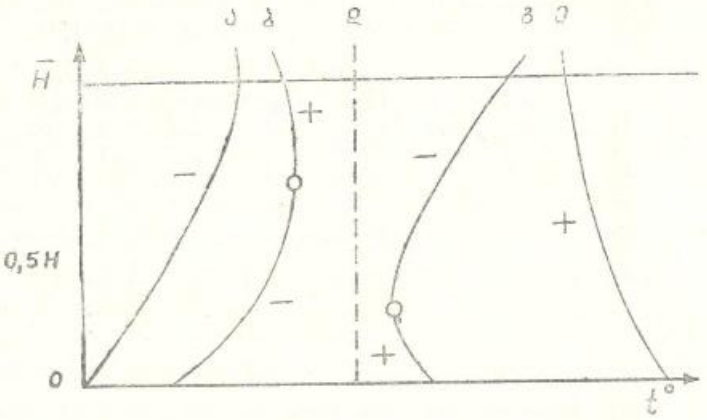
სადაც $B_{\text{ტყის}}$ და $B_{\text{ბაღ.}}$ რადიაციული ბალანსია ტყისა და ბალახის ზედაპირზე.

ვინაიდან მასობრივი აქტინომეტრიული დაკვირვებები მეტეოსადგურებზე წლის თბილ პერიოდში ძირითადად ბალახის ზედაპირზე წარმოებს, ამიტომ იგი თავისუფლად შეიძლება გამოვიყენოთ აღნიშნული ფორმულებით $B_{\text{ტყის}}$ გამოსათვლელად.

ტყის შიგნით მზის რადიაციის შეღწევის ოდენობა დამოკიდებულია მზის სიმაღლეზე, ტყის სიმჭიდროვესა და ტოტების ფოთლიანობის ხარისხზე; რაც უფრო მაღლა იმყოფება მზე, პირდაპირი რადიაციის მით უფრო მეტი რაოდენობა აღწევს ნიადაგის ზედაპირამდე. როგორც გაზომვებიდან ირკვევა, სხვადასხვა სიმჭიდროვის ტყის პირობებში, თუ მისი საშუალო სიმაღლე 20 მ-ია და მზის სიმაღლე 36—38°, ნიადაგის ზედაპირამდე აღწევს მთლიანი რადიაციის 16—18%, ხოლო 5 მ სიმაღლემდე — 20-დან 39%-მდე. როგორც ჩანს, ტყის შიგნით ძირითადად გაბნეული რადიაცია ჭარბობს.

ტყის შიგნით ტემპერატურის ვერტიკალური პროფილის მრავალფეროვნება შეიძლება გავაერთიანოთ რამდენიმე ტიპში (ნახ. 17): ა. მჭიდრო და საგრძნობლად შეფოთლილ ტყის პირობებში, როდესაც ნიადაგი საკმაოდ ნოტიოა, ადგილი აქვს ტემპერატურის ინვერსიას, რომელიც შუადღის საათებშიც ხშირია; ბ. ახალგაზრდა ფიჭვნარში, სადაც მწვანე მასის მაქსიმუმი ხის შუა გვირგვინის ცოტათი დაბლაა განლაგებული, ადგილი აქვს ტემპერატურის ზედაპირულ გრადიენტს მის ზედა ნაწილში და ინვერსიას — ქვედაში; გ. ნაკლებად მკვრივ ტყეში, სადაც მზის სხივები ცოტად თუ ბევრად აღწევს

ნიადაგის ზედაპირამდე, მიწისპირა ჰაერის ფენებში შეიძლება წარმოიშვას ტემპერატურის ზედიაბატური გრადიენტი, ხოლო ზედაფენებში შემორჩეს ინვერსია, მრუდის მოხრის სიმაღლე დამოკიდებულია მწვანე მასის (მაქსიმალური) სიმაღლესა და სისქეზე; დ. ტემ-



ნახ. 17. ტემპერატურის ვერტიკალური განაწილების ტიპები მცენარეულ საფარში (ი. რაუნერით)

პერატურის იზოთერმული განაწილება ტყეში იშვიათია; ე. მეჩხერი ტყის პირობებში დღისით ძლიერი დასხივოსნების დროს ადგილი აქვს მთელ ფენაში ტემპერატურის ზედიაბატურ განაწილებას.

ზაფხულში ტყის შიგნით დღისით ტემპერატურა რამდენიმე გრადუსით უფრო დაბალია მინდვრისაზე, ხოლო ღამით — მაღალია. ტყეში ზაფხულობით ნიადაგი უფრო მცირე სიღრმემდე თბება, ვიდრე მინდორში; მაგრამ ზამთარში მინდვრის ნიადაგი უფრო ღრმად იყინება. ტემპერატურის დღეღამური და წლიური ამპლიტუდები ტყეში შემცირებულია. ტყის მიკროკლიმატური მაჩვენებლის (ტემპერატურა, ტენიანობა და სხვ.) რაოდენობრივი სიდიდე დამოკიდებულია ტყის ხასიათსა (ხშირი ან მეჩხერი) და ჯიშებზე (წიწვიანი, ფოთლოვანი).

დიდია ტყის გავლენა ქარის სიჩქარეზე; ღრმად ტყეში ქარის სიჩქარე თითქმის ნულამდე ჩამოდის. მოსკოვის მახლობლად ნაძვნარი ტყის 50 მ სიღრმეში ტყისპირთან შედარებით ქარის სიჩქარე 55—75% შეადგენდა, 100 მ — 7%, ხოლო 200 მ — 2—3%. ქარის სიჩქარის შესუსტება შეიმჩნევა უკვე მინდორში ტყისპირიდან 50 მ დაშორებით. მართალია, ეს შესუსტება ტყის სიღრმესთან შედარებით ძალიან უმნიშვნელოა, მაგრამ იგი გარკვეულ როლს ასრულებს მეტეოელემენტების დღეღამურ მსვლელობაზე.

მეტეოროლოგიურ პირობებზე გავლენას ახდენს არა მარტო ტყის დიდი მასივები, არამედ 10—20 მ სიგანის ქარსაცავი ტყის ზოლებიც. აღნიშნულ ზოლებთან ქარის სიჩქარის შესუსტება იწვევს აორთქლების შემცირებას; ზამთარში მის გასწვრივ ხდება თოვლის დიდი რაოდენობით დაგროვება, რასაც გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება ადრე გაზაფხულზე ნიადაგის ტენით უზრუნველყოფის საქმეში. ტყეში მინდორთან შედარებით თოვლის დნობის პროცესი შენელებულია, ხოლო თოვლის ქვეშ ნიადაგი სიღრმით ნაკლებად იყინება.

ზოგიერთი მეცნიერის გამოკვლევით, ტყის ზედაპირზე ადგილი აქვს ნალექების მატების ტენდენციას. ტყის ზედაპირს, ისევე როგორც ძლიერ დანაწევრებულ ქვეფენილ ზედაპირს, გააჩნია მომატებული მჭისეობა, რის გამოც მინდვრიდან აქ მოხვედრილი ჰაერის დენის ხაზები განიცდის მაღლა აწევას, ჰაერის ტურბულენტური შერევის განვითარებას და. აქედან გამომდინარე. კონდენსაციის პროცესების გაძლიერებას.

ზემოაღნიშნულის გარდა, ტყის ქვეშ გრუნტის წყლის დონე მაღლა იწევს და ხელს უწყობს ნიადაგში ტენის მეტი რაოდენობით დაგროვებას.

მრავალფეროვნებით ხასიათდება დიდი ქალაქისა და სამრეწველო რაიონების მიკროკლიმატური პირობები. აქ გასათბობ სისტემა-ზე, მეტალურგიაში, ელექტროსადგურებისა და სხვადასხვა ძრავების ასამუშავებლად დიდი რაოდენობით ქვანახშირი, ნავთი, ბენზინი და სხვა საწვავი იხარჯება; გამოიყოფა დიდძალი სითბო, რომელიც ჰაერს ათბობს, ხოლო წვის პროდუქტები და სხვადასხვა გზით ატმოსფეროში მოხვედრილი მტვრის ნაწილაკები ძლიერ აბუჭყიანებენ ჰაერს. როგორც გამოირკვა, ადამიანის ჯანმრთელობისათვის (აგრეთვე სხვა ცოცხალი ორგანიზმისათვისაც) ყველაზე უფრო საშიში და მავნებელი ყოფილა ის ტოქსიკური ნივთიერებანი, რომელთაც მნიშვნელოვანი რაოდენობით გამოყოფს ავტომანქანები.

ატმოსფეროს გაბუჭყიანების შემსწავლელმა სპეციალურმა კომისიამ 1967 წელს შეისწავლა ამერიკის შეერთებული შტატების ტერიტორიაზე ავტომანქანების მიერ გამონაყოფი გაზების შედგენილობა და რაოდენობა და მიიღო ფრიად არასასიამოვნო სურათი; როგორც 52-ე ცხრილიდან ჩანს, ყველაზე მეტი რაოდენობით ილექება ისეთი ტოქსიკური გაზები, როგორიცაა ნახშირჟანგი და გოგირდოვანი ანჰიდრიდი ერთად აღებული (67 მლნ ტ).

ცხრილი 52

ავტომანქანების მიერ გამონაყოფი გაზების ქიმიური შედგენილობა და რაოდენობა აშშ-ის ტერიტორიაზე

ნივთიერების დასახელება	რაოდენობა (ტონა) წელი
ნახშირჟანგი	66.000000
აზოტის ჟანგი	6.000000
ნახშირწყალბადები	12.000.000
გოგირდოვანი ანჰიდრიდი	1.000.000
ტყვიის შენაერთები	190 000
მყარი ნაწილაკები	1.000.000
სულ	82 190.000

აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ იმავე ტერიტორიაზე მარტო ავტომანქანების გამონაყოფი გაზებით ჰაერის გაჭუჭყიანება (60,6%) ოთხჯერ და მეტად აღემატება სხვა ობიექტებიდან ჰაერის დამტვერიანებას (ცხრ. 53).

ცხრილი 53

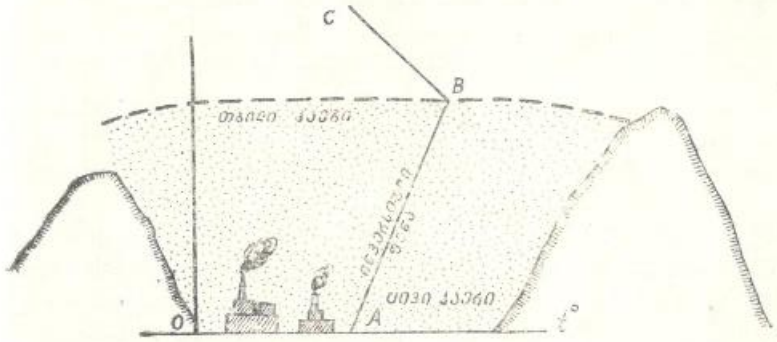
სხვადასხვა ობიექტებიდან ატმოსფეროში მოხვედრილ ნაწილაკთა საერთო რაოდენობა აშშ-ის ტერიტორიაზე

ობიექტი	ტონა (წელი)	%-ში
მრეწველობა	23.000 000	16.8
ელექტროსადგურები	20.000.000	14,1
ავტომანქანები	86.190.000	60.6
გათბობა	8.000 000	5 0
სხვადასხვა ნარჩენის მოსპობა	5.000.000	3.5
სულ	142.190.000	100

როგორც გრიზოლიეს და პელლეტიეს გამოკვლევიდან ირკვევა, პარიზის ცენტრში ჰაერის ძირითადი გამჭუჭყიანებელია ავტოტრანსპორტი — 49%, გასათბობ სისტემაზე მოდის 33,5%, მრეწველობის გამონაყოფზე კი 17,5%.

ატმოსფეროს ძლიერი გაჭუჭყიანება განსაკუთრებით საშიშია წლის ცივ პერიოდში (XI—III) იმ სამრეწველო ადგილებში, რომელნიც მდინარეთა ხეობებსა და ქვაბულებში მდებარეობენ. აღნიშნულ პერიოდში (განსაკუთრებით ზამთარში) ანტიციკლონური ამინდის დამყარებისას, როდესაც მდგრად წონასწორობაში მყოფი (ტემპერატურის ინვერსია) ჰაერის ქვედა ფენებში ქარის სიჩქარე

ძლიერ სუსტდება (ხშირად შტილამდე), ხოლო ჰაერის ვერტიკალური შერევა მთლიანად წყდება, ადგილი აქვს წვის პროდუქტებისა და მტვრის სხვადასხვა ნაწილაკების დიდი რაოდენობით დაგროვებას ხეობის ინვერსიულ ფენაში; ინვერსიის ზედა ნაწილი სახურავის მსგავსად აკავებს ნაწილაკებს და არ აძლევს მათ უფრო მაღლა გავრცელების საშუალებას (ნახ. 18). მიწისპირა ჰაერის ფენებში ტენიანობის ძლიერმა მომატებამ (ნისლი) შეიძლება გამოიწვიოს სმოგი, რომელიც არცთუ ისე იშვიათია ევროპისა და ამერიკის ზოგიერთი ქალაქისათვის (ლონდონი, ლოს-ანჟელოსი და სხვ.).



ნახ. 18. ბოლისა და მტვრის ნაწილაკების დაგროვება ხეობის ინვერსიულ ფენაში

თბილისში, რომელიც ქვაბულშია მოთავსებული, ზამთრის ანტიციკლონურ წყნარ მოწმენდილ ამინდში ხელსაყრელი პირობები იქმნება ტემპერატურის ინვერსიის წარმოშობისა და მტვრის, ბოლისა და გაზის ნაწილაკების დიდი რაოდენობით დაგროვებისათვის (ნახ. 18). ზამთრის განმავლობაში ხშირია ისეთი დღეები, როდესაც მთაწმინდაზე ჰაერის ტემპერატურა დაკვირვების ცალკეულ ვადებში 5—9°-ით აღემატება თბილისის ობსერვატორიის ტემპერატურებს (მთაწმინდა 362 მ-ით მაღლა მდებარეობს ობსერვატორიაზე). ამ შემთხვევაში მთაწმინდის პლატოდან ჩამონადენი ცივი ჰაერი მდ. მტკვრის ხეობაში გამოსხივების შედეგად დამატებით ცივდება და ცუდი ვენტილაციის გამო გარკვეული დროის განმავლობაში დაბუნებას განიცდის; ეს გარემოება თბილისში იწვევს ღამის განმავლობაში ტემპერატურის საგრძნობ დაწევას და დღეღამური ამპლიტუდის გაზრდას (ცხრ. 54).

როგორც 54-ე ცხრილიდან ჩანს, მთაწმინდაზე აღნიშნულ დღეს მთელი დღის განმავლობაში უფრო თბილოდა, ვიდრე თბილისში;

ამ უკანასკნელში ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა 6,7°-ით აღემატებოდა პირველისას.

აღნიშნული მიზეზები განაპირობებს იმ გარემოებას, რომ ჰაერში დიდი რაოდენობით მოხვედრილი მტვრის, ბოლისა და სხვადასხვა გაზების ნაწილაკები ინვერსიულ ფენაში საკმაო დროის განმავლო-

ცხრილი 54

ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა თბილისის მიდამოებში 1956 წლის 3 დეკემბერს

პუნქტი	სიმაღლე მ-ში	1 საათი	7 საათი	13 საათი	19 საათი	ტემპერატურის ამპლიტუდა
ობსერვატორია	494	0,5	—1,0	13,9	5,1	14,9
მთაწმინდა	766	7,9	6,1	14,5	7,7	8,4

ბაში რჩებიან ატივნარებულ მდგომარეობაში; ამ შემთხვევაში მთელ ქალაქს გადაეფარება ჯანლის თხელი ფენა ან ტენიანობის ხელსაყრელ პირობებში აღნიშნულ ნაწილაკებზე წყლის ორთქლის კონდენსაციის შედეგად წარმოიშობა ბურუსი (ხილვადობა 1 კმ-ზე მეტია) ან ნისლი, რომელიც აქ უფრო მეტი განმეორებით ხასიათდება, ვიდრე გარეუბნებში (ცხრ. 55).

ცხრილი 55

ნისლის ხანგრძლივობა საათებში

პუნქტი	ზამთრის თვეები	საშუალო წლიური
თბილისის ობსერვ.	152,1	200,3
თბილისის აეროპორტი	112,9	159,1
გარდაბანი	61,7	77,2

წლის განმავლობაში და ზამთრის თვეებში ნისლის ხანგრძლივობა თბილისში 30—40 საათით აღემატება აეროპორტისას, ხოლო 2-ჯერ და მეტად — გარდაბნისას. 55-ე ცხრილში მოცემული სიდიდეები იმითაა აღსანიშნავი, რომ ზამთრის თვეებში სამივე პუნქტზე ნისლის ხანგრძლივობა შეადგენს წლიური ხანგრძლივობის 70—80%-ს.

ჰაერის გაჭუჭყიანება ქალაქ ადგილებში პირველ რიგში იწვევს მზის სინათლისა და სხივური ენერგიის დაახლოებით 20%-ით შემცირებას; მაგრამ წლის ცივ პერიოდში, როდესაც მზის სიმაღლე და-

ბალია და მზის სხივებს უფრო გრძელი გზის გავლა უხდებათ ამღვრეული ატმოსფეროს ფენებში, სხივების სითბური ზემოქმედება შეიძლება 50%-ით და მეტად შემცირდეს. მზის სპექტრის ყველა სხივი აქ შესუსტებას განიცდის სხვადასხვა სიძლიერით; გაჭუჭყიანებული ატმოსფერო ყველაზე კარგად ატარებს გრძელი ტალღების მქონე სხივებს, მოკლეტალღიანს კი ძლიერ აკავებს. ეს უკანასკნელი, როგორც ცნობილია, სპობს სხვადასხვა ავადმყოფობის გამომწვევ ბაქტერიებს, გააჩნია რაქიტსაწინააღმდეგო თვისებები და იწვევს კანის პიგმენტაციას და ერითემას.

ატმოსფეროს ხილვადობისა და სიმღვრივის ხარისხის კარგ მახასიათებელს წარმოადგენს სიმღვრივის ფაქტორი (T). როგორც ცნობილია, იგი არის იდეალურად სუფთა ატმოსფეროს რაოდენობა, რომელიც გამოიწვევდა მზის რადიაციის იმავე შესუსტებას, რასაც რეალური ატმოსფერო. ვინაიდან სიმღვრივის ფაქტორი ნაკლებადაა დამოკიდებული მზის სხივების მიერ გავლილ ატმოსფეროს ფენის სისქეზე — m მასაზე, ამიტომ იგი გამოიყენება აეროზოლებით ამღვრეული ატმოსფეროს დასახასიათებლად. ქვემოთ მოგვყავს საქართველოს ზოგიერთი პუნქტისათვის სიმღვრივის ფაქტორის მნიშვნელობები $m=2$ მასისათვის (მზის სიმაღლე $h=30°$-ს). როგორც 56-ე ცხრილიდან ჩანს, ჰაერში წყლის ორთქლის მცირე რაოდენობის მიუხედავად თბილისში წლის განმავლობაში სიმღვრივის ფაქტორი

ცხრილი 56

სიმღვრივის ფაქტორის (T) და აბსოლუტური ტენიანობის (e მბ-ში) წლიური მსვლელობა (ი. ცუცქირიძის მიხედვით)

პუნქტი	ელემენტი	II	IV	VI	VIII	X	წლიური
სოხუმი	T	2,22	3,02	3,26	3,64	2,61	2,92
	e	7,2	10,6	19,0	22,8	13,7	13,6
თბილისი	T	2,24	3,07	3,18	3,89	2,98	3,10
	e	5,4	8,6	14,8	16,7	11,0	10,5
ყაზბეგი მ/მ	T	1,64	2,55	2,47	2,72	1,68	2,20
	e	1,4	2,5	4,4	5,4	2,9	3,0

გარკვეულად სჭარბობს სოხუმისას. ევროპის ზოგიერთ დიდ ქალაქში ატმოსფეროს მნიშვნელოვანი გაჭუჭყიანების გამო სიმღვრივის ფაქტორი საგრძნობ სიდიდეებს აღწევს და ხშირ შემთხვევებში 4—5-ს აღემატება.

მაღალმთიანი ზონა გამოირჩევა ჰაერის მეტი გამჭვირვალობით (T მცირე სიდიდეებით ხასიათდება), რადგან აქ წყლის ორთქლისა

და სხვადასხვა ნაწილაკების რაოდენობა მნიშვნელოვნად მცირდება (იხ. ყაზბეგის მონაცემები).

ქალაქებსა და დიდ სამრეწველო ადგილებში ჰაერის მნიშვნელოვანი გაჭუჭყიანება არა მარტო ასუსტებს მზის რადიაციას, არამედ ამცირებს ეფექტურ გამოსხივებას და ანელებს ჰაერის გაცივებას. ამასთან ფაბრიკა-ქარხნებიდან და სხვადასხვა გასათბობი სისტემებიდან გამოყოფილი სითბოც მნიშვნელოვანწილად ხელს უწყობს ზამთრის პერიოდში აღნიშნული ტერიტორიის გათბობას.

ზაფხულის სეზონში ძლიერ გახურებას განიცდის ქვის შენობები, ასფალტირებული გზები, შენობათა სახურავები და სხვა, რის გამოც აქ გარეუბნებთან შედარებით მყარდება ჰაერის მაღალი ტემპერატურა; ქალაქსა და გარეუბანს შორის ტემპერატურული კონტრასტი დღის საათებიდან საღამოსაკენ მატულობს, რადგან ქალაქგარეთ ადგილი აქვს რადიაციული გამოსხივებით ბუნებრივ აგრილებას, მაშინ როდესაც ქალაქში გახურებული შენობები თავიანთ სითბოს გვიან საღამომდე ასხივებენ.

ზემოაღნიშნული გარემოება იწვევს დიდი ქალაქებისა და სამრეწველო ცენტრების საშუალო თვიური ტემპერატურების 0,5—2°-ით მომატებას გარეუბნებთან შედარებით. ლ. ბერგის მონაცემებით, პარიზის საშუალო წლიური ტემპერატურა 0,8°-ით, მოსკოვის 1-ით, ხოლო ნიუ-იორკისა 2°-ით აჭარბებს გარეუბნისას. თბილისში იანვრისა და ივლისის საშუალო ტემპერატურა 0,6—1,2°-ით აღემატება დიღმისა და სამგორის ტემპერატურებს. აქედან გამომდინარე, უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობაც თბილისში გარეუბნებთან შედარებით 7—11 დღით მატულობს. უფრო დიდ ქალაქებში უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა გარეუბნებთან შედარებით საგრძნობლად იზრდება (მოსკოვსა და ლენინგრადში 25—26, კაზანში 17 და ბერლინში 33 დღით). გ. ჭირაქაძის მიხედვით, საღამოს საათებში თბილისის საშუალო ტემპერატურა იანვარში 1-ით, ხოლო ივლისში 1,5°-ით აღემატება დიღმისას, თ. პოკროვსკაიას მონაცემებით კი ზაფხულის კარგ ამინდში ლენინგრადი საღამოს საათებში 5°-ით და მეტად უფრო ცხელია გარეუბანზე.

ზემოთ მოყვანილი ტემპერატურები, როგორც ცნობილია, გაზომილია მეტეოსადგურებზე, სადაც ქვეფენილი ზედაპირი ბალახითაა დაფარული და, ცხადია, ქალაქისა და გარეუბნის საშუალო ტემპერატურებს შორის განსხვავებაც შედარებით მცირეა. მაგრამ, საკმარისია ზაფხულის რომელიმე ცხელ დღეს ქალაქის გახურებული ქუჩებიდან და მოედნებიდან მოვხვდეთ გარეუბანში, რომ ვიგრძნოთ

ის დიდი განსხვავება ტემპერატურებში, რომლებიც მათ შორის არსებობს.

საცხოვრებელი შენობები და სხვა ნაგებობანი ძლიერ ამცირებენ ქალაქში ქარის სიჩქარეს. ქარის სიჩქარე გარეუბნებიდან თანდათანობით კლებულობს ქალაქის ცენტრისაკენ. მაგალითად, თბილისის ობსერვატორიაში ქარის საშუალო სიჩქარე იანვარში 2,2, ხოლო ივლისში 2,1 მ/წმ შეადგენს; დიღომში იგი შესაბამისად 3,7 და 5,2 და აეროპორტზე 5,4 და 7,2 მ/წმ აღწევს.

ზოგიერთი ვიწრო ქუჩა ქარის სიჩქარეს აძლიერებს კიდეც. ქარის მიმართ პერპენდიკულარულად განლაგებულ ქუჩებში ხშირად ადგილი აქვს საწინააღმდეგო მიმართულების დინებებს და კორიანტულ მოძრაობას.

ზაფხულის თვეებში ძლიერი გახურების შედეგად დიდი ქალაქის ცალკეულ ადგილებში ვითარდება ბრიზული ცირკულაციის მსგავსი (პარკი — გახურებული მოედანი) ადგილობრივი მიკროცირკულაცია, რომელსაც დიდი მნიშვნელობა ენიჭება. ამასთან ძლიერ კონვექციურ პროცესებს შეუძლია ქალაქის თავზე გროვა ღრუბლების წარმოშობა. აქ კონდენსაციის გულების დიდი რაოდენობით არსებობამ შეუძლებელია არ გამოიწვიოს ნალექების მცირეოდენი გადიდება მაინც გარეუბანთან შედარებით.

თავი IV

კლიმატთა კლასიფიკაცია. დედამიწის სფეროს კლიმატური ზონები

ა) კლიმატთა კლასიფიკაცია

დედამიწის სხვადასხვა ნაწილში კლიმატწარმომქმნები პროცესების — მზის რადიაციის, განედის, ოკეანისა და კონტინენტის, ატმოსფეროს ცირკულაციის, რელიეფისა და სხვათა ზეგავლენით ფორმირდება კლიმატის მრავალი ტიპი, რომელნიც ერთმანეთისაგან არსებითად განსხვავდებიან. მართალია, დედამიწის ზედაპირი კლიმატთა მრავალფეროვნებით ხასიათდება, მაგრამ მის განაწილებაში გარკვეული კანონზომიერება შეიმჩნევა, მიუხედავად იმისა, რომ ეს კანონზომიერება ბევრ შემთხვევაში სხვადასხვა ფაქტორების ზეგავლენით ირღვევა და აზონალობას იჩენს.

იმისათვის, რათა გავერკვეთ დედამიწის სხვადასხვა რაიონში არსებული კლიმატური პირობების მრავალფეროვნებაში, საჭიროა დამახასიათებელი ნიშნის მიხედვით გამოვყოთ კლიმატის ცალკეული ტიპები და შემდგომ დავადგინოთ დედამიწის ზედაპირზე მათი განაწილების თავისებურებანი. დედამიწის კლიმატთა სხვადასხვა ტიპების გარკვეულ სისტემაში მოყვანა და მათი გავრცელების არეალის დადგენა, კლიმატთა კლასიფიკაციის ძირითად ამოცანას წარმოადგენს.

კლიმატთა კლასიფიკაციის პრაქტიკული მნიშვნელობა ის არის, რომ დედამიწის სხვადასხვა რაიონის კლიმატური პირობები შევადაროთ ერთმანეთს და დავადგინოთ მათ შორის მსგავსება და სხვადასხვაობა; აგრეთვე, მოვახდინოთ დედამიწის ზედაპირის ან განსაზღვრული ტერიტორიის კლიმატთა კარტირება.

კლიმატოლოგიის როგორც მეცნიერების ისტორიულად განვითარების პროცესში, კლიმატთა კლასიფიკაციის მრავალი სისტემა იქნა წამოყენებული. კლიმატის სხვადასხვა კლასიფიკაციაში კლიმატური

ტიპების გამოყოფას საფუძვლად უდევს ესა თუ ის ნიშანი ან წარმოშობის პირობები. ძველ საბერძნეთში დედამიწის კლიმატურ დარაიონებას საფუძვლად დაედო მზის სხივების დახრითი კუთხე, რომელიც განედების მიხედვით იცვლება. თვით კლიმატის ცნება, რომელიც ბერძნულად „დახრილობას“ ნიშნავს, სუფთა ასტრონომიული ხასიათისაა და ამიტომ ბერძნების მიერ დედამიწაზე გამოყოფილი ხუთი კლიმატური ზონაც (ტროპიკული, ორი ზომიერი და ორი ცივი) განედებს პარალელურად გაუყვება.

კლიმატოლოგიის განვითარების შემდგომ ეტაპზე სხვადასხვა მეცნიერი თავის კლასიფიკაციას საფუძვლად უდებდა ბოტანიკურ, ჰიდროლოგიურ, რამდენიმე მეტეოროლოგიური ელემენტის რაოდენობრივ მაჩვენებელს, გენეტურ (სინოპტიკურ) და სხვა ნიშნებს.

განვიხილოთ ზოგიერთი მათგანი.

§ 1. ა. ვოეიკოვისა და მ. ლვოვიჩის კლასიფიკაცია

ა. ვოეიკოვმა თავის კლიმატთა კლასიფიკაციას საფუძვლად დაუდო მდინარეთა ჰიდროლოგიური რეჟიმი. იგი ყველა მდინარეს კლიმატის პროდუქტად მიიჩნევს, რადგან მდინარეები და წყაროები წარმოადგენენ დედამიწასა და ატმოსფეროს შორის ტენბრუნვის (ნალექები და აორთქლება) შედეგს. ა. ვოეიკოვი აღნიშნავს, რომ ესა თუ ის ტერიტორია მით უფრო მდიდარია მდინარეებით და წყაროებით, რაც უფრო უხვია აქ ნალექები და მცირეა აორთქლება ნიადაგიდან, წყლიდან და მცენარეული საფარიდან. მდინარეთა ტიპებით კლიმატთა კლასიფიკაციის დროს იგი მხედველობაში იღებს იმ გარემოებას, რომ პატარა მდინარეები მოცემული ადგილის კლიმატის უფრო სწორ სურათს იძლევა, ვიდრე დიდი მდინარეები, რომელნიც წარმოადგენენ მნიშვნელოვანი ფართობის მქონე აუზის მრავალფეროვან კლიმატთა ზეგავლენის შედეგს. ტბებიდან გამონადენი მდინარეების დონეთა პერიოდული რყევადობა დასაწყისში თუ შეუმჩნეველია, ტბიდან საკმაოდ დაშორების შემდეგ მისი რეჟიმი (დონის რყევა) საგრძნობლად იცვლება.

კლიმატურ პირობებთან დამოკიდებულებით ა. ვოეიკოვი გამოყოფს შემდეგი ტიპის მდინარეებს:

ა — მდინარეები, რომლებიც საზრდოობს დაბლობებსა და მცირე მაღლობებზე — 1000 მ სიმაღლემდე გამდნარი თოვლით (ციმბირისა და ჩრდილო-ამერიკის ჩრდილოეთი ნაწილი).

ბ — მდინარეები, რომლებიც საზრდოობს მთებში გამდნარი თოვლით (შუა აზიის მთიანი მასივის დასავლეთი ნაწილი და სხვ.).

გ — მდინარეები, რომლებიც საზრდოობს წვიმებით და ზაფხულში ხასიათდებიან წყალდიდობით (ტროპიკული და მუსონური ჭვეყნები).

დ — მდინარეები, რომლებიც საზრდოობს გამდნარი თოვლით გაზაფხულზე ან ზაფხულის დასაწყისში. წყლის მნიშვნელოვან ნაწილს ისინი ღებულობენ აგრეთვე წვიმების მეშვეობით (დასავლეთ ციმბირი, რუსეთის ევროპული ნაწილი, სკანდინავიის ნ/კ, ჩრდილოეთი ამერიკა).

ე — მდინარეები, რომლებიც ძირითადად წვიმის წყლით საზრდოობს, ნალექები წვიმის სახით შედარებით მეტია წლის ცივ პერიოდში, მაგრამ მდინარის დონის სეზონური ცვლილება მცირეა (შუა და დასავლეთი ევროპა).

ვ — მდინარეები, რომლებიც საზრდოობს წვიმის წყლით, ნალექი წლის ცივ პერიოდში მეტია, მაგრამ წინა ტიპთან შედარებით ამ პერიოდში წყლის დონე გაცილებით სჭარბობს ზაფხულისას (სამხრეთ ევროპა და საერთოდ ხმელთაშუა ზღვის სანაპირო, კალიფორნია, ჩილი, ავსტრალიის სამხრეთ-დასავლეთი).

ზ — კლიმატის სიმშრალის გამო მდინარეები და საერთოდ წყლის მუდმივი დინებები აქ არ გვაქვს (უდაბნოები).

თ — მუდმივი თოვლისა და მყინვარების რაიონში მდინარეებს ცვლის მყინვარისჭვეშა ნაკადი.

როგორც ვხედავთ, მოცემულ ტერიტორიაზე მდინარეთა რეჟიმის მიხედვით შეიძლება ვიმსჯელოთ ნალექებისა და აორთქლების წლიურ მსვლელობაზე და, აქედან გამომდინარე, ამ ადგილის კლიმატურ პირობებზე. ამ კლასიფიკაციაში, როგორც აღვნიშნეთ, ძირითადი როლი ტენბრუნვას ენიჭება და მისი კომპონენტების (აორთქლება, ნალექები)რაოდენობრივი თანაფარდობა (ტენის ბალანსი) განსაზღვრავს დედამიწის სხვადასხვა ნაწილში მდინარეთა რეჟიმს, რომელიც კლიმატის ანარეკლს წარმოადგენს.

ა. ეიეიკოვმა აღნიშნული კლასიფიკაციის საბოლოო დამუშავება ვერ მოასწრო და, ცხადია, სათანადო რუკაც მას არ გააჩნია.

მ. ლვოვიჩის ჰიდროლოგიური კლასიფიკაციის მიხედვით საბჭოთა კავშირის ტერიტორია დაყოფილია მდინარეთა სხვადასხვა რეჟიმის 19 ტიპად. კლასიფიკაციის საფუძვლად აღებულია: მდინარის საზრდოობა, საზრდოობის შიდაწლიური განაწილება, ზამთრის რეჟიმი და მდინარის კალაპოტის დინამიკა. მდინარის ყოველი ტიპი მიახლოებით ასახავს მოცემული ტერიტორიის ლანდშაფტურ-კლიმატურ პირობებს.

§ 2. კიოპენის კლასიფიკაცია

კიოპენის კლასიფიკაცია წარმოადგენს კლიმატურ ელემენტთა საშუალო სიდიდეებზე დამყარებულ, სხვა სისტემათა შორის ყველაზე უფრო ჩამოყალიბებულ და გავრცელებულ კლასიფიკაციას. მისი კლასიფიკაცია აგებულია კლიმატური ანალოგების პრინციპზე. როგორც იგი აღნიშნავს, მისი მიზანია დედამიწის სფეროს მნიშვნელოვნად დაშორებულ ადგილებში მოიძებნოს არსებითად ერთნაირი კლიმატები (ანალოგები).

კიოპენის კლიმატთა კლასიფიკაციას საფუძვლად უდევს ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურა და ნალექების თვიური და წლიური ჯამები. ამასთან ეს ორივე ელემენტი მან დააკავშირა ამა თუ იმ სახეობის მცენარეულობის გავრცელების ზონებთან. იგი დედამიწაზე გამოყოფს 5 კლიმატურ სარტყელს და მათ თანმიმდევრულად აღნიშნავს ლათინური ალფაბეტის პირველი ასოებით.

A — ტროპიკული წვიმის კლიმატი. უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა 18°-ზე მეტია, ხოლო ნალექების წლიური ჯამი 750 მმ-ს აღემატება. აქ არჩევენ: *Af* — ნოტიო ტროპიკული ტყის კლიმატს, წლის განმავლობაში ნალექები თანაბრადაა განაწილებული (*f*). და *Aw* — სავანების კლიმატს, მშრალი პერიოდი ზამთარშია (*w*).

B — ორი მშრალი კლიმატი, რომელიც გარს ერტყმის დედამიწას წყვეტილად. უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 10°-ზე მეტია, მაგრამ ნალექების უკმარისობის გამო ხემცენარეული არ ხარობს. ამ სარტყელის საზღვრები შეიძლება დავადგინოთ ნალექების წლიური ჯამისა (*r*) და საშუალო წლიურ ტემპერატურათა (*t*) შორის თანაფარდობით: თუ $r \leqslant 2t$ ზამთრის ნალექები ჭარბობს, $r \leqslant 2(t+14)$ — ზაფხულის ნალექები ჭარბობს და $r \leqslant 2(t+7)$ —ნალექები წლის განმავლობაში თანაბრადაა განაწილებული.

აქ გამოიყოფა სტეპებისა (*Bs*) და უდაბნოების კლიმატი (*Bw*). სტეპებისა და უდაბნოების კლიმატი გვხვდება როგორც ტროპიკულ, ისე ზომიერი განედების სამხრეთ რაიონებში.

C — ზომიერად თბილი ორი სარტყელი, ნალექების საკმაო რაოდენობით, მაგრამ თოვლის საბურველი არ არის მდგრადი. უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა 18°-ზე ნაკლებია, მაგრამ —3°-ზე დაბლა არ ჩამოდის. აქ გამოიყოფა კლიმატის სამი ტიპი: *Cw* — ზომიერად თბილი კლიმატი მშრალი ზამთრით; მშრალი ზამთრის ნალექების რაოდენობა 10-ჯერ ნაკლებია ზაფხულის ნალექებზე (სამხრეთი და აღმოსავლეთი ჩინეთი); *Cs* — ზაფხული მშრალი და ზამთარი

ნალექიანი (ხმელთაშუა ზღვა); ზამთრის ნალექები სამჯერ მეტია ზაფხულისაზე; *Cf* — ზომიერად თბილი კლიმატი ნალექების თანაბარი განაწილებით (*f*) წლის განმავლობაში.

D — ბორეალური ან ტყისა და თოვლის კლიმატი. ზამთარი და ზაფხული მკვეთრადაა გამოხატული, უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა ნაკლებია —3°-ზე, ხოლო უთბილესისა მეტია 10°-ზე. თოვლის საბურველი მდგრადია. ეს ტიპი მხოლოდ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროზე გვხვდება. აქ გამოიყოფა შემდეგი ტიპები: *Df* — ზომიერად ცივი კლიმატი ნალექების თანაბარი განაწილებით (აღმოსავლეთ ევროპა, ჩრდილოეთ ამერიკა) და *Dw* — ზომიერად ცივი კლიმატი, მშრალი ზამთრით (აზიის კონტინენტი).

E — პოლარული კლიმატი. ამ სარტყელში გამოყოფენ ორ კლიმატურ ტიპს: *ET* — ტუნდრის კლიმატი, უთბილესი თვის ტემპერატურა 0°-ზე მეტია და 10°-ზე ნაკლები, ხემცენარეული არ ხარობს, და *EF* — მუდმივი ყინვის კლიმატი; უთბილესი თვის ტემპერატურა 0°-ზე დაბალია (არქტიკა და ანტარქტიკა).

H — მთის ჰავა, საშუალოდ 3000 მ სიმაღლიდან; იხმარება საჭიროების მიხედვით.

კლიმატთა დეტალიზაციის მიზნით კიოპენს შემოაქვს დამატებითი ნიშნები: *a* — უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 22°-ზე მეტია; *b* — უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა არანაკლებ 4 თვისა მეტია 10°-ზე, მაგრამ ნაკლებია 22°-ზე, *c*—ტემპერატურა მეტია 10°-ზე 1-დან 3-თვემდე, ხოლო უცივესი თვისა მეტია —38°-ზე; *d* — უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა ნაკლებია —38°-ზე, ხოლო თბილ პერიოდში 1—3 თვე მაინც ტემპერატურა 10°-ზე მეტია, *x* — ნალექების წლიური მსვლელობა ორი მაქსიმუმით და ორი მინიმუმით ხასიათდება; *k*' — ზამთარი ცივია, წლიური და უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 18°-ზე ნაკლებია, ხოლო *k* — უთბილესი თვის $t > 18°$-ზე.

მიუხედავად იმისა, რომ კიოპენის კლიმატთა კლასიფიკაციას ბევრი ნაკლოვანი მხარე გააჩნია, იგი მკაფიოდაა ჩამოყალიბებული და კარგად შეესატყვისება დედამიწის ზედაპირის ბუნებრივ ლანდშაფტურ ზონებს. ამ გარემოებამ განაპირობა აღნიშნული კლასიფიკაციის სისტემის ფართო მასშტაბით გამოყენება მსოფლიოს სხვადასხვა კუთხეში და მათ შორის საბჭოთა კავშირში (ი. ფიგუროვსკი — კავკასიის კლიმატური ტიპები, ა. ვოზნენსკი — სსრკ-ის კლიმატური რუკა, და მ. კორძახია — საქართველოს ჰავის ტიპები).

§ 3. ლ. ბერგის კლასიფიკაცია

ლ. ბერგის კლიმატურ კლასიფიკაციას საფუძვლად დაედო ლანდშაფტურ-გეოგრაფიული ზონები და ამიტომ მას ლანდშაფტურ-კლიმატურ კლასიფიკაციასაც უწოდებენ. მან სხვადასხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიული (ლანდშაფტური) ზონები დააკავშირა კლიმატურ ზონებთან. იგი აღნიშნავს, რომ კლიმატის ხასიათთან მჭიდროდაა დაკავშირებული მცენარეული და ნიადაგობრივი საფარი, რომ კლიმატური სარტყელები წარმოადგენს გეოგრაფიული ლანდშაფტების საფუძველს.

ბერგი გამოყოფს შემდეგ მსხვილ კლიმატურ ტიპებს:

I. ბარის კლიმატს (ოკეანეთა კლიმატი, ხმელეთის კლიმატი) და II. მაღლობის კლიმატს (მთიანეთისა და პლატოს კლიმატი, მთიანი სისტემებისა და ცალკეული მთების კლიმატი).

ბარისათვის იგი გამოყოფს შემდეგ კლიმატურ ზონებს: 1. მუდმივი ყინვის, 2. ტუნდრა, 3. ტაიგა — ზომიერი ზონის კლიმატი, ზამთარი ცივი, 4. ზომიერი ზონის ფოთლოვანი ტყეები, ზამთარი თბილი, 5. ზომიერი ზონის მუსონური ტიპი, 6. სტეპები, 7. ტროპიკებსგარე უდაბნოები, ცივი ზამთრით, 8. ხმელთაშუა ზღვის ტიპი, 9. სუბტროპიკული ტყეები, 10. უდაბნოები თბილი ზამთრით, 11. ტროპიკული ტყესტეპი (სავანები), 12. ტროპიკული ნოტიო ტყის ტიპი.

მსგავს კლიმატურ ტიპებთან გვაქვს საქმე (ზოგიერთის გამოკლებით) სამხრეთ ნახევარსფეროზეც.

პლატოზე და მთებში, როგორც იგი აღნიშნავს, მეორდება კლიმატთა იგივე ტიპები, მხოლოდ ემატება ერთი—მუდმივი ყინვის კლიმატი, სადაც უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 0°-ზე დაბალია. მაშასადამე, მაღლობის კლიმატიდან გამოიყოფა: 1. პოლარული ყინულოვანი პლატოს ტიპი (ანტარქტიდის პლატო და არქტიკის კუნძულების — გრენლანდიის, ფრანც-იოსების, ჩრდილოეთის მიწისა და სხვათა პლატოები); 2. ზომიერი სარტყელის მაღალი სტეპებისა და ნახევარუდაბნოების ტიპი (ჩრდილო-დასავლეთი მონღოლეთი და სომხეთის მთიანეთი); 3. ზომიერი განედების უდაბნოების ტიპი (მაგალითად, აღმოსავლეთ თურქმენეთი); 4. ტიბეტის ტიპი (მასში პამირიც შედის); 5. სუბტროპიკული სტეპების კლიმატი (ირანი, მცირე აზია); 6. ტროპიკული პლატოს ანუ მაღალი სავანების ტიპი (ჩილი, პერუ, ბოლივია, ეკვადორი, მექსიკა, აბისინია და სხვ.).

როგორც ზემოთ დავინახეთ, ბერგის მიერ გამოყოფილი კლიმატური ტიპები ძალზე დიდ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ ერთეულს მოი-

ცავს; აქ გაერთიანებულია სხვადასხვა სახის კლიმატური რაიონები და ამიტომ კლიმატური ელემენტების რიცხვითი მაჩვენებლები დიდ ინტერვალში იცვლება. ამ კლასიფიკაციის ნაკლოვანი მხარეა ის, რომ ბარის ლანდშაფტურ-კლიმატურ ზონებს ავტორი ავრცელებს ოკეანეშიც, სადაც წყლის ზედაპირი მთლიანად ცვლის კლიმატურ ელემენტთა წლიური მსვლელობის რეჟიმს ხმელეთთან შედარებით.

§ 4. ი. ფიგუროვსკისა და მ. კორძახიას კლასიფიკაცია

კავკასიის ტერიტორიის კლიმატთა პირველი კლასიფიკაცია ეკუთვნის ი. ფიგუროვსკის (1919). კლიმატური ტიპების გამოყოფას მან საფუძვლად დაუდო მცენარეული ფორმაციისა და ნიადაგსაფარის გეოგრაფიული განაწილება და ზოგიერთი მეტეოროლოგიური ელემენტის მონაცემები (ტემპერატურა, ნალექები). ფიგუროვსკის მიერ წამოყენებული დებულება იმის შესახებ, რომ ამა თუ იმ ტერიტორიის კლიმატის ფორმირება ხდება არა გარეგანი ზეგავლენის (ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესების), არამედ მხოლოდ ადგილობრივი ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების ზემოქმედებით, მცდარია და სრულიად არ შეესაბამება თანამედროვე შეხედულებებს კლიმატოლოგიაში. მისი აზრით, მცენარეულობა და ნიადაგსაფარი ის მოქმედი ზედაპირია, საიდანაც ხდება ატმოსფეროსთან ნორმალური თბოგაცვლა და ტენგაცვლა, და, მაშასადამე, ადგილობრივი კლიმატის თავისებურებათა ჩამოყალიბება. გარედან ზეგავლენის დროს (სხვადასხვა თვისების ჰაერის მასების შემოჭრისას) ირღვევა კლიმატის ნორმალური მსვლელობა, რის გამოც იგი განიცდის პათოლოგიურ ცვლილებას. როგორც ჩანს, ი. ფიგუროვსკი კავკასიის კლიმატთა კლასიფიკაციის დროს სრულიად უგულებელყოფს კლიმატის ფორმირების ისეთ ფაქტორს, როგორიც ატმოსფეროს ცირკულაციაა.

ი. ფიგუროვსკი კავკასიის ტერიტორიაზე გამოყოფს შემდეგ კლიმატურ ტიპებს: 1. მშრალი სუბტროპიკული, 2. მთიანეთის სტეპების და სუბალპური ოლქების პრერიები (სამხრეთ რუსეთში), 3. მშრალი კონტინენტური, 4. მაღალმთის ალპური ოლქი, 5. ნოტიო სუბტროპიკული, 6. ხმელთაშუა ზღვის სუბტროპიკული, 7. მაისას (სიმინდის) 8. ზომიერად ცივი, 9. ცივი (პოლარული) და 10. მთიანეთის სტეპური კონტინენტური.

ფიგუროვსკის კლიმატურ რუკაზე ერთი და იგივე კლიმატური ტიპი, როგორც მ. კორძახია აღნიშნავს, მოიცავს ისეთ რაიონებს, რომელთა მეტეოროლოგიური მონაცემები და ლანდშაფტებიც ძლიერ განსხვავდებიან ერთმანეთისაგან. სიმინდის ჰავის კლიმატურ ტიპში შედის შიდა კახეთი, შიდა ქართლი, მდ. ყვირილას აუზის ზედა ნაწილი და ამავე სიმაღლეზე მდებარე ადგილები დასავლეთ კავკასიონის ფერდობებზე. ასევე, არამართებულადაა მოქცეული ზომიერად ცივი კლიმატის ტიპში მესხეთის დიდი ნაწილი, დუშეთისა და ონის რაიონი და იმავე სიმაღლეზე მდებარე კავკასიონის ფერდობის სხვადასხვა ტერიტორია.

მიუხედავად იმისა, რომ ი. ფიგუროვსკის კლასიფიკაციას ბევრი ნაკლოვანი მხარე გააჩნია, იგი თავისი დროისათვის წარმოადგენდა დიდ მიღწევას კავკასიის კლიმატის კვლევის საქმეში.

მ. კორძახიამ 1946 წელს კიოპენის კლიმატთა კლასიფიკაციის საფუძველზე მოახდინა საქართველოს ტერიტორიის კლიმატური დარაიონება (ნახ. 19). საქართველოს კლიმატს იგი განიხილავს როგორც ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესებისა და ადგილობრივი ფიზიკურ-გეოგრაფიული პირობების ურთიერთზემოქმედების შედეგს. როგორც მ. კორძახია აღნიშნავს, მზის რადიაციული რეჟიმის მიხედვით საქართველოს ტერიტორია მდებარეობს სუბტროპიკულ ზონაში, მაგრამ ატმოსფეროს ცირკულაციის ხასიათისა და მათთან დაკავშირებული ამინდის პირობების მიხედვით იგი შეიძლება გაიყოს ორ ცირკულაციურ კლიმატურ ოლქად და ერთ ქვეოლქად:

პირველი ოლქი — ზღვის ნოტიო სუბტროპიკული კლიმატის ოლქი — მოიცავს დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიას, რომელიც მდებარეობს სამხრეთ ევროპის სუბტროპიკული (დინამიკური) ანტიციკლონის უკიდურეს აღმოსავლეთ პერიფერიაზე. ამიტომ ამ ოლქის კლიმატი ძირითადად ხმელთაშუა ზღვის კლიმატის თვისებებს ინარჩუნებს, მაგრამ მისგან გამოირჩევა მაღალი სინოტივით, ნალექის მეტი სიუხვით და მშრალი ზაფხულის სეზონის უქონლობით. აქ მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებულია ზღვიური ან კონტინენტური ტენიანი პოლარული ჰაერის მასები, მაგრამ საკმაოდ ხშირად გვხვდება ტროპიკული ჰაერის მასებიც. ხშირია ფრონტალური (ოკლუზიის ფრონტის) და ცივი ჰაერის მასების ადვექციის ტიპის ამინდები. კარგადაა გამოსახული ქარების მუსონური ცვლა: წლის ცივ პერიოდში, როცა გაბატონებულია აღმოსავლეთის დაღმავალი ქარები, რომლებიც ფიონურ ხასიათს ატარებს, და თბილ პერიოდში — დასავლეთის ნოტიო ქარები (ზოგადი ცირკულაციური დასავლეთის დინებები, ბრიზები, მთა-ხეობის ქარები), რომლებიც სამი მხრიდან შემოფარგლული ქედების გავლენით განიცდიან კონვერგენციას და აღმავალ დენას.

მეორე ოლქი — სუბტროპიკული კონტინენტური კლიმატიდან ზღვის კლიმატზე გარდამავალი ოლქი მოიცავს აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიას; იგი წარმოადგენს აზიის კონტინენტური სუბტროპიკული კლიმატური ზონის (თურქესტან-აზერბაიჯანის) დასავლეთ განაპირა უბანს. ზაფხულში აქ გაბატონებულია ტროპიკული ჰაერი, რომელიც კონტინენტური პოლარული ჰაერის მასების ტრანსფორმაციის შედეგადაა წარმოშობილი. წლის დანარჩენ სეზონში ძირითადად ჭარბობს კონტინენტური და ტრანსფორმირების სტადიაში მყოფი ზღვის პოლარული ჰაერის მასები. გაზაფხულზე და ზაფხულის დასაწყისში გაბატონებულია კონვექციური, ხშირად არამდგრადი და ფრონტალური ტიპის ამინდი, ხოლო შემოდგომის მეორე ნახევარში და ზამთარში — ანტიციკლონში რადიაციული გადაცივებისა და ფრონტალური ამინდის ტიპები.

მესამე — წინა აზიის მთიანეთის მშრალი სუბტროპიკული კლიმატიდან ზომიერად ნოტიო კლიმატზე გარდამავალ ქვეოლქს უჭირავს სამხრეთ საქართველოს სამხრეთ მთიანეთის ცენტრალური ნაწილი. ადგილის მნიშვნელოვანი სიმაღლე (1100—2500 მ) და ქედები, რომელნიც მის ირგვლივ მდებარეობენ, აზომიერებენ ქვეოლქში ჰაერის მასების შემოჭრის პროცესის ეფექტს. წლის ცივ პერიოდში, რადიაციული გაცივების შედეგად ვითარდება რადიაციული ინვერსია წყნარი მოწმენდილი და ცივი ამინდით; ზაფხულში მზის ძლიერი ინსოლაციის შედეგად აქ მყარდება მაღალი ტემპერატურები. ამიტომაა, რომ აქ ჰაერის ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა (25—26°) საგრძნობლად აღემატება აღმოსავლეთ საქართველოს იმავე სიმაღლის ადგილების ამპლიტუდას.

კლიმატური ოლქები და ქვეოლქი, ჰაერის ტემპერატურისა და ნალექების რაოდენობის მიხედვით დაყოფილია კლიმატურ ზონებად, ხოლო ეს უკანასკნელი — კლიმატურ რაიონებად და ქვერაიონებად. აღნიშნულ დაყოფას საფუძვლად დაედო კოპენის კლასიფიკაციის სისტემა, რომელიც ყველაზე უფრო ჩამოყალიბებული და გავრცელებულია; ამ სისტემის ღირსება ისაა, რომ მისი მეშვეობით შესაძლებელია მოვძებნოთ საქართველოს ანალოგიური კლიმატები დედამიწის სხვადასხვა ნაწილში.

დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე სიმაღლის მიხედვით კლიმატური პირობები თანდათანობით იცვლება და გადადის ზომიერად თბილ *C* კლიმატიდან მაღალმთიან მუდმივთოვლიან *EFH* კლიმატში; ნალექების რაოდენობის და მათი წლიური მსვლელობის მი-

ცხრილი 57

კლიმატური ტიპებისა და ქვეტიპების დახასიათება და მათი გავრცელების ზონები (მ. კორძახიას მიხედვით)

№ იგივე აღნიშვნები	იგივე აღნიშვნები	მოკლე დახასიათება	საშ. ტემპერატურა		ნალექები სმ-ში				გავრცელების რაიონი
			იანვარი	ივლისი	წლიური	ვეგეტაციის პერიოდში			
1	2	3	4	5	6	7	8		9
1	*Cfa*	ნოტიო კლიმატი, თბილი, რბილი ზამთრით და ცხელი ზაფხულით.	4-დან 7°-მდე	22°-დან 24°-მდე	125-დან 200-მდე	15—23 (VIII—XI)	5—11 (IV—V)		ქოლხეთის დაბლობი 250—300 მ სიმაღლემდე.
1-ა	„	ჭარბად ნოტიო ქვეტიპი მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებული ზღვის ქარებით და ნალექების მაქსიმუმით შემოდგომაზე.	5°-დან 7°-მდე	22-დან 22,5°-მდე	200-დან 270-მდე	4 (IX)	8—9,5 (V)		აჭარის სანაპირო და გურიის ნაწილი.
1-ბ	„	ნოტიო ქვეტიპი კარგად გამოსახული ნესტიანური ბრსიათის ქარებით და ნალექების მაქსიმუმით ზაფხულ-შემოდგომაზე.	2,5°-დან 6°-მდე	22,5°-დან 23,5°-მდე	130—220	17—30 (VII, IX)	6—15 (III—V)		სამეგრელოს დაბლობი და ქვედა იმერეთი.
1-გ	„	საკმაოდ ნოტიო ქვეტიპი, სადაც წლის განმავლობაში ჩრდილოეთის ნალექების სეზონური რყევა უმნიშვნელოა.	4-დან 6,5°-მდე	23-დან 24,5°-მდე	125—150	13—16 (IX)	8—11 (V—VI)		აფხაზეთის სანაპირო.
2	*Cfsa*	ნოტიო კლიმატი ზომიერად ცივი ზამთრით და ცხელი, წვიმიანი ზაფხულით.	0,0-დან 4°-მდე	22-დან 24°-მდე	100—150	11—15 (X—XI)	6—8 (VII—VIII)		ზემო სვირილას აუზი (100—500 მ-მდე) და რაჭა-ლეჩხუმის ქვაბულის ცენტრალური ნაწილი (600 მ-მდე).

1	2	3	4	5	6	7	8	9
3	*Cfb*	ნოტიო კლიმატი, ზომიერად ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით.	—2-დან 4°-მდე	16-დან 22°-მდე	100—200	10—30 5—11 (სხვადასხვა თვე)		დასავლეთ საქართველოს შემომფარგლველი ქედების ფერდობები 500—600 მ-დან 1000—1500 მ-მდე (Cfa-ს ზემოთ).
4	*Dfb*	ნოტიო კლიმატი, ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით (ბორეალური).	—6-დან —8°-მდე	15-დან 17,5°-მდე	160—360	8—30 5—16 (სხვადასხვა თვე)		ვრცელდება მთის ფერდობებზე Cfb-ს ზემოთ, დაახლოებით 1700—1800 მ-მდე.
5	*Dfc*	ნოტიო კლიმატი, ცივი ხანგრძლივი ზამთრით და მოკლე ზაფხულით.	—5-დან —8°-მდე	10-დან 15°-მდე	140—300	9—20 5—10 (სხვადასხვა თვე)		ვრცელდება Dfb ზონის ზემოთ, აფხაზეთსა და აჭარაში 1900—2100, ხოლო აღმოსავლეთ ნაწილში 2300—2400 მ-მდე.
6	*ETHf*	მაღალმთის ნოტიო ნამდვილ ზაფხულს მოკლებული კლიმატი, ხანგრძლივი და მძლავრი თოვლის საბურველით (ალპური ზონა).	—9-დან —12°-მდე	<10°	140—300	—	—	ზონა იწყება 2000—2400 მ-დან 3200 მ-მდე (მუდმივი თოვლის ხაზამდე).
7	*EFHf*	მაღალმთის ნოტიო კლიმატი მუდმივი უხვი თოვლით და მყინვარით.	—12-დან —18°-მდე	1-დან —1°-მდე	—	—	—	ვრცელდება სამშალოდ 2900—3300 მეტრზე ზემოთ.
8	*BSxa*	მშრალი სუბტროპიკული (ტრამაღლების) კლიმატი შედარებით ცივი ზამთრით და ცხელი ზაფხულით.	—3,5-დან 0,7°-მდე	22-დან 25°-მდე	35—49	6—9(V) 4(IX)	1—2(I) 3(VIII)	ქვემო ქართლის ვაკე (თბილისის ქვემოთ), მდ. იორისა და შირაქის ზეგანი 550—600 მ-მდე.
9	*BSx→Cax*	მშრალი სუბტროპიკულიდან ზომიერად ნოტიო სუბტროპიკულზე გარდამავალი კლიმატი, ზომიერად ცივი ზამთრით და ცხელი ზაფხულით, ნალექის ორი მაქსიმუმით.	—2-დან 0,9°-მდე	23-დან 24,5°-მდე	50—60	7—11(V) 4—5(IX)	1—3(I) 20—4(VIII)	ზონა ქვემო ქართლის ბარს ეკვრის რკალის სახით დასავლეთიდან (700—750 მ-მდე), იგი მოიცავს გარე კახეთის ზეგანს (600—800 მ-ის ფარგლებში) და შიდა ქართლის ბარის აღმ. ნაწილს (600—650 მ-მდე).
10	*Cxa*	ზომიერად ნოტიო კლიმატი ცხელი ზაფხულით და ზომიერად ცივი ზამთრით, ნალექის ორი მაქსიმუმით წელიწადში.	—0,3-დან 1°-მდე	22,5-დან 24°-მდე	55—100	10—16(V) 4—12(IX)	1,5—3,5(I) 4—7(VIII)	შიდა კახეთი (600—650 მ-მდე) და მდ. მტკვრის სანაპირო ზოლი აუჭალიდან ძეგვამდე.
11	*Cxb*	ზომიერად ნოტიო კლიმატი, ზომიერად ცივი ზამთრით და თბილი ხანგრძლივი ზაფხულით, ნალექის ორი მაქსიმუმით.	—3-დან —1°-მდე	19-დან 22°-მდე	50—75	7—18(V) 4—9(X)	1,5—4(I) 3—6(VIII)	ჯავახეთის მთიანეთის აღმოსავლეთი და თრიალეთის ქედის ჩრდილო და აღმ. ფერდობი (700—1400 მ-მდე). ლიხის ქედის აღმ. ფერდობი (600—900 მ-მდე) და ცენტრ. კავკასიონის სამხ. ფერდობი 600-დან 1000—1100 მ-მდე).
12	*Dbx*	ზომიერად ნოტიო კლიმატი, ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით, ნალექის ორი მაქსიმუმით წელიწადში.	—3-დან —6°-მდე	16-დან 20°-მდე	50—140	10—21 (V—VI) 8—11 (IX—X)	2—6(I) 6—10 (VIII—IX)	მოიცავს თრიალეთის ქედს, წალკისა და ფშახისის პლატოებს (1300—1900 მ-მდე) და კავკასიონის სამხრეთ ფერდობს 900—1000 მ-დან 1900 მ-მდე).

1	2	3	4	5	6	7	8	9
13	*Dfbw*	ზომიერად ნოტიო კლიმატი, შედარებით მშრალი, ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით.	—3-დან —7°-მდე	14-დან —18°-მდე	60—90	10—12 (V—VI)	1,3—2,5 (I)	მოიცავს კავკასიონის ჩრდილო ფერდობს აღმოსავლეთ საქართველოს ფარგლებში 1900 მ სიმაღლემდე.
14	*Dcfw*	ზომიერად ნოტიო კლიმატი მშრალი, ცივი ზამთრით და მოკლე ზაფხულით.	—6-დან —11°-მდე	10-დან 14°-მდე	90—150	11—23 (V—VI)	5—6 (I—II)	მოიცავს თრიალეთის ქედს და კავკასიონის სამხრეთ და ჩრდილოეთ ფერდობებს 1800-დან 2600 მ-მდე (აღმოსავლეთ საქართველო).
15	*BSGbk*	ზომიერად მშრალი სუბტროპიკული (სტეპური) მთიანეთის კლიმატი, ცივი მცირეთოვლიანი ზამთრით და თბილი ხანგრძლივი ზაფხულით.	—4-დან —7°-მდე	21-დან 18°-მდე	40—52	7—8(VI)	1,5—2,5 (I)	მოიცავს ახალციხის ქვაბულის ცენტრალურ ნაწილს და მის სამხრეთ და აღმოსავლეთ ფერდობებს 1400—1600 მ-მდე.
16	*BSGbk'*	ზომიერად მშრალი სუბტროპიკული მთიანეთის კლიმატი ცივი მცირეთოვლიანი ზამთრით და ხანგრძლივი გრილი ზაფხულით.	—7-დან —11°-მდე	14-დან 16,5°-მდე	45—55	8—10(VI)	1,5—2,5 (I)	მოიცავს ჯავახეთის ზეგანს და ახალციხის ქვაბული'ს სამხრეთიდან შემომსაზღვრელ ქედებს ფერდობს 1600-დან 2100 მ-მდე.
17	*Dfb→Dxb*	ნოტიო ზღვიურიდან ზომიერად ნოტიო კონტინენტურზე გარდამავალი მთის კლიმატი ცივი ზამთრით და ხანგრძლივი ზაფხულით.	—3-დან —7°-მდე	14-დან 19°-მდე	55—90 თოვლი დევს 3-5 თვეს	8—12(VI)	—	ახალციხე-იმერეთის ქედის სამხრეთი და არსიანის ქედის აღმოსავლეთ ფერდობები და თრიალეთის ქედის დასავლეთი ნაწილი (ბორჯომ - ბაკურიანის ფარგლებში) 900-დან 1800 მ-მდე.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
18	*Dfc→Dxc*	ნოტიოდან ზომიერად ნოტიოზე გარდამავალი მთის კლიმატი ცივი ზამთრით და მოკლე ზაფხულით.	—6-დან —9°-მდე	10-დან 14°-მდე	90—130	(თოვლი დევს 5—7 თვე)		ზონა მოიცავს არსიანის და ახალციხე-იმერეთის ქედების აღმოსავლეთ და სამხრეთ ფერდობს 1600-დან 2400 მ-მდე.
19	*BSGwc*	ზომიერად მშრალი სუბტროპიკული მაღალმთიანეთის კლიმატი ცივი მცირეთოვლიანი ზამთრით და მოკლე ზაფხულით.	—10-დან —13°-მდე	10-დან 14°-მდე	50—60	(თოვლი დევს 4—6 თვე)		მოიცავს საქართველოს სამხრეთ მთიანეთს 2100-დან 2800 მ-მდე.
20	*ETH*	მაღალმთის ზომიერად ნოტიო კლიმატი, ნამდვილ ზაფხულს მოკლებული.	—11-დან —14°-მდე	<10°	(თოვლის საბურველის ხანგრძლივობა 7—10 თვე)			ზონა მოიცავს კავკასიონის ქედს 2500-დან 3400 მ-მდე და სამხრეთ მთიანეთის ქედებს 2800—2900 მ სიმაღლემდე.
21	*EFH*	მაღალმთის ზომიერად ნოტიო კლიმატი მუდმივი თოვლით და მყინვარებით.	—13-დან —16°-მდე	6-დან 0°-ზე ნაკლები	100—120	9—10 (VIII)	3—4(I)	ზონა მოიცავს ცენტრალურ კავკასიონს საშუალოდ 3300—3400 მ სიმაღლის ზევით.

ხედვით კი ყველა კლიმატური ზონა აქ კიოპენის კლასიფიკაციის მიხედვით აღინიშნება *f* ნიშნით.

აღმოსავლეთ საქართველოში სურათი შედარებით რთულდება იმდენად, რამდენადაც აქ გვხვდება ისეთი გარდამავალი ზონები, რომელთა ტიპები კიოპენის კლასიფიკაციის სისტემის არც ერთ ტიპს არ მიეკუთვნება. ამიტომ მ. კორძახია იძულებული შეიქნა, ზოგიერთი ზონის კლიმატის განსაზღვრისათვის შემოეღო პირობითი დამატებითი განმარტება ისე, რომ არ დარღვეულიყო კიოპენის კლასიფიკაციის სისტემის პრინციპი. როგორც მ. კორძახია აღნიშნავს, წლიური ნალექების რაოდენობისა და ჰაერის ტემპერატურის მიხედვით საქართველოს სამხრეთ მთიანეთის ცენტრალური ნაწილები, ჯავახეთის ზეგანი და ახალციხის ქვაბული, კიოპენის კლასიფიკაციის მიხედვით ეკუთვნის ზომიერად ნოტიო ბორეალური კლიმატის ტიპს (*Df*) და, მაშასადამე, წარმოადგენს ტყის რაიონს. სინამდვილეში ამ ზონის დასავლეთი ნაწილებია (აბასთუმნის, ადიგენისა და ბაკურიანის რაიონები) მხოლოდ მდიდარი ბუნებრივი ტყის საფარით; აქ ნალექების რაოდენობა და ჰაერის ტენიანობა საგრძნობლად ნაკლებია დასავლეთ საქართველოს ნოტიო ოლქისაზე; ამიტომ ამ ზონის კლიმატი (მე-17 ზონის კლიმატი) აღინიშნა როგორც ზღვის ნოტიო კლიმატიდან ზომიერად ნოტიო კლიმატზე გარდამავალი (*Dfb→Dbx*).

ანალოგიური მდგომარეობაა მე-9 ზონის კლიმატის ფორმულირების საქმეში; იგი, კიოპენის კლასიფიკაციით, მართალია, ხვდება ზომიერად ნოტიო კლიმატის ტიპში (*Cxa*), მაგრამ მცენარეული საფარის ძლიერ სიღარიბის გამო (ტყესტეპი) განსხვავდება ამ ზონის ჩრდილოეთით და დასავლეთით მიმდებარე ზომიერად ნოტიო კლიმატური ზონებისაგან. ამიტომ მ. კორძახიამ ამ ზონას უწოდა ზომიერად ნოტიოდან მშრალ კლიმატზე გარდამავალი კლიმატი (*BS→→Cxa*).

კლასიფიკაციის ავტორი მთიანეთის სტეპების კლიმატს აღნიშნავს *BSG*-თი, სადაც *G* მთიანეთის ნიშანია.

როგორც მ. კორძახია აღნიშნავს, კლიმატური ზონები (21 ტიპი) კარგად ეთანხმება გეობოტანიკურ ზონებს; გამონაკლისს წარმოადგენს კოლხეთის დაბლობი, რომელიც მიეკუთვნება ერთ და იმავე კლიმატურ ტიპს (*Cfa*); მის ფარგლებში ზამთრის ტემპერატურა, ჭარის რეჟიმი, ატმოსფერული ნალექების რაოდენობა და მათი წლიური მსვლელობა მნიშვნელოვან რყევას განიცდის; ეს გარემოება საგრძნობ გავლენას ახდენს წამყვანი სასოფლო-სამეურნეო კულტურების ტერიტორიულ განაწილებაზე. ამასთან დაკავშირებით აღნიშნულ ზონაში გამოიყოფა სამი ქვეზონა.

აქვე ვიძლევით კლიმატური ტიპებისა და ქვეტიპების მოკლე დახასიათებას და მათ ტერიტორიულ გავრცელებას (ცხრ. 57). ცხრილში მოყვანილი კლიმატური ფორმულების ცალკეული ნიშნების განმარტება მოცემულია კიოპენის კლიმატთა კლასიფიკაციაში.

§ 5. ბ. ალისოვის კლასიფიკაცია

ბ. ალისოვის კლიმატთა კლასიფიკაცია აგებულია გენეტურ პრინციპზე. მას საფუძვლად უდევს ჰაერის მასების ფიზიკური თვისებები, ჰაერის დინებები, მთავარი ფრონტალური ზონების სეზონური გადანაცვლება და მოძრავი ჰაერის თვისებებზე ქვეფენილი ზედაპირის გავლენა (ჰაერის ტრანსფორმაცია). როგორც ჩანს, კლიმატური სარტყელების გამოყოფისას ალისოვი ძირითადად ემყარება სხვადასხვა განედებზე ფორმირებული ჰაერის მასების გეოგრაფიულ ტიპებს და მათი სეზონური ცირკულაციის თავისებურებებს. აქედან გამომდინარე, მან გამოყო ოთხი ძირითადი კლიმატური ზონა: ეკვატორული, ტროპიკული, ზომიერი განედებისა და არქტიკული (ანტარქტიკული). ყოველ დასახელებულ ზონაში გაბატონებულია იმავე გეოგრაფიული სახელწოდების ტიპის ჰაერის მასები. ეს უკანასკნელნი ზღვისა და ხმელეთის ზეგავლენით ფორმირდებიან ზღვიური და კონტინენტური ქვეტიპის ჰაერის მასებად.

ძირითად კლიმატურ ზონებს შორის გაბატონებული ჰაერის მასების სეზონური ცვლის შედეგად ის გამოყოფს გარდამავალ კლიმატურ ზონებსაც: ეკვატორული მუსონების (სუბეკვატორული), სუბტროპიკულსა და სუბარქტიკულს (სუბანტარქტიკულს). როგორც ძირითადი, ისე გარდამავალი კლიმატური ზონების გავრცელების საზღვრები დამოკიდებულია საშუალო კლიმატოლოგიური ფრონტების სეზონურ (ზამთარი, ზაფხული) მდგომარეობაზე; მაგალითად, ზომიერი ზონის კლიმატურ ტიპში გაბატონებულია პოლარული ჰაერის მასები; მისი სამხრეთი საზღვარი გაუყვება პოლარული ფრონტის ზაფხულის მდგომარეობას, ხოლო ჩრდილოეთი — არქტიკული ფრონტის ზამთრის მდგომარეობას. სუბტროპიკული ზონა განლაგებულია პოლარული ფრონტის ზაფხულისა და ზამთრის მდგომარეობას შორის და ამიტომ აქ ზაფხულში ტროპიკული ჰაერია გაბატონებული, ხოლო ზამთარში — პოლარული.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, პრაქტიკულად თითქმის ყველა კლასიფიკაციას თავისი ძირითადი ნიშნების მიხედვით საერთო შედეგებამდე მივყავართ. მართლაც, ბერგისა და ალისოვის კლიმატური ზონები, მიუხედავად მათი სხვადასხვა სახელწოდებისა, თითქ-

მის ერთმანეთს ემთხვევა. მაგალითად, ალისოვის ეკვატორული მუსონების ზონა შეესაბამება ბერგის სავანების კლიმატს, ან ზომიერი ჰაერის კლიმატურ ზონას — კონტინენტების აღმოსავლეთ სანაპიროს მუსონური კლიმატი და ა. შ. მაგრამ ალისოვის კლასიფიკაციის უპირატესობა, მიუხედავად მისი სქემატურობისა, ის არის, რომ მას საფუძვლად უდევს ატმოსფეროს ცირკულაციური მაჩვენებლები და კლიმატური პროცესების კომპლექსი, რომლის მიხედვითაც ჰაერის მასების ძირითადი ტიპები გამოირჩევა მეტეოროლოგიური პროცესების სპეციფიკური თავისებურებით.

ზემოაღნიშნულიდან გამომდინარე, დედამიწის სფეროს და განსაკუთრებით საბჭოთა კავშირის კლიმატური ზონების დახასიათებას ვახდენთ ბ. ალისოვის კლასიფიკაციის საფუძველზე (ნახ. 20), მაგრამ ბერგის ლანდშაფტურ-კლიმატურ დაყოფასაც აქ გარკვეული ადგილი ეთმობა.

ბ. დედამიწის სფეროს კლიმატური ზონები

§ 6. ეკვატორული ზონა

ეკვატორულ ზონაში ძირითად პროცესს წარმოადგენს ტროპიკული ჰაერის დანესტიანება, რომელიც აქ პასატების სახით მოედინება. ჰაერის დანესტიანება თითქმის ერთნაირი სიძლიერით მიმდინარეობს როგორც ოკეანის, ისე ხმელეთის ზედაპირზე.

მზის რადიაციისა და ატმოსფეროს გრძელტალღიანი გამოსხივების დიდი რაოდენობა წლის განმავლობაში განაპირობებს ეკვატორული ჰაერის ფორმირების ხელსაყრელ სითბურ პირობებს. მიუხედავად ჰაერის ტენიანობისა და მოღრუბლულობის გადიდებისა, მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი 100—150 კკალ/სმ² წელს აღწევს. ჰაერის დიდი ტენიანობა ადიდებს შემხვედრ გამოსხივებას (ეფექტური გამოსხივება კლებულობს), ხოლო რადიაციული ბალანსი საგრძნობი სიდიდეებით ხასიათდება და ხმელეთის ზედაპირზე იგი 60—90, ხოლო ოკეანეთა ზედაპირზე 100—120 კკალ/სმ² წელს უდრის. ხმელეთის ზედაპირზე რადიაციის 75% აორთქლებაზე იხარჯება, ხოლო 25% ჰაერის გათბობაზე. აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს დიდი ნაწილი კონდენსაციის შედეგად კვლავ უბრუნდება დედამიწას, ხოლო დანარჩენი ნაწილი ამ რაიონებიდან გაიტანება.

ტროპიკულ ჰაერში ტემპერატურა სწორი წლიური მსვლელობით ხასიათდება; ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 1—5° ფარგლებში იცვლება და გაცილებით ნაკლებია დღეღამურზე (10—15°).

აორთქლებაზე დიდი რაოდენობით დახარჯული სითბოს მეოხებით მიწისპირა ჰაერის ფენებში მაქსიმალური ტემპერატურა 30—35°-ზე მაღლა არ იწევს, ხოლო მინიმალური 20°-ზე დაბლა იშვიათად ეცემა. საშუალო თვიური ტემპერატურები 24—28° შორის მერყეობს.

ჰაერის ტენიანობა ძალზე მაღალია: აბსოლუტური ტენი ხშირად 30 გრ/მ³ აღწევს, ხოლო ყველაზე მშრალ პერიოდში შეფარდებითი ტენიანობა საშუალოდ 70% შეადგენს. ზოგიერთ ადგილებში საშუალო წლიური ტენიანობა 90% აჭარბებს (მდ. ამაზონის აუზი). ეს გარემოება აუტანელ პირობებს ქმნის ადამიანის ორგანიზმისათვის.

ნალექების წარმოშობა ძირითადად თერმულ კონვექციასთანაა დაკავშირებული, რომელიც იწვევს დღის მეორე ნახევარში თავსხმა ხასიათის ნალექებს. აქ კონვექცია დაკავშირებულია ჰაერის ტენარამდგრადი ენერგიის დიდ მარაგთან, რომელიც ძლიერ აღმავალ დენებს და მძლავრ გროვაწვიმის (*Cb*) ღრუბლების გაჩენას იწვევს. ამიტომაა, რომ დღეთა რიცხვი ნეჭა-ქუხილით წლის განმავლობაში

ცხრილი 58

კლიმატურ ელემენტთა წლიური მსვლელობა ეკვატორულ ზონაში

ელემენტი / თვე	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
სინგაპური, (f=1° ჩ. გ., λ=60° ა. გ., H=00 მ)												
ტემპერატ.	25,5	25,8	26,3	26,6	27,0	26,6	26,8	26,5	26,4	26,5	26,1	26,7
ნალექი (მმ)	246	184	185	197	166	177	159	195	175	201	256	263
შეფარდ. ტენიანობა (%-ში)	8[illegible]	81	8[illegible]	82	8[illegible]	82	81	81	81	82	82	82
კიტო (ეკვატორი, f=0,2° ს. გ., λ=78° დ. გ., H=2850 მ)												
ტემპერატ.	12,6	12,5	12,5	12,6	12,6	12,6	12,5	12,6	12,7	12,6	12,5	12,6
ნალექი	106	109	132	188	127	59	22	58	76	95	96	97
შეფ. ტენიანობა	79	77	80	81	79	69	61	59	66	74	76	77

საშუალოდ 100—150 აღწევს, ხოლო კუნძულ იავაზე იგი 320-ს აჭარბებს. მიუხედავად ეკვატორული ჰაერის მნიშვნელოვანი ტენშემცველობისა, ნალექების საერთო რაოდენობა დიდი არ არის: წლიური რაოდენობა ზონის სხვადასხვა ნაწილში 1000—3000 მმ ფარგლებში იცვლება (ცხრ. 58).

ეკვატორულ ზონაში, როგორც 58-ე ცხრილიდან ჩანს, მიუხედავად ადგილის სიმაღლის ზრდისა ნალექების რაოდენობა მცირდება. ეს აიხსნება სიმაღლის მიხედვით ჰაერის ტენიანობის შემცირებით. ამ ზონაში ბევრია ისეთი ადგილები, სადაც ტენშემცველი ჰაერის დინებები ხელსაყრელ ფერდობზე ნალექების დიდ რაოდენობას ტოვებს. მაგალითად, კოლუმბიაში ანდების დასავლეთ ფერდობზე, ნალექების წლიური რაოდენობა 7000 მმ-ს აღწევს, აღმოსავლეთ ფერდობზე კი იგი 750 მმ-მდე მცირდება. არის ისეთი ადგილებიც, სადაც ზოგიერთი სეზონი დიდი სიმშრალით გამოირჩევა. მაგალითად, ლიბრევილში ($\varphi = 0°$, $\lambda = 9°$ ა. გ.) ზაფხულის სამ თვეში საშუალოდ 30 მმ ნალექი მოდის, მაშინ როდესაც წლის დანარჩენ თვეებში იგი 2410 მმ-ს შეადგენს. ამ მდგომარეობას ხრომოვი ატმოსფეროს ცირკულაციის მუსონური ხასიათით ხსნის; ტროპიკებს შორის კონვერგენციის ზონა ზაფხულში ჩრდილოეთით მაღალი განედებისაკენ გადაინაცვლებს და იწვევს მშრალ პერიოდს, ხოლო მისი საწყის მდგომარეობაში დაბრუნება — ნალექების მნიშვნელოვან რაოდენობას.

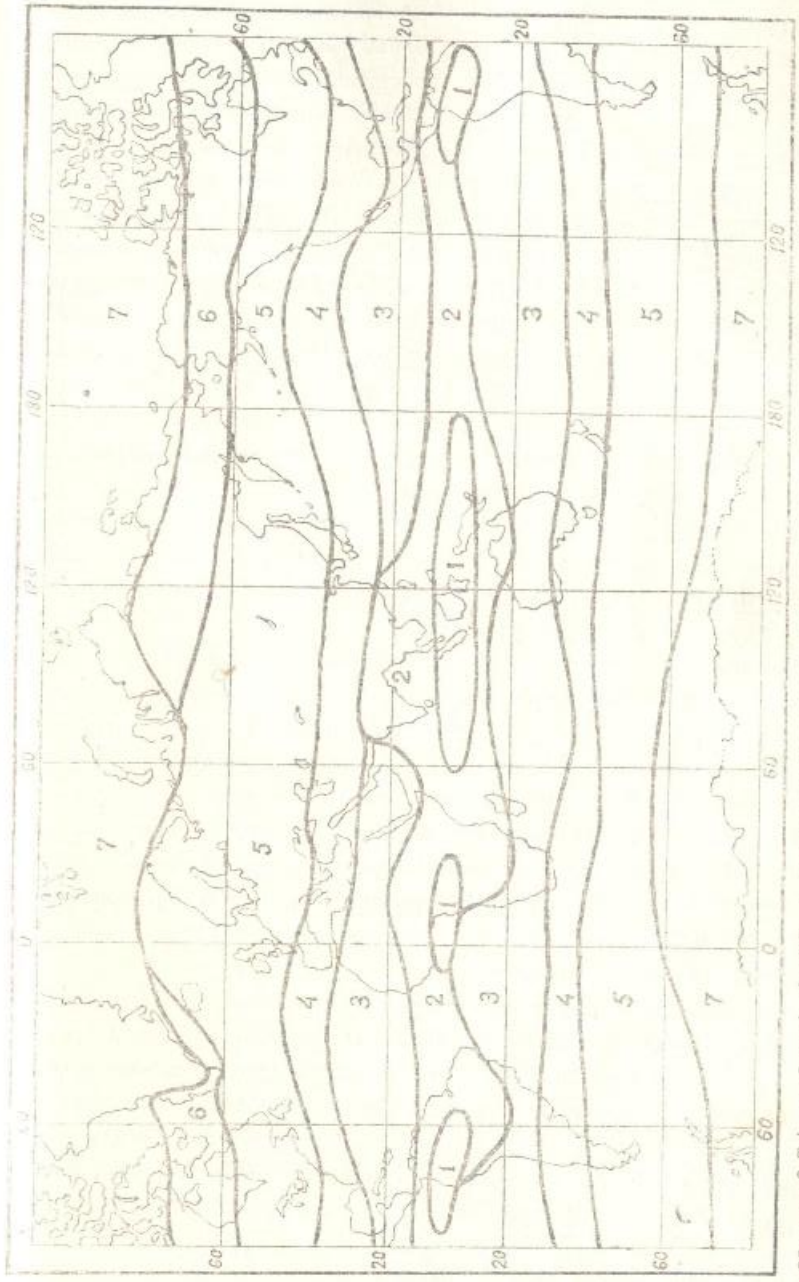
ამ კლიმატური სარტყელის ხმელეთის ზოგიერთ ადგილებში (აფრიკის დასავლეთი სანაპირო, ინდონეზიის კუნძულები) წლის განმავლობაში მაღალი თერმული დონე არ შეესატყვისება მთლიანი რადიაციის (100—120 კკალ) და რადიაციული ბალანსის (60—70 კკალ) დაბალ დონეს; აქ წამყვანი როლი ენიჭება იმ ენერგეტიკულ რესურსებს, რომლებიც გამოიყოფა ატმოსფერული ნალექების წარმოშობისას (კონდენსაციის ფარული სითბო) და აგრეთვე მზის რადიაციის ზემოქმედებით ღრუბლების ზედაპირის უშუალო გათბობით.

აღნიშნულ ზონაში ნალექები ხშირად ღამით მოდის, ვინაიდან ამ პერიოდში ჰაერის მაღალი ფენები ინტენსიური გამოსხივებით ძლიერ ცივდება, ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი იზრდება და კონვექციური პროცესი ძლიერდება.

ეკვატორული ზონის ზემოაღწერილი კლიმატური რეჟიმი განაპირობებს აქ ძალზე მდიდარ მარადმწვანე ტყისა და სხვა მცენარეულობის გავრცელებას, რომელიც ეკვატორული ლანდშაფტისათვის დამახასიათებელ თავისებურებას წარმოადგენს.

§ 7. ეკვატორული მუსონების ზონა (სუბეკვატორული)

ეკვატორული მუსონების ზონა მოთავსებულია ორივე ნახევარსფეროს ტროპიკული ფრონტის ზამთრისა და ზაფხულის მდგომარეობას შორის. იქ, სადაც ეს ფრონტი აღნიშნულ სეზონებში ეკვა-



ნახ. 20. დედამიწის კლიმატური ზონები 3. ალისოვის მიხედვით: 1. ეკვატორული, 2. სუბეკვატორული (ტროპიკული მუსონების), 3. ტროპიკული (პასატების), 4. სუბტროპიკული, 5. ზომიერი განედების, 6. სუბპოლარული, 7. პოლარული

ტორიდან მცირედაა დაშორებული, მის ორივე მხარეს მოქმედებს პასატები, რომლებიც მდგრადი სტრატიფიკაციით ხასიათდება (ტემპერატურის ინვერსია). მაგრამ დედამიწის უმეტეს რაიონებში ტროპიკული ფრონტი შესაბამის ნახევარსფეროს ზაფხულში ეკვატორს ძლიერ შორდება და ტროპიკების მიმართულებით გავრცელებას იწყებს ეკვატორული ჰაერი — ეკვატორული მუსონი. ზამთარში შებრუნებულ სურათს აქვს ადგილი — ეკვატორისაკენ მოედინება ტროპიკული ჰაერი—ზამთრის მუსონი. მაშასადამე, მუსონების ზონაში ზაფხულში გაბატონებულია ეკვატორული, ხოლო ზამთარში ტროპიკული ჰაერის მასა. ზაფხულის მუსონების მოქმედებისას კლიმატური პირობები ეკვატორულს უახლოვდება: მატულობს ჰაერის ტენიანობა, ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა კლებულობს და მოდის უხვი ნალექები უმეტესად თავსხმის სახით. ზამთრის მუსონის დროს, რომელიც პასატურ დინებებს წარმოადგენს, ტენიანობა და ნალექები მკვეთრად კლებულობს, ხოლო ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდები მატულობს.

მუსონური კლიმატი გვხვდება ყველა კონტინენტზე ეკვატორის ორივე მხარეს დაახლოებით 18°-ის ფარგლებში, მაგრამ ინდოეთსა და ინდოჩინეთში ეკვატორული მუსონი ყველაზე უფრო ჩრდილოეთით ვრცელდება ჰიმალაის ქედამდე.

მუსონური ცირკულაცია მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს ჰაერის ტემპერატურის წლიურ მსვლელობაზე. შიდაკონტინენტური და სანაპირო პუნქტები ტემპერატურის ორი მაქსიმუმითა და ორი მინიმუმით ხასიათდება. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს უმეტეს ადგილებში მთავარი მაქსიმუმი აპრილ-მაისშია, ხოლო მეორადი — ოქტომბერში, ე. ი. ეკვატორული ნოტიო მუსონების დაწყებისა და დამთავრების წინ. მთავარი მინიმუმი გამოწვეულია ზამთარში ტემპერატურების საერთო დაწევის ზეგავლენით, ხოლო მეორადი — ზაფხულის მუსონების პერიოდში შედარებით გრილი და ნოტიო ეკვატორული ჰაერის შემოჭრით.

კონტინენტში ღრმად განლაგებულ პუნქტებზე ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა მნიშვნელოვან საზღვრებში მერყეობს (4—17°); პუნქტი რაც უფრო მეტადაა დაშორებული ეკვატორისაგან, ამპლიტუდა მით უფრო მატულობს. მაგალითად, ბომბეიში (ინდოეთი, ჩ. გ. 19° და ა. გ. 73°-ი) წლიური ამპლიტუდა 5.6°, ხოლო ბეთი, ჩ. გ. 19° და ა. გ. 73°-ი) წლიური ამპლიტუდა 5.6°, ხოლო ბენარესში (ჩ. გ. 25° და ა. გ. 83°)—17°-ია. დუეიში (სუდანი, ჩ. გ. 14°, ა. გ. 32°) ამპლიტუდა 10°-ია, კუიაბაში (ბრაზილია, ს. გ. 15°, დ. გ. 56°) კი, რომელიც თითქმის იმავე განედზე, მაგრამ სამხრეთ ნახევარსფეროშია მოთავსებული — 4°.

მუსონურ კლიმატში ყველაზე მაღალი ტემპერატურები დაბლობ ზონაში ეკვატორული მუსონის დაწყებამდე შეინიშნება (28—32°); ზაფხულის პერიოდში ნოტიო მუსონების მოქმედების დროს საშუალო ტემპერატურა 1—4°-ით მცირდება (ცხრ. 59).

მუსონურ კლიმატში ნალექები არათანაბრადაა განაწილებული. ცივ პერიოდში, როდესაც გაბატონებულია კონტინენტური მუსონი (პასატი) ადგილი აქვს მშრალ, თბილ და მზიან ამინდს, რომლის დროსაც ნალექები ძალზე იშვიათ მოვლენას წარმოადგენს. ამ პერიოდში შეფარდებითი ტენიანობა ზოგიერთ პუნქტზე 10—15%-ზე უფრო დაბლა ეცემა. წლის თბილ პერიოდში ეკვატორულ მუ-

ცხრილი 59

კლიმატურ ელემენტთა წლიური მსვლელობა ეკვატორული მუსონების ზონაში

ელემენტი	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	წლიური
ბომბეი, ჩ. გ. 19°, ა. გ. 73°													
ტემპერატურა	23,6	23,8	25,6	27,8	29,2	28,0	26,4	26,3	26,3	27,1	26,3	24,7	26,3
ნალექები	3	1	0	1	14	522	624	379	278	45	12	1	1880
ადის-აბება, ჩ. გ. 9°, ა. გ. 38°, $H = 2540$ მ													
ტემპერატურა	15,2	15,1	16,4	16,4	17,9	15,2	13,7	14,0	14,3	15,7	15,3	14,3	
ნალექი	9	47	105	85	78	146	305	292	161	14	13	3	1259
შეფარდებითი ტენიანობა(%)	48	58	52	65	51	74	86	84	74	48	45	50	

სონს ტენის დიდი მარაგი მოაქვს და მას სხვადასხვა ექსპოზიციის ადგილებში სხვადასხვა რაოდენობით ტოვებს. ინდოეთში ნალექების ძირითადი მასა (92—96%) ივნის-სექტემბერზე მოდის. ჩერაპუნჯაში (ჩ. გ. 25°, ა. გ. 92°, $H = 1313$ მ), რომელიც ჰიმალაის ქედის სამხრეთ კალთაზე მდებარეობს და სამხრეთ-დასავლეთის ეკვატორული მუსონის დინებებს წინ ეღობება, წლის განმავლობაში მოდის საშუალოდ 11,000 მმ-ზე მეტი ნალექი. აქ ზოგიერთ ადგილას ცალკეულ თვეებში (VI—VII) ნალექების რაოდენობა 2700 მმ-ს აჭარბებს.

საერთოდ აღსანიშნავია, რომ მთელს დედამიწაზე ნალექების მაქსიმალური რაოდენობა სუბეკვატორულ ზონაში მოდის და ამასთან ჰაერის ტემპერატურის მაქსიმალური სიდიდეებიც აღნიშნულ ზონასთანაა დაკავშირებული. ეკვატორული მუსონური დინებები ზოგიერთ შემთხვევაში გადალახავს რა აბისინიის მთებს, მის აღმო-

საველეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ კალთებზე ღებულობს ფიონურ ხასიათს და წითელი ზღვის სამხრეთ-დასავლეთ სანაპიროზე იწვევს ნათელ, ცხელ ამინდს. ამასთან ამ ადგილებში საშუალოდ წლიური ტემპერატურები, მსოფლიოს სხვა პუნქტებთან შედარებით, ძალზე მაღალია.

ოკეანეთა ზედაპირზე მუსონური კლიმატი ეკვატორის ორივე მხარეს 10—12° განედებს მოიცავს და ხმელეთთან შედარებით უფრო ვიწრო ზოლი უკავია. აქ ქარების სწორ სეზონურ ცვლას აქვს ადგილი. ეს ზონა წარმოადგენს ტროპიკული ციკლონების ჩასახვის კერას.

სუბეკვატორულ ზონაში ალისოვი გამოყოფს კონტინენტის დასავლეთ და აღმოსაველეთ სანაპიროს კლიმატს. სამხრეთ ამერიკის, აფრიკისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთ აზიის აღმოსავლეთ სანაპიროზე, ეკვატორის ორივე მხარეს მუსონური კლიმატური ზონები მკვეთრადაა გამოსახული. მსგავსი მდგომარეობაა იმავე კონტინენტთა ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს დასავლეთ სანაპიროზეც; ყველგან ზამთრის პასატურ მშრალ პერიოდს ცვლის თბილი პერიოდის ნოტიო ეკვატორული მუსონი. მხოლოდ ჩრდილოეთ ამერიკის უკიდურესი სამხრეთი ნაწილის აღმოსავლეთ სანაპიროზე ზამთრის პასატი, რომელსაც მექსიკის უბიდან და კარიბის ზღვიდან მოაქვს ატლანტიკის ტენშემცველი ჰაერი, იწვევს ნალექების სიუხვეს. მაგალითად, პუერტო-მეხიკოში ნალექების რაოდენობა ზამთარში 413, ზაფხულში 856, ხოლო წლის განმავლობაში 2883 მმ-ს შეადგენს. როგორც ჩანს, აღნიშნული სანაპიროს კლიმატი ნოტიო ტროპიკული კლიმატის თვისებებით ხასიათდება.

ეკვატორული მუსონების კლიმატური პირობები ყველა კონტინენტის სანაპიროზე არსებითად ერთმანეთისაგან არ განსხვავდება. ნალექების მაქსიმუმი წლის თბილ პერიოდშია, ხოლო ცივ პერიოდში ტროპიკებიდან მშრალი ქარები ქრის და ნალექებიც ძლიერ მცირდება.

გამონაკლისს წარმოადგენს სამხრეთ ამერიკისა და აფრიკის სამხრეთ ნახევარსფეროს დასავლეთ სანაპირო, სადაც მუსონურ კლიმატს ადგილი არ აქვს. ამის მიზეზი ის არის, რომ ეკვატორის სამხრეთით მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებულია ჰაერის გადატანა სამხრეთიდან ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში და ტროპიკული ფრონტი მთელი წლის განმავლობაში იმყოფება ეკვატორის ჩრდილოეთით.

ამ ზონის ჩრდილოეთ და სამხრეთ ნახევარსფეროების კონტინენტთა დასავლეთი სანაპირო, ოკეანეთა ცივი დინებების ზეგავლენით,

რამდენიმე გრადუსით ცივია აღმოსავლეთისაზე (აფრიკაში კანარისა და ბენგუელის ცივ დინებათა ზეგავლენით განსხვავება 4—7°-ია).

ამიტომაა, რომ მთლიანად ეს ზონა, მიუხედავად სანაპირო ზოლისა, მშრალი კონტინენტური ტროპიკული კლიმატის სახეს ატარებს და ძირითადად ნახევარუდაბნოს ლანდშაფტითაა წარმოდგენილი.

§ 8. ტროპიკული ზონა

ტროპიკული კლიმატი ფორმირდება ტროპიკული ჰაერის პასატურ დინებებში. პასატური მასა წარმოადგენს სუბტროპიკულ ანტიციკლონებში დაღმავალ მშრალ ჰაერს, რომელიც ადიაბატურად თბება და ძლიერ შორდება ნაჯერ მდგომარეობას. მის სიმშრალეს განაპირობებს აგრეთვე ხმელეთის ზედაპირზე აორთქლების მცირე რაოდენობა; ოკეანეთა ზედაპირზე პასატების მდგრადი სტრატიფიკაცია (პასატური ინვერსია) ხელს უშლის ვერტიკალურ გაცვლას და ტენის მაღალ ფენებში გადატანას. ეს გარემოება აფერხებს ღრუბლების წარმოშობას და იწვევს რადიაციული პროცესების მნიშვნელოვნად გაზრდას. აქ მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი შეადგენს 180—200 კკალ/სმ² წელს ხმელეთზე და 160 კკალ—ოკეანეზე. დედამიწის დიდი გამოსხივებისა და მნიშვნელოვანი ალბედოს გამო რადიაციული ბალანსი ეკვატორულ კლიმატთან შედარებით მცირდება.

პასატურ დინებათა ქვედა ფენების ფიზიკური თვისებების მიხედვით არჩევენ კონტინენტურ და ზღვიურ ტროპიკულ კლიმატს.

კონტინენტურ ტროპიკულ ზონაში მცირე აორთქლების გამო მზის მთელი ენერგიის დაახლოებით 70% ატმოსფეროს გათბობაზე იხარჯება. ჰაერი ძალზე მშრალია და მისი თერმული პირობები მნიშვნელოვანი დღეღამური მსვლელობით გამოირჩევა. ზოგიერთ ადგილებში ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდები 35—40°-ს აღემატება. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდები დაახლოებით 20%-ით ნაკლებია დღეღამურზე, მაგრამ ვაცილებით მეტია ეკვატორულზე. უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 30—39°-ს აღწევს, უცივესი თვისა — 10—25°-ს. საშუალო წლიური ტემპერატურა მეტია 18°-ზე. ნალექები ძალზე იშვიათად მოდის, ისიც სრულიად მცირე რაოდენობით. ამასთან კონტინენტურ-ტროპიკული (პასატური) კლიმატის პირობებში წარმოიშობა ტროპიკული უდაბნოები (ჩრდილოეთ და სამხრეთ აფრიკა, არაბეთის ნ. კ., ავსტრალიის დიდი ნაწილი, სამხრეთ ამერიკის სამხრეთი ნაწილი). აქ მუსო-

ნების ცვლას ადგილი არ აქვს და გაბატონებულ ჰაერის მასას ტროპიკული ჰაერი წარმოადგენს. ამ ზონაში, მიუხედავად ნალექების სიმცირისა, ზოგჯერ გამორიცხული არ არის თავსხმა ნალექებიც (უდაბნო საჰარის მთიანი რაიონი). მაგრამ უმეტესად ნალექები შეიძლება ზედიზედ რამდენიმე წელსაც არ მოვიდეს. მაღალმთიან რაიონში ჰაერის ტემპერატურა შესაბამისად მცირდება, ხოლო ნალექები მატულობს.

ზღვიური ტროპიკული კლიმატი გამოირჩევა დიდი ტენშემცველობით და ტემპერატურის დღეღამური და წლიური ამპლიტუდების სიმცირით, რითაც ეკვატორულ კლიმატს უახლოვდება. მაგრამ ამ უკანასკნელისაგან იგი იმით განსხვავდება, რომ აქ მდგრად პასატურ დინებებში ინვერსიის დონე კონდენსაციის დონეზე დაბლა იმყოფება (ოკეანეთა აღმოსავლეთ სანაპიროები) და ღრუბლების განვითარების საშუალებას არ იძლევა. ოკეანეთა დასავლეთ სანაპიროზე სურათი იცვლება—ინვერსიის დონე კონდენსაციისაზე გაცილებით მაღლა მდებარეობს და ღრუბლებისა და უხვი ნალექების წარმოშობის პირობებიც ხელსაყრელია.

ოკეანეთა ზონა გამოიყოფა პასატური ქარების მიმართულების მდგრადობით. ჰაერის ტემპერატურათა წლიური ამპლიტუდა როგორც წყნარ, ისე ატლანტიკის ოკეანეში მცირეა და 4°-ის ფარგლებში იცვლება. უთბილეს და უცივეს თვეებში ნალექების რაოდენობა წლიური ჯამის 20—24%-ს შეადგენს. პასატური ინვერსიის ქვედა ფენებში ცივი ოკეანური დინებების ზეგავლენით (ოკეანეთა აღმოსავლეთი ნაწილი) შეფარდებითი ტენიანობა 80%-ს აღწევს.

კონტინენტების დასავლეთ სანაპიროებზე პასატური დინებები ტროპიკულ განედებთან შედარებით დაბალი ტემპერატურით (16—21°) ხასიათდება, რადგან იგი მოედინება მაღალი განედებიდან ოკეანეთა სუბტროპიკული ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე და ამასთან ცივი დინებების ზედაპირზე უხდება გადავლა. პასატური ინვერსია აქ ხელს უშლის ნალექების წარმოშობას (100 მმ-ზე ნაკლები). ჰაერის ტენიანობა იზრდება 80—90%-მდე. ეს სანაპირო უდაბნოს ლანდშაფტითაა წარმოდგენილი, მაგრამ ჰაერის მაღალი ტენიანობა და ხშირი ნისლი განაპირობებს ღარიბი მცენარეული საფარის განვითარებას. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 4—6°-ია. ხშირია ნისლიანობა. ბრიზული ცირკულაცია აქ განსაკუთრებულ გავრცელებას პოულობს. მაგალითად, კაპ-ჯუბში (ჩ. გ. 27, დ. გ. 12°) იანვრის საშუალო ტემპერატურა 15,9°-ია, ივლისისა—20,5°; ნალექების წლიური ჯამი 95 მმ. ზაფხულში ნალექი სრულიად

არ მოდის. შეფარდებითი ტენიანობა წლის განმავლობაში 82-დან 92%-მდე იცვლება. იკიკეში (ჩილე, ს. გ. 20°, დ. გ. 70°) იანვრის საშუალო ტემპერატურა 21°-ია, ივლისის — 15,6°. ნალექები თითქმის არ მოდის, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა წლის განმავლობაში 82—83%-ს შეადგენს.

კონტინენტთა აღმოსავლეთ სანაპიროზე პასატური ინვერსია კონდენსაციის დონეზე მაღლა იწევს და ჰაერის ტენარამდგრადი სტრატიფიკაცია კონვექციური პროცესების გაძლიერებას იწვევს. სუბტროპიკული ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიიდან მონადენი პასატური ჰაერი დიდი ტენშემცველობით ხასიათდება და იწვევს მნიშვნელოვან მოღრუბლულობას, ნალექების გაზრდას და თბილი ოკეანური დინებების მეშვეობით დასავლეთ სანაპიროსთან შედარებით ტემპერატურის მომატებას. მაგალითად, ლორენსო-მარკიბში (აფრიკა, ს. გ. 25°, ა. გ. 32°) იანვრის საშუალო ტემპერატურა (უთბილესი თვე) 26°-ია, უცივესი თვის ივნისისა — 18°, ნალექების წლიური ჯამი 693 მმ-ია, ზამთრის თვეებში ნალექები შეადგენს წლიური ჯამის 3%-ს, ზაფხულის თვეებში — 55%-ს. მსგავსი მუსონურობაა რიო-დე-ჟანეიროშიც: ზამთარში ნალექების წლიური ჯამის (1099 მმ) 14% მოდის, ხოლო ზაფხულში — 35%. ხელსაყრელი ექსპოზიციის მთის ფერდობებზე ნალექების რაოდენობა შეიძლება 10,000 მმ გადააჭარბოს (ჰავაის კუნძულები), ხოლო საწინააღმდეგო ფერდობზე რამდენიმე ათეულჯერ შემცირდეს.

ეკვატორული მუსონების ზონის მსგავსად, ამ ზონაშიც კონტინენტების დასავლეთი სანაპირო, იმავე მიზეზებით, რამოდენიმე გრადუსით ცივია აღმოსავლეთისაზე. მაგალითად, ტროპიკების გაყოლებით აფრიკის დასავლეთ სანაპირო 5°-ით ცივია აღმოსავლეთისაზე.

კონტინენტების ტროპიკული აღმოსავლეთ სანაპიროს კლიმატური პირობები და მასთან დაკავშირებული ლანდშაფტის თავისებურებანი დამოკიდებულია ნალექების რაოდენობაზე და მის წლიურ განაწილების ხასიათზე, ხოლო ეს უკანასკნელი, როგორც ცნობილია, ბევრადაა დამოკიდებული რელიეფის ფორმასა და მთის ფერდობის ექსპოზიციაზე: აქედან გამომდინარე, იქ, სადაც მთელი წლის განმავლობაში ნალექების რაოდენობა მნიშვნელოვანია, ტროპიკული ტყის ლანდშაფტს აქვს ადგილი, მაგრამ თუ ნალექების განაწილება მუსონურ ხასიათს ატარებს ან ძალზე უმნიშვნელოა, მაშინ საქმე გვექნება სავანებთან ან სტეპებთან. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს კუნძული კუბა. აკად. თ. დავითაია კუბის ტერიტორიაზე ნალექების განაწილების მიხედვით გამოყოფს ტროპიკული ტყის

ლანდშაფტს (ტერიტორიის ნახევარი), ნალექებით კარგად უზრუნველყოფილ ტყესავანას ან სავანას და ცალკეულ პიკოროაიონებში მშრალ სავანებს.

§ 9. სუბტროპიკული ზონის კლიმატური ტიპები

სუბტროპიკული ანტიციკლონები და პოლარული ფრონტი ზაფხულში მაღალ, ხოლო ზამთარში დაბალი განედებისაკენ გადაინაცვლებს, ამასთან დაკავშირებით მშრალ და ცხელ სეზონს ნოტიო და ნალექიანი სეზონი ცვლის; ამიტომაა, რომ სუბტროპიკულ განედებზე (25—40°) რადიაციული და ცირკულაციური პროცესები ზამთრის სეზონში ზომიერი განედების მსგავსია, ხოლო ზაფხულში—ტროპიკულისა. ზამთარში ატმოსფეროს ცირკულაცია უმეტესად ციკლონურ ხასიათს ატარებს და ამიტომ ხშირია ზომიერი განედებიდან ცივი ჰაერის მასების შემოჭრის შემთხვევები. ზაფხულში, პოლარული ფრონტის ჩრდილოეთით (სამხრეთ ნახევარსფეროში სამხრეთით) გადაადგილებასთან დაკავშირებით ციკლონური პროცესების მოქმედება აქ სუსტდება და ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციულ და თერმულ პროცესებს გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება: ოკეანეზე (ზღვებზე) მყარდება მაღალი წნევის არე, ხოლო კონტინენტებზე — ნაკლებად მძლავრი თერმული წარმოშობის ბარიული დეპრესია.

კონტინენტური სუბტროპიკული კლიმატი გამოირჩევა ნათელი, ცხელი და მშრალი ზაფხულით და არამდგრადი, შედარებით ცივი ზამთრით. ზაფხულობით კონტინენტებზე, ინტენსიური ინსოლაციის შედეგად (ტროპიკულთან შედარებით აქ მზის რადიაციის წლიური ჯამი 20%-ით შემცირებულია, მაგრამ რადიაციული ბალანსი თითქმის იგივე რჩება) წარმოიშობა ბარიული დეპრესია, რომლის დასავლეთ პერიფერიიდანაც შემოსული ზომიერი განედების ჰაერი სრულ ტრანსფორმაციას განიცდის ტროპიკულ მასებად და თვითონ ხდება ამ უკანასკნელის ფორმირების კერა. თერმულად ერთგვაროვან ტროპიკულ ჰაერში ფრონტები გადარეცხილია და ვრცელ ტერიტორიაზე მყარდება უღრუბლო, ცხელი და მშრალი ამინდი. საშუალო ტემპერატურა ზაფხულის თვეებში 30°-ს აღემატება, წლიური ამპლიტუდა ტროპიკულთან შედარებით ნაკლებია.

ზამთარში ამინდის პირობებს და საერთოდ კლიმატურ რეჟიმს ძირითადად ციკლონური პროცესები განაპირობებს და ამიტომ ამინდი დღიდან დღემდე მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის. ნალექების წლიური რაოდენობა კონტინენტურ ტიპში 500 მმ-ზე ნაკლებია. ეს ტიპი ძირითადად მშრალი სტეპებისა და ნახევარუდაბნოების ლანდშაფტითაა წარმოდგენილი.

ბაღდადში (ჩ. გ. 33°, ა. გ. 44°) ტემპერატურის მაქსიმუმი ივლის-აგვისტოშია (33, 4°), ხოლო მინიმუმი — იანვარში (9,3°). ნალექების წლიური ჯამიდან (227 მმ) 4% (10 მმ) მაის-ოქტომბრის თვეებში მოდის, ხოლო დანარჩენი 96% (217 მმ) — ნოემბერ-აპრილში. შეფარდებითი ტენიანობა 37—40%-ია ზაფხულში და 73—79%—ზამთარში.

ამ ზონაში დიდია რელიეფის გავლენა ტემპერატურასა და ნალექების რაოდენობაზე; განსაკუთრებული გავლენა ნალექების მოსატებაზე ენიჭება იმ ფერდობს, რომელიც გაბატონებულ დინებებს ეღობება. ამ შემთხვევაში ნალექების რაოდენობამ შეიძლება 4—5-ჯერ გადააჭარბოს დაბლობისას. მაგალითად, პამირ-ალტაის მთათა სისტემის სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობზე ნალექების წლიური რაოდენობა 1000 მმ-ს აღემატება, ხოლო იქვე დაბლობში, რომელიც უდაბნოს წარმოადგენს, ნალექი 200 მმ-ზე ნაკლებია. ირანის, მექსიკის და სხვა ზეგნებზე ნალექები ძალზე მცირე მოდის და ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა დაბლობთან შედარებით მეტია. ირანის ქალაქ ისპაჰანში (ჩ. გ. 32°, ა. გ. 51°, $H=1630$ მ) იანვრის ტემპერატურა 0,2, ხოლო ივლისისა 27,8°-ია, წლიური ნალექი 130 მმ-ია, ივნისიდან სექტემბრის ჩათვლით ნალექი თითქმის არ მოდის.

სუბტროპიკული ოკეანური კლიმატი გამოირჩევა ტემპერატურის სწორი წლიური მსვლელობით. უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა წყნარ ოკეანეში (ჩ. გ. 40°, დ. გ. 170°) 11°-ია, უთბილესის — 18°; ატლანტიკის ოკეანეში შესაბამისად 14 და 21°-ია. ტემპერატურის ამპლიტუდა 6—7°-ია. ნალექების ძირითადი რაოდენობა ზამთარში მოდის. ნალექების მოსვლა პოლარულ ფრონტზე ციკლონურ პროცესებთანაა დაკავშირებული. ნალექები ზამთარში ძირითადად თოვლის სახით მოდის. ზაფხულში, პოლარული ფრონტის ჩრდილოეთით გადაადგილებასა და სუბტროპიკებში ანტიციკლონის დამყარებასთან დაკავშირებით მყარდება წყნარი, მოწმენდილი ამინდი, ნალექების რაოდენობა ზამთართან შედარებით შემცირებულია.

კონტინენტის დასავლეთ სანაპიროს სუბტროპიკული კლიმატი ზაფხულში ხასიათდება ცხელი და მშრალი ამინდიანობით და ნალექიანი ზამთრით. კლიმატის ეს სახეობა ხმელთაშუა ზღვის ტიპადაა ცნობილი. ზამთარში დასავლეთ სანაპიროზე პოლარული ფრონტი ზომიერი განედებიდან სუბტროპიკულისაკენ გადმოინაცვლებს, ვითარდება ციკლონური პროცესე-

ბი, რის შედეგადაც ნალექები მთელი ზამთრის სეზონში მოდის. ნალექები შეიძლება თოვლის სახითაც მოვიდეს, მაგრამ მყარ საბურველს არ აჩენს. ზაფხულში ხმელთაშუა ზღვის სანაპიროები ოკეანეთა სუბტროპიკული ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიაზეა განლაგებული და ამიტომ იგი მაღალი ტემპერატურებით და მცირე ნალექიანობით ხასიათდება. პალერმოში (იტალია, ჩ. გ. 38°, ა. გ. 13,5°) უთბილესი თვის აგვისტოს ტემპერატურა 25°-ია, იანვრისა — 10°, მოღრუბლულობა 65%-ია დეკემბერში, 15%—ივლისში, ნალექების წლიური ჯამი 749 მმ-ია, დეკემბერში 115 მმ მოდის, ივნისში — 8 მმ; დეკემბერ-იანვარში ნალექიან დღეთა რიცხვი 15-ს შეადგენს, ივლის-აგვისტოში — 2-ს.

ხმელთაშუა ზღვის კლიმატის ტიპი გავრცელებულია სხვა კონტინენტთა დასავლეთ სანაპიროებზეც: კალიფორნიისა და ორეგონის სანაპიროებზე (აშშ), სამხრეთ ავსტრალიაში, აფრიკის უკიდურეს სამხრეთში და სხვ.

საბჭოთა კავშირში კლიმატის აღნიშნული ტიპი გვხვდება შავი ზღვის ჩრდილოეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ სანაპიროზე. იალტაში ივლისის საშუალო ტემპერატურა 23,7°, ხოლო იანვარში 4,2°-ია, ნალექების წლიური ჯამი 544 მმ, საიდანაც ზაფხულის თვეებში 114 მმ მოდის, ხოლო ზამთრისაში — 186 მმ.

ლ. ბერგი ხმელთაშუა ზღვის ტიპიდან სტეპურზე გარდამავალ კლიმატს მიაკუთვნებს მდ. მტკვრის შუა დინებას ქ. თბილისიდან ევლახამდე. ეს ტერიტორია სტეპურ კლიმატთან უფრო ახლოს დგას ზამთრის სიმკაცრის მიხედვით.

ხმელთაშუა ზღვის კლიმატისათვის დამახასიათებელია ხემცენარეულობა და ბუჩქნარი, რომელშიც დიდი რაოდენობითაა შერეული მარადმწვანე ჯიშები. მნიშვნელოვან გავრცელებას პოულობს ქსეროფიტული მცენარეულობა.

კონტინენტის აღმოსავლეთ სანაპიროს სუბტროპიკული კლიმატი მუსონური ხასიათისაა; ზამთარში აღნიშნული რაიონი იმყოფება კონტინენტიდან (ზომიერი განედებიდან) მონადენი ცივი ჰაერის გავლენის ქვეშ, ხოლო ზაფხულში ზღვიდან წამოსული ჰაერი დიდ როლს ასრულებს სანაპირო ზოლის ტენით მომარაგებაში. სუბტროპიკული განედებისათვის დამახასიათებელ მაღალ თერმულ რეჟიმთან შედარებით ზამთარი ცივია და მშრალი, რადგან კონტინენტის ზომიერი განედებიდან წამოსული ცივი ჰაერი მცირე ორთქლს შეიცავს. ზაფხულში აღნიშნული სანაპირო იმყოფება ოკეანეთა სუბტროპიკული ანტიციკლონის დასავლეთი პერიფერიის ცირკულაციის გავლენის ქვეშ. ამის შედეგად აქ ზაფ-

ხულში პოლარულ ფრონტზე ვითარდება ციკლონური პროცესები, რომელთაც აღმოსავლეთ სანაპირო ზოლში მოაქვთ ნალექების საკმაოდ დიდი რაოდენობა. ამგვარად, კონტინენტების დასავლეთ სანაპიროსაგან განსხვავებით (ზაფხული მშრალი, ზამთარი ნალექიანი), აღმოსავლეთ სანაპირო ზაფხულში ნოტიო და ნალექიანია, ზამთარში — ცივი და მცირე ნალექიანი.

ზაფხულის სეზონში უხვი ნალექები განაპირობებს ამ ზონაში მდიდარი ფოთლოვანი ტყეების, ბამბუკის, ჩაისა და სხვა მცენარეულობის გავრცელებას.

აღმოსავლეთ სანაპიროს კლიმატური ტიპი გვხვდება სამხრეთ ჩინეთსა და იაპონიაში, ამერიკის სამხრეთი შტატების აღმოსავლეთ სანაპიროზე, სამხრეთ ამერიკაში, საბჭოთა კავშირში და სხვაგან.

შანხაიში (ჩინეთი, ჩ. გ. 31°, ა. გ. 121,5°) იანვრის ტემპერატურაა 3,3°, ივლის-აგვისტოში 26,8°; ნალექების წლიური ჯამი 1139 მმ, ივნისში 180 მმ მოდის, ხოლო დეკემბერში — 35 მმ. აპრილში 15 დღე ნალექიანია, დეკემბერში — 6 დღე.

დალნიში (ჩ. გ. 38°, ა. გ. 121°) აგვისტოს ტემპერატურაა 24,2°, იანვრის — 4°, ნალექების წლიური ჯამი 578 მმ-ია, საიდანაც ზაფხულის თვეებზე მოდის 314 მმ, ხოლო ზამთრის თვეებზე — 9 მმ. შეფარდებითი ტენიანობა ზამთარში 62—65%-დან მატულობს 70—83%-მდე ზაფხულში.

§ 10. ზომიერი განედების კლიმატი

ზომიერ განედებზე ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესები ინტენსიურია და დიდი მრავალფეროვნებით ხასიათდება. ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებში ციკლონებისა და ანტიციკლონების წარმოშობასა და მათ მოქმედებას უკავია ძირითადი ადგილი. ეს გარემოება და საერთოდ მაღალი განედები განაპირობებს ზაფხულსა და ზამთარს შორის მკვეთრ კონტრასტს. გეოგრაფიული განედისა და მოღრუბლულობის მომატების შედეგად აქ მზის რადიაციის წლიური ჯამი საშუალოდ ორჯერ ნაკლებია ტროპიკულზე. მაგრამ რადიაციული ბალანსი ზაფხულში უახლოვდება ტროპიკულს, ხოლო ზამთარში იგი უარყოფითია.

ზომიერ განედებზე არქტიკულ და პოლარულ ფრონტებზე ციკლონური მოქმედება აძლიერებს მერიდიანული მიმართულებით მაღალი და დაბალი განედების ჰაერის მასათა გაცვლას, ე. ი. ჰაერის ადვექციას აქ დიდი ადგილი ეთმობა. თერმული კონვექცია უფრო ლოკალური ხასიათისაა (მთიანი რელიეფის გამოკლებით) და იშვია-

თად წარმოიშობა ანტიციკლონებში ჰაერის სტრატიფიკაციის არახელსაყრელი პირობების გამო. მაშასადამე, ზომიერ განედებზე არქტიკული და ტროპიკული ჰაერის მასების ადვექცია და მათი მორიგეობა განაპირობებს აქ ამინდიანობის რეჟიმის მკვეთრ ცვლილებას.

ზომიერ განედებზე განსაკუთრებით იჩენს თავს კონტინენტურ და ზღვიურ ჰაერს შორის განსხვავება. ამასთან ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებს შორის სრული სხვადასხვაობა კონტინენტის დასავლეთ და აღმოსავლეთ სანაპიროებზე განაპირობებს კლიმატური პირობების მრავალფეროვნებას.

ზ ო მ ი ე რ ი გ ა ნ ე დ ე ბ ი ს კ ო ნ ტ ი ნ ე ნ ტ უ რ ი კ ლ ი მ ა ტ ი ძირითადად გვხვდება ჩრდილოეთ ნახევარსფეროზე— ევრაზიისა და ჩრდილოეთ ამერიკის კონტინენტებზე. ამ ზონის კლიმატის ზოგიერთი ტიპი სამხრეთ ნახევარსფეროს კონტინენტებზეც ვრცელდება. იგი ხასიათდება ცივი თოვლიანი ზამთრით და თბილი ზაფხულით. რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი 20—50 კკალ/სმ² აღწევს. ზამთარში იგი უარყოფითია (—1 კკალ). საშუალო წლიურში რადიაციული ბალანსის 50% აორთქლებაზე იხარჯება. მაგრამ, მაღალ განედებზე, სადაც ბალანსი მცირეა, შესაძლებელი აორთქლება (წყლის ზედაპირიდან) მოსულ ნალექებზე ნაკლებია და ამიტომ ადგილი აქვს ნიადაგის ზედაპირის ჭარბ დატენიანებას. სამხრეთით რადიაციული ბალანსის მომატებით ტენიანობა ნორმალურს უახლოვდება, შემდგომ კი იგი არასაკმარისი ხდება (ნალექები ნაკლებია აორთქლებაზე). ამასთან დაკავშირებით, ჩრდილოეთის ტაიგის ტყეები სამხრეთით იცვლება შერეული ტყით და ტყესტეპით, ხოლო შემდგომ—ნახევარუდაბნოებით და უდაბნოებით.

მთლიანად კონტინენტურ ზონაში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა მნიშვნელოვანია. იგი იცვლება არა მარტო სამხრეთიდან ჩრდილოეთისაკენ, არამედ დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ. განსაკუთრებით ეს ითქმის ევრაზიის კონტინენტის ზომიერ განედებზე. აქ სამხრეთ რაიონებში ზამთარში მაღალი წნევაა გაბატონებული, რომლის ცენტრი მონღოლეთის ტერიტორიაზეა მოთავსებული და ცნობილია ციმბირის (აზიის) ზამთრის ანტიციკლონის სახელწოდებით. მისი თხემი სამხრეთ რაიონებში ევროპამდეა გადაჭიმული. ზამთარში ანტიციკლონური ამინდის გაბატონებული მდგომარეობა ხელს უშლის ნალექების წარმოშობას. აღნიშნულ ანტიციკლონში ჰაერი ძლიერ ცივდება და შემდგომ ვრცელდება სამხრეთ რაიონებისაკენ, რის გამოც აქ ტემპერატურა შეიძლება — 25 - —30°-მდე დაეცეს. დიდი კლიმატური მნიშვნელობა ენიჭება აქ თოვლის საბურველს, რომელიც მთელი ზამთრის განმავლობაში მდგრადობით ხასიათდება.

ზაფხულში ზომიერ განედებზე არქტიკის აუზიდან და ოკეანეებიდან შემოჭრილი ჰაერის მასები განიცდის ტრანსფორმაციას. თუ ეს უკანასკნელი ხანგრძლივი დროის განმავლობაში მიმდინარეობს, ჰაერში წყლის ორთქლის რაოდენობა თანდათანობით მცირდება და ხელს უწყობს გვალვებს. ზაფხულში, მართალია, მატულობს ნალექების რაოდენობა, მაგრამ იგი მთლიანად ვერ ფარავს მაღალი ტემპერატურებით გამოწვეულ დიდი რაოდენობით აორთქლებულ წყლის მასას.

ზომიერ განედებზე წარმოდგენილია სტეპის, ფოთლოვანი და შერეული ტყისა და ტაიგის ლანდშაფტური ზონები. მათი კლიმატური პირობები განსხვავებულია, რადგან აღნიშნული ზონების ენერგეტიკული (სითბური) და ტენიანობის რაოდენობრივი მაჩვენებელი სხვადასხვა სიდიდეებით ხასიათდება.

ევრაზიის კონტინენტზე სტეპებს დიდი ადგილი უკავია. იგი გამოირჩევა თბილი (აღმოსავლეთ რაიონებში ცხელი) და შედარებით მშრალი ზ ა ფ ხ უ ლ ი თ; საშუალო ტემპერატურა აღნიშნულ თვეებში 20—23,5° შორის მერყეობს. ნალექების რაოდენობა წელიწადში 200—450 მმ-ია, მაქსიმუმი ზაფხულში მოდის. აქ გამორიცხული არ არის გვალვები, რომელთა დროსაც საეგეტაციო პერიოდში ნალექები რამდენიმე თვეს ზედიზედ არ მოდის. უკრაინისა და სამხრეთ რუსეთის სტეპებში საგრძნობია მშრალი სამხრეთ-აღმოსავლეთიხა და აღმოსავლეთის ქარები — ჭარშოშინი. მისი მოქმედების პროცესში ტემპერატურა ზოგჯერ 40°-საც აჭარბებს.

ზ ა მ თ ა რ ში დასავლეთის რაიონები აღმოსავლეთისაზე უფრო თბილია და ნალექიანი, ხოლო ზ ა ფ ხ უ ლ ში, პირიქით, აღმოსავლეთის რაიონები უფრო მაღალი ტემპერატურით ხასიათდება. ამიტომაა, რომ ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა დასავლეთ რაიონებში უფრო ნაკლებია აღმოსავლეთისაზე (ხერსონი 27°, ყაზალინსკი 38°).

ამიერბაიკალის და სამხრეთ ბაიკალის სტეპები გამოირჩევა მეტი კონტინენტურობით; შავიზღვისპირა სტეპებისაგან განსხვავებით, აქ მოღრუბლულობის მაქსიმუმი ზაფხულშია, მინიმუმი — ზამთარში, ე. ი. მოღრუბლულობის წლიური მსვლელობა ემთხვევა ნალექებისას.

სტეპების ჩრდილოეთით განლაგებულია ზომიერი განედის შერეული და ფოთლოვანი ტყის კლიმატი. ლ. ბერგი კლიმატის ამ ტიპს მუხის კლიმატს უწოდებს. მიუხედავად ტყის გავრცელებისა, აქ

კლიმატის კონტინენტურობა მატულობს. ზაფხულის ტემპერატურა 10°-ზე მეტია, მაგრამ 22°-ს არ აღემატება. ზაფხულის ნალექები სჭარბობს ზამთრისას. მაგალითად, ყაზანში — უთბილესი თვის იულისის საშუალო ტემპერატურა 20°-ია, იანვრის — 13°, წლიური ამპლიტუდა 33° შეადგენს. ნალექების წლიური ჯამი 417 მმ-ია. შეფარდებითი ტენიანობა ზაფხულში 49%-ია: ზამთარში — 80%. ამ ზონის აღმოსავლეთით კონტინენტურობა უფრო მატულობს. ნოვოსიბირსკში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 38° შეადგენს, ხოლო ნალექების წლიური მსვლელობა და რაოდენობა (406 მმ) თითქმის იგივე რჩება. დასავლეთ ევროპის ტერიტორიაზე ფოთლოვანი ტყის ზონა ზემოაღნიშნულთან შედარებით უფრო რბილი კლიმატური პირობებით ხასიათდება. გერმანიაში, სადაც ბუნებრივი ტყე მუხითა და წიფლითაა წარმოდგენილი, ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 16—19°-ის ფარგლებში იცვლება. მაგალითად ბრემენში იულისის საშუალო ტემპერატურა 17°-ია, იანვრისა — +0,6°; ამპლიტუდა 16,4°-ია; ნალექების წლიური ჯამი 681 მმ-ია, ზაფხულის — 225 მმ, ზამთრის — 145 მმ.

შერეული და ფოთლოვანი ტყის ზონას ჩრდილოეთით ტაიგა ესაზღვრება, რომელიც მხოლოდ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროში გვხვდება. ტაიგის ზონა ევრაზიის კონტინენტზე უფრო ფართო ზოლადაა წარმოდგენილი. მისი სამხრეთი საზღვარი აღმოსავლეთ რაიონებში 48—50° განედამდე ინაცვლებს. ჩრდილოეთ ამერიკაში იგი ზემო ტბამდე ვრცელდება; ზაფხული შედარებით თბილია, იულისის საშუალო ტემპერატურა 10°-ზე მეტია, მაგრამ 20°-ს არ აღემატება. ზამთარი მკაცრია, განსაკუთრებით ციმბირსა და ჩრდილოეთ ამერიკაში. კლიმატი მკვეთრად კონტინენტურ ხასიათს ატარებს. ევრაზიის კონტინენტზე ლ. ბერგი კლიმატის კონტინენტურობის ხარისხის მიხედვით გამოყოფს დასავლეთ და აღმოსავლეთ ნაწილს. დასავლეთი ნაწილი გამოირჩევა მნიშვნელოვანი მოღრუბლულობით და ზამთრის შედარებით საგრძნობი ნალექებით. მაგალითად, კარგოპოლში (ჩ. გ. 61° 30′, ა. გ. 39°) იულისის საშუალო ტემპერატურა 16,8°-ია, იანვრის — 12,7°, ამპლიტუდა—29,5°, ნალექების წლიური ჯამი — 535 მმ; ვერხოიანსკში უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 15,1°-ია, უცივესი — 50,1°, ამპლიტუდა — 65,2°, ნალექების წლიური ჯამი — 187 მმ.

ზომიერი განედის მთიან სისტემებში (ტიან-შანი, საიანი, ალტაი, ურალი, კავკასიონი, კარპატები და სხვ.) კლიმატური პირობები მნიშვნელოვან ცვლილებებს განიცდის დაბლობთან შედარებით. აქ თერმული რეჟიმი მრავალფეროვანია და დამოკიდებულია რელიე-

ფის ფორმასა და წლის დროზე (იხ. თავი II). ზამთრის განმავლობაში განსაკუთრებით იგრძნობა ტემპერატურის ინვერსიული მოვლენები; ზოგიერთ მთიან რაიონში ამ პროცესს ადგილი აქვს არა მარტო ცალკეულ დღეებში, არამედ ზამთრის თვეების საშუალო თვიური ტემპერატურის დროსაც.

ზომიერ განედებზე ციკლონების დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მოძრაობა განაპირობებს მთიან რაიონებში დასავლეთის შემადგენელი ექსპოზიციის ფერდობებზე ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობით მოსვლას.

ეს გარემოება შეიმჩნევა იმ მთიან რაიონებში, სადაც ციკლონები უკვე ოკლუდირებულია და ქრობის სტადიაში იმყოფება. ამ შემთხვევაში იგი კვლავ აღორძინებას განიცდის და ფრონტებიც თავიანთ აქტივობას განაახლებენ. დასავლეთ ალტაის ქარპირა მხარეს ნალექების რაოდენობა 1500 მმ აღწევს, სამხრეთ ალტაიზე ნალექები 200 მმ-ზე ნაკლები მოდის. ასევეა საიანების დასავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობებზე, სადაც ნალექები 1000 მმ-ს აღემატება. ტიან-შანის მთიანი რაიონის დასავლეთ ნაწილში ნალექები 2000 მმ-ზე მეტია, ხოლო აღმოსავლეთის მიმართულებით იგი მცირდება.

ჩრდილოეთ ამერიკის კონტინენტზე ზომიერი განედის კლიმატური პირობები ევრაზიის კონტინენტის მსგავს ზონალობას იხარჩუნებს; კონტინენტის მცირე ზომის გამო აქ ზაფხულში ქვეფენილი ზედაპირის ინტენსიურ გაცხელებას და ზამთარში — გაციებას ადგილი არ აქვს, ე. ი. კლიმატი უფრო ნაკლებ კონტინენტურია ციმბირთან შედარებით. ამასთან ევრაზიისაგან განსხვავებით ჩრდილო ამერიკაში კორდილიერის კლდოვანი ქედის ზეგავლენით, დასავლეთის ზღვიური კლიმატიდან აღმოსავლეთით კონტინენტურ კლიმატზე გადასვლა მკვეთრად შეიმჩნევა.

ზ ო მ ი ე რ ი გ ა ნ ე დ ე ბ ი ს ო კ ე ა ნ ე თ ა კ ლ ი მ ა ტ ი რადიაციული ბალანსის დიდი მნიშვნელობით ხასიათდება (1.5-ჯერ აღემატება კონტინენტისას). სითბოს საგრძნობი მარაგი მოაქვს ზღვის თბილ დინებებს. სითბოს $^2/_3$ აორთქლებაზე იხარჯება, ხოლო დანარჩენი ატმოსფეროს გათბობას ხმარდება. ზომიერი განედების ზღვიური ჰაერი (პოლარული ჰაერი) ფორმირდება ზღვიურ არქტიკული და ტროპიკული ჰაერის ტრანსფორმაციის შედეგად. ატლანტიკის, წყნარ და ინდოეთის ოკეანეთა ზომიერ განედებზე მთელი წლის განმავლობაში პოლარული, ზამთარში კი არქტიკულ ფრონტებზე წარმოშობილი ციკლონური პროცესები სჭარბობს. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ატლანტიკისა და წყნარ ოკეანეთა

ზომიერ განედებზე ბ. ალისოვის კლიმატთა ცირკულაციური კლასიფიკაციის მიხედვით ა. სოროკინა გამოყოფს ოკეანეთა დასავლეთისა და აღმოსავლეთი ნაწილების კლიმატურ პირობებს.

ოკეანეთა დასავლეთი ნაწილის კლიმატი კარგად გამოხატულ მუსონურ ხასიათს ატარებს. ზაფხულში გაბატონებულია ოკეანიდან მონაბერი ზღვის პოლარული ჰაერი, რომელიც გამოირჩევა ნისლიანობით და შედარებით მცირე ნალექებით. ზამთარში ხმელეთიდან მონაბერი კონტინენტური პოლარული ჰაერი განაპირობებს მნიშვნელოვან სიცივეს, სეზონი მცირეთოვლიანია, ხშირ შტორმულ ქარებს აქვს ადგილი.

ოკეანეთა აღმოსავლეთ ნაწილში მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებულია ზღვის პოლარული ჰაერი, რომელიც ზაფხულში შედარებით მდგრადად არის სტრატიფიცირებული, ხოლო ზამთარში არამდგრადია. ამ ნაწილის კლიმატი გამოირჩევა ტემპერატურის წლიური მსვლელობის მცირე ამპლიტუდით, ნალექების საკმაო რაოდენობით და ზამთარში ხშირი შტორმებით.

ოკეანეთა წყლისპირა ჰაერის ფენებში ტემპერატურის განაწილება ზონალურს უახლოვდება. ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს წყნარ და ატლანტიკის ოკეანეთა დასავლეთი ნაწილი აღმოსავლეთისაზე უფრო ცივია, რადგან განსაკუთრებით ზამთარში, ციკლონთა ზურგში (დასავლეთ სანაპიროებზე) ცივი არქტიკული ჰაერის ხშირ შეჭრას აქვს ადგილი; ამასთან, აქ ცივი ოკეანური დინებაც გარკვეულ როლს ასრულებს. ზომიერი განედის სამხრეთ საზღვართან ატლანტიკის ოკეანეში ზაფხულში დასავლეთი ნაწილი 1—2°-ით ცივია აღმოსავლეთისაზე, 58° განედზე კი სხვაობა 5—6° შეადგენს. ზამთარში აღნიშნულ ნაწილებს შორის სხვაობა კიდევ უფრო მატულობს ატლანტიკის ზომიერი განედის სამხრეთ საზღვარზე ტემპერატურა წლის განმავლობაში 10-დან (ზამთარში) 18°-მდე (ზაფხულში) იცვლება, ხოლო ჩრდილოეთ საზღვარზე—1-დან 10°-მდე.

წყნარ ოკეანეში ზაფხულში ტემპერატურა ჩრდილოეთიდან სამხრეთ საზღვრამდე მატულობს 8-დან 15°-მდე, ხოლო ზამთარში —— —10°-დან +10°-მდე. განსაკუთრებით დაბალი ტემპერატურებით ხასიათდება ზამთარში წყნარი ოკეანის ჩრდილო-დასავლეთი ნაწილი (—12,—13°). ამ ნაწილში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 24°-ს აღწევს, ხოლო სამხრეთ რაიონებში იგი გაცილებით ნაკლებია. აღმოსავლეთ რაიონებში ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 6—7°-ია; ამ რაიონში იანვარში ტემპერატურა ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ იცვლება 1-დან 7°-მდე, ზაფხულში — 8-დან 15°-მდე.

კონტინენტთა დასავლეთ სანაპიროს კლიმატი გამოირჩევა წლის განმავლობაში დიდი ტენიანობით და ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობით. ზამთარი შედარებით თბილია და ზაფხული გრილი. გაბატონებულ ჰაერის მასას აქ ზღვის პოლარული ჰაერი წარმოადგენს, რომელიც ოკეანეთა ზედაპირიდან კონტინენტისაკენ მოედინება და ამ უკანასკნელის სანაპიროზე ზღვიური კლიმატის ფორმირების ძირითად ფაქტორს წარმოადგენს. ზამთარში დასავლეთ ევროპის სანაპიროებზე ატლანტიკის ჰაერი ციკლონების მეშვეობით მოედინება და იწვევს მოღრუბლულ და ნალექიან ამინდს, ზაფხულში კი მაღალი წნევის ცირკულაციური პირობები ციკლონთა ზურგში იწვევს ზღვის ჰაერის შემოჭრას. ჩრდილო ამერიკაში წყნარი ოკეანის სანაპიროზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა 1—2°-ია ჩრდილოეთში და 3—4° — სამხრეთში. ივი, მართალია, უფრო მეტია აღმოსავლეთით, კორდილიერების გადადმა არსებულ კონტინენტურ ტიპზე, მაგრამ დასავლეთ ევროპის სანაპიროსთან შედარებით უფრო ცივია; ეს აიხსნება იმით, რომ გოლფსტრიმის თბილი დინება უფრო ძლიერ ზეგავლენას ახდენს ევროპის თერმულ რეჟიმზე, ვიდრე ჩრდილოეთ წყნაროკეანური თბილი დინება ამერიკის დასავლეთ სანაპიროზე.

ოქსფორდში (ჩ. გ. 51°, დ. გ. 1°) ივლისის საშუალო ტემპერატურა 16,3°, იანვრისა — +3,7°, ნალექების წლიური ჯამი 631 მმ შეადგენს და თითქმის თანაბრადაა განაწილებული მთელი წლის განმავლობაში. ჩრდილოეთ ამერიკის წყნარი ოკეანის სანაპიროზე პრინსრუპერტში (ჩ. გ. 54°, დ. გ. 130°) აგვისტოს საშუალო ტემპერატურა 14,4°-ია, იანვრისა —1,7°. ნალექების წლიური ჯამი 2417 მმ-ია. ნალექების ასეთი დიდი რაოდენობა აქ გამოწვეულია ადგილის ტოპოგრაფიით. უფრო მაღლა, კლდოვანი ქედის დასავლეთ ფერდობზე ნალექების რაოდენობა 3000—6000 მმ-მდე მატულობს.

ევროპის სანაპიროს მთიან რაიონებში ნალექების რაოდენობა 400—600 მმ-დან (დაბლობი სანაპირო) შეიძლება 2000 მმ-მდე გაიზარდოს. ზომიერი განედების დაბლობი რაიონებისათვის დამახასიათებელია ფართოფოთლიანი ტყისა და ბალახეული მცენარეულობის სხვადასხვა ჯიშები.

კონტინენტთა აღმოსავლეთ სანაპიროს კლიმატი მუსონური ხასიათისაა. ზამთარში კონტინენტებზე წარმოშობილი ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ანტიციკლონური ცირკულაციის შედგად ცივი კონტინენტური ჰაერის დინებები სანაპირო ზოლის ტემპერატურას ძლიერ დაბლა სწევს. აღნიშნული ჰაერი ანტიციკლონებში ფორმირდება კონტინენტურ პოლარულ ჰა-

ერად; ამიტომ იგი ძალზე ცივია და ტენის უმნიშვნელო რაოდენობას შეიცავს. ზაფხულში ოკეანეთა ზედაპირზე პოლარული ფრონტი ჩრდილოეთისაკენ გადაინაცვლებს და მასზე წარმოშობილი ციკლონური პროცესების ხშირი განმეორება განაპირობებს სანაპირო ზოლში ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობით მოსვლას და, საერთოდ, მაღალ ტენიანობას. ზომიერი განედების აღმოსავლეთ სანაპიროზე ოკეანური ცივი დინებების არსებობა ზაფხულის ტემპერატურებს ამცირებს, ამასთან მნიშვნელოვან ნისლიანობასაც იწვევს. ამგვარად, აღმოსავლეთ სანაპიროების მუსონური კლიმატი ხასიათდება ცივი უღრუბლო, მშრალი და მცირენალექიანი ზამთრით და ნოტიო და ნალექიანი ზაფხულით.

მუსონური კლიმატის კარგ მაგალითს წარმოადგენს საბჭოთა კავშირის შორეული აღმოსავლეთი. ზაფხულში ქარების გაბატონებულ მიმართულებას წარმოადგენს სამხრეთი და სამხრეთ-აღმოსავლეთის რუმბი. ზამთარში ძირითადად ქრის ჩრდილო-დასავლეთიდან; ვლადივოსტოკში იანვრის საშუალო ტემპერატურა —13,5°-ია, ივლისში — +20,5°. სანაპიროდან დაახლოებით 350 კმ დაშორებით — ხაბაროვსკში ივლისის ტემპერატურა 20°-ია, იანვრის — —23°; აქ ნალექების ძირითადი მასა მაისიდან ოქტომბრამდე მოდის (500 მმ), ხოლო დანარჩენი 64 მმ — ნოემბრიდან აპრილამდე.

ჩრდილო ამერიკის ატლანტიკის სანაპიროზე კლიმატის მუსონურობა სუსტადაა გამოსახული. ამ ტიპის კლიმატს შეიძლება მიეკუთვნოს სამხრეთ ამერიკის ზომიერი განედების (38—52°) პატაგონიის აღმოსავლეთ სანაპირო.

§ 11. სუბპოლარული ზონა

სუბპოლარული კლიმატის ზონა გავრცელებულია ევრაზიისა და ჩრდილო ამერიკის უკიდურესად ჩრდილოეთ ნაწილში, სამხრეთ ამერიკის სამხრეთ ნაწილში და ცალკეულ კუნძულებზე (ორკნეის, ფოლკლენდისა და ა. შ.). აღნიშნული ტიპისათვის დამახასიათებელია ტუნდრისა და ტყე-ტუნდრის ლანდშაფტი. ქარები მუსონური ხასიათისაა: ზაფხულში ჩრდილოეთის ქარებია გაბატონებული, ხოლო ზამთარში — სამხრეთ-დასავლეთის. ზაფხულში მზის რადიაციის მნიშვნელოვანი ინტენსივობა, რომელიც პოლარული დღეების დიდი ხანგრძლივობითაა გაპირობებული, გამათბობელ ზეგავლენას ახდენს არქტიკულ ჰაერზე. ისევე როგორც ზომიერ ზონაში, აქაც ჰაერის ტრანსფორმაციის პროცესებს ადვექციურთან შედარებით ძირითადი ადგილი უკავია.

უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 10—12°-ს არ აღემატება, მაგრამ 0°-ზე დაბლა არ ჩამოდის. ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა ოკეანურ ტიპში შედარებით მცირეა (სამხრეთ ამერიკა და კუნძულები და აგრეთვე სამხრეთ ისლანდიის, ფარერისა და კომანდორის კუნძულები), მაგრამ ნალექების რაოდენობა მეტია კონტინენტურ ტიპზე (ჩრდილო ამერიკისა და აზიის კონტინენტის ჩრდილოეთი ნაწილი). ისლანდიის სამხრეთით რეიკიავიკში (ჩ. გ. 64°, დ. გ. 22°) იანვრის საშუალო ტემპერატურა—1,2°-ია, ივლისის 10,9°, ე. ი. წლიური ამპლიტუდა 12,1° შეადგენს. ნალექების წლიური რაოდენობა 700—800 მმ-ს აღემატება. აღმოსავლეთით კლიმატის კონტინენტურობა იზრდება და კოლის ნ. კ. იანვრის საშუალო ტემპერატურა — 7,—13°-ია, ხოლო ივლისისა 10—13°, ნალექების რაოდენობა აქ 300 მმ-ს აჭარბებს. ციმბირის ტუნდრაში იანვრის საშუალო ტემპერატურა — 35, —40°-ზე დაბალია, ხოლო წლიური ამპლიტუდა 50—60°-ს აღწევს. აქ ნალექები 200 მმ-ზე ნაკლებია. ნალექების მაქსიმუმი ზაფხულზე მოდის და იმავე სეზონში შეფარდებითი ტენიანობა 70%-ზე მეტია. მცირე აორთქლების გამო ტენის შემოსავალი გასავალს სჭარბობს, რის გამოც ტუნდრის ძირითადი ნაწილი დაჭაობებულია. იქ, სადაც უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 10°-ს აღემატება, კუნძულების სახით გვხვდება ტყე (ტყე-ტუნდრა); თოვლის საბურველის სიმაღლე მცირეა, რის გამოც ნიადაგი ზამთარში ღრმად იყინება.

§ 12. არქტიკისა და ანტარქტიკის კლიმატი

არქტიკისა და ანტარქტიკის კლიმატური პირობები ყალიბდება ძირითადი კლიმატწარმომშობი ფაქტორების ზეგავლენით, მაგრამ ამ ფაქტორთა გავლენა აქ თავისებურებით ხასიათდება და სხვაგვარად ვლინდება, ვიდრე დედამიწის სხვა რომელიმე ნაწილში. მაღალი განედური მდგომარეობა, მუდმივი თოვლისა და ყინულის საფარი და წყლის ორთქლის სიმცირე განსაზღვრავს აქ რადიაციული პროცესების თავისებურ რეჟიმს. როგორც აქტინომეტრიული დაკვირვებებიდან გახდა ცნობილი, ანტარქტიკაში წლის განმავლობაში მთლიანი რადიაციის სიდიდეები 1,5-ჯერ და მეტად აღემატება იმავე განედის არქტიკის რადიაციის სიდიდეებს. მირნში (ს. გ. 66,5°) რადიაციის წლიური ჯამი შეადგენს 91,0 პიონერსკაიაში (ს. გ. 69,8°, $H = 2700$ მ) — 105,0, ხოლო მოდხეიმში — 94,0 კკალ/სმ² წლ-ს. იმავე განედებზე არქტიკაში ასეთი სურათია: შმიდტის კონცხი (ჩ. გ. 69°) — 71,0, პოლიარნოე (ჩ. გ. 69°12′) — 59,0, ბუხტა ტიქსი (ჩ. გ. 71,5°) — 70 კკალ.

როგორც ჩანს, ორივე პოლარული აუზი მზის რადიაციის უფრო მეტ რაოდენობას ღებულობს, ვიდრე ზომიერი განედები. ანტარქტიდაში მთლიანი რადიაციის გაზრდა სიმაღლის მატებასა და ჰაერში წყლის ორთქლის შემცველობის შემცირებასთანაა დაკავშირებული. როგორც ცნობილია, ანტარქტიდა წარმოადგენს ვეებერთელა ყინულოვან პლატოს, რომლის სიმაღლე თანდათანობით მატულობს ღრმად კონტინენტისაკენ და უმაღლეს მაჩვენებელს პოლუსის მახლობლად აღწევს (4,0—4,5 კმ).

ღრუბლების მცირე სიმკვრივე და თხელი, ნაკლებად ძლიერი ფენა წარმოადგენს მზის რადიაციის კარგ გამბნევს. ამიტომაა, რომ პოლარულ აუზში გაბნეული რადიაციის წილი მთლიანში მნიშვნელოვანია და ხშირად აღემატება პირდაპირ რადიაციას. ქვეფენილი ზედაპირიდან (თოვლი, ყინული) და თხელი ღრუბლებიდან მრავალჯერადი არეკვლისას და გაბნევის შედეგად მთლიანი რადიაციის სიდიდე იზრდება.

რადიაციული ბალანსის წლიური ჯამი დადებითია ან ნულს უახლოვდება არქტიკაში და უარყოფითია ანტარქტიდაში; აგრეთვე პირველის უთბილესი თვის ბალანსის სიდიდე (3,5—8,0 კკალ) გაცილებით სჭარბობს მეორისას (1,5—3,0 კკალ). პოლარული ღამის პერიოდში (ზამთარში) მზის რადიაციულ პროცესებს ატმოსფეროს გრძელტალღიანი რადიაცია ცვლის. როგორც ცნობილია, ტროპოსფეროს მაღალ ფენებში ზომიერი განედებიდან მოედინება თბილი ჰაერი, რომელიც პოლუსების რაიონში ეშვება და ქვედა ფენებში ძლიერი გადაცივებისა და სიმკვრივის მომატების გამო იწვევს წნევის გადიდებას. ცირკულაციის ანტიციკლონური ხასიათი განაპირობებს მოღრუბლულობის შემცირებას, ჰაერის შემდგომ გადაცივებასა და ტემპერატურის მძლავრ ინვერსიას. ჰაერის მაღალი თბილი ფენებიდან გრძელტალღიანი შემხვედრი გამოსხივების მნიშვნელოვანი სიდიდის გამო ეფექტური გამოსხივება მცირდება, რაც უჩვეულოა უღრუბლო და წყლის ორთქლით ღარიბი ატმოსფეროსათვის.

პოლარულ აუზში რადიაციულ ბალანსზე წლის თბილ პერიოდში ძირითადად გავლენას ახდენს თოვლისა და ყინულის ზედაპირიდან არეკვლილი რადიაციის მნიშვნელოვანი სიდიდე. ეს განსაკუთრებით ანტარქტიდაზე ითქმის, სადაც ყინულის ზედაპირი თითქმის არ ღლვება და ამიტომ ამ უკანასკნელში რადიაციული ბალანსის სიდიდე ორჯერ და უფრო მეტად ნაკლებია არქტიკისაზე, სადაც ყინულის მასობრივი დნობის შედეგად ალბედოს მნიშვნელობა მკვეთრად მცირდება.

არქტიკაში უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 0°-ზე ნაკლებია, ხოლო ზამთარში იგი — 40°-მდე ეცემა. მიუხედავად წლიური რადიაციული ბალანსის დადებითი მნიშვნელობისა, ზაფხულის საშუალო ტემპერატურები, ყინულის დნობაზე დახარჯული სითბოს შედეგად 0°-ს ვერ შორდება. მთლიანად არქტიკის აუზში როგორც თერმული, ისე ტენიანობის რეჟიმის სხვადასხვაობა ატმოსფეროს ცირკულაციური მიზეზებით უნდა აიხსნას. ზამთარში ციკლონური პროცესები ვითარდება არქტიკის პერიფერიულ რაიონებში, განსაკუთრებით კი ატლანტიკისა და წყნარი ოკეანის ჩრდილოეთ ნაწილში და იშვიათ შემთხვევაში აღწევს არქტიკის ცენტრალურ, აზიურ და კანადის სექტორს. მთელი პოლარული ზამთრის განმავლობაში სითბოს ძირითად წყაროს წარმოადგენს ტროპოსფეროს გარკვეულ ფენებში ზომიერი განედებიდან მონადენი თბილი ჰაერის სითბური გამოსხივება და ის სითბო, რომელსაც ოკეანეების წყლიდან ღებულობს ჰაერი. აღნიშნული სითბო ძალზე უმნიშვნელო რაოდენობისაა და სულ მცირედაც ვერ ანაზღაურებს ქვეფენილი (ყინულის) ზედაპირის მიერ გამოსხივებით დაკარგულ სითბოს. ამიტომ, ზამთრის დაბალი ტემპერატურები უმთავრესად ქვეფენილი ზედაპირიდან რადიაციული გამოსხივების პროცესებითაა გაპირობებული. აღნიშნული პროცესი განსაკუთრებით ინტენსიურად მიმდინარეობს ცენტრალურ არქტიკაში, სადაც წლის ამ სეზონში მყარდება მაღალი წნევის არე.

წლის თბილ პერიოდში ციკლონური პროცესები მოიცავს თითქმის მთელ არქტიკის აუზს. სამხრეთ რაიონებიდან თბილი ჰაერის ადვექცია ყინულის მასივების ინტენსიურ დნობას იწვევს, მაგრამ ამასთან იმავე დნობაზე ჰაერი კარგავს სითბოს უაღრესად დიდ რაოდენობას და ამით განსაზღვრავს ჰაერის ტემპერატურის დაბალ დონეს.

არქტიკის მთელი აუზიდან ყველაზე მეტი სითბოთი გამოირჩევა ატლანტიკურ-ევროპული სექტორი. ზამთარში აქ ინტენსიური, ციკლონური პროცესები იწვევს თბილი ატლანტიკური ჰაერის მაღალი განედებისაკენ გადატანას და ტემპერატურის გადიდებას. გრინხარბორში (ჩ. გ. 78°, ა. გ. 14°14′) იანვრის საშუალო ტემპერატურა —16°-ია, ივლისისა — +5,4°. ნალექების წლიური ჯამი 318 მმ-ია. ბარენცის ზღვის დასავლეთ ნაწილში ნალექები მატულობს 500 მმ-მდე. ზამთრის დასასრულს წნევა მატულობს, ღრუბლიანობა კლებულობს და მიწისპირა ჰაერის ფენების ინტენსიური გაცივება იწვევს უმცირესი საშუალო ტემპერატურის მარტის თვეზე გადმონაცვლებას.

ზამთრის შედარებით დაბალი ტემპერატურით ხასიათდება არქტიკის წყნარი ოკეანის სექტორი. აქ იანვრის საშუალო ტემპერატურა —20°-მდე ეცემა, ხოლო ივლისისა 6—8°-ს შეადგენს. არქტიკის აზიური და კანადური სექტორისათვის ზამთარში დამახასიათებელია დაბალი ტემპერატურები (—30°-ზე ნაკლები), ნალექების რაოდენობა 200—300 მმ-ს შორის იცვლება.

მკაცრი კონტინენტური კლიმატით გამოირჩევა გრენლანდია, რომელიც 4/5 ნაწილი ყინულითაა დაფარული და 2000—3000 მ სიმაღლემდე ვრცელდება. იგი თავისი პირობებით წააგავს ანტარქტიდას. ცენტრალურ ნაწილში ზამთარში საშუალო ტემპერატურა — 50°-ზე დაბლა ეცემა, ხოლო ზაფხულში — 14°-ზე მაღლა არ ადის. წნევა წლის განმავლობაში მაღალია. სამხრეთ ნაწილში ატლანტიკის ზეგავლენით შედარებით მეტია სითბო და ნალექების რაოდენობაც მატულობს.

ცენტრალურ არქტიკაში გაბატონებული ამინდის ანტიციკლონური მდგომარეობა ხელსაყრელ პირობებს ქმნის ყინულისპირა ფენებში ჰაერის გაცივებისათვის. ზამთარში საშუალო ტემპერატურა —40°-მდე ჩამოდის. ზაფხულში ინტენსიური ციკლონური მოღვაწეობის შედეგად, მართალია, ადგილი აქვს ყინულის დნობის პროცესებს, მაგრამ მრავალწლიანი მოდრეიფე ყინულის პირობებში წნევის მაღალი მნიშვნელობები აქ მაინც შენარჩუნებულია. ზაფხულის ტემპერატურები 0°-ის ფარგლებში იცვლება. ნალექების რაოდენობა 100 მმ-მდე აღწევს. ციკლონების ხშირი გავლა აწვეთებს მიღრუბლულობისა და ნისლიანობის მნიშვნელოვან განმეორებას.

ანტარქტიდის ყინულოვანი კონტინენტის კლიმატის ფორმირებაში დიდი ადგილი უკავია ატმოსფეროს ცირკულაციურ პროცესებს. მის ცენტრალურ ნაწილში სტაციონარული მაღალი წნევის არსებობა და მასთან დაკავშირებული ნათელი დღეები ხელსაყრელ პირობებს ქმნიან ყინულისპირა ჰაერის ფენებში ძალზე დაბალი ტემპერატურების დამყარებისათვის და ცივი შიდაკონტინენტური ჰაერის სანაპირო პერიფერიულ რაიონებში გავრცელებისათვის. საშუალო წლიური ტემპერატურები სანაპიროდან ღრმად კონტინენტისაკენ მნიშვნელოვნად მცირდება. მირნში, რომელიც სანაპიროდან 300 მ-თაა დაშორებული, იგი —10°-ია, პიონერსკაიაში (ნაპირიდან 370 კმ) — 37,5°, ხოლო პოლუსის მიდამოებში — 50, —60°-ს აღწევს. უცივესი თვის ივლისის საშუალო ტემპერატურა ცენტრალურ რაიონებში —60, —70°-ის ტოლია, ხოლო სამხრეთ პოლუსის მიდამოებში ზამთრის საშუალო ტემპერატურები —70° და უფრო ნაკლებია. ზაფხულის თვეების (იანვარი, დეკემბერი) საშუალო ტემპერატურა აქ —30, —35°-მდე მატულობს. აბსოლუტური მინიმუმი შემჩნეული იყო სადგურ ვოსტოკში (—88°). ცენტრალურ ნაწილში ნალექების წლიური რაოდენობა ატმოსფეროში ორთქლის უკმარისობის გამო 30—60 მმ-ს არ აღემატება.

სუბანტარქტიკის ზონაში ბარიული დეპრესიის არსებობა და ციკლონური პროცესების ინტენსიური განვითარება კონტინენტის პერიფერიის სანაპირო რაიონებში განაპირობებს შედარებით რბილ კლიმატურ პირობებს. ციკლონური პროცესების მნიშვნელოვანი სიხშირით განსაკუთრებით გამოირჩევა ანტარქტიკის წყნარი და ატლანტიკის (ნაწილი) ოკეანეთა სანაპირო ტერიტორია. ინდოეთის ოკეანის სანაპირო ტერიტორიაზე აღნიშნული პროცესები შედარებით შესუსტებულია, მაგრამ ციკლონურ ტენდენციას მაინც აქვს ადგილი.

ზამთრის თვეების საშუალო ტემპერატურა სანაპირო ზოლში, რომელიც პოლარული წრის მახლობლად მდებარეობს, —14, —22°-ის ფარგლებში იცვლება (აღმოსავლეთ ანტარქტიდა), ხოლო როსის ზღვის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში იგი —39°-მდე ეცემა. სანაპირო რაიონებში ყველაზე თბილ ადგილად გრემის მიწა ითვლება (ს. გ. 65°), სადაც ზამთრის თვეების საშუალო ტემპერატურა —5, —10°-ია, ხოლო მაქსიმალურმა შეიძლება 6—9° მიაღწიოს. სანაპიროზე აბსოლუტური მინიმუმი ინდოეთის ოკეანის სექტორში —40, —45°-ია, ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთში —59°, ზამთარში ტემპერატურის დღეღამური მსვლელობა სუსტადაა გამოხატული. ზაფხულში ტემპერატურული რეჟიმი ძირითადად რადიაციული ფაქტორების ზეგავლენით ფორმირდება. ზაფხულის ცალკეული თვეების საშუალო ტემპერატურები ზოგიერთ სანაპირო პუნქტზე დადებით მნიშვნელობებსაც კი აღწევს. მაგალითად, მირნში ზაფხულის ზოგიერთი თვის (დეკემბრის ორი უკანასკნელი და იანვრის პირველი დეკადის) საშუალო ტემპერატურა 0°-ზე მაღალია (0,2—0,8°), ხოლო დიუმონ-დიურვილში (ს. გ. 66,5° და ა. გ. 140°) იგი 0°-ია. სხვა სანაპირო პუნქტებზე ტემპერატურა —1, —7°-მდე ეცემა.

ანტარქტიდის ზამთრის სიმკაცრეს განსაზღვრავს არა იმდენად დაბალი ტემპერატურები, რამდენადაც ის ძლიერი ქარები, რომლებიც ხშირად გრიგალის ხასიათს ატარებს. აქ გაბატონებულია წარმოშობით ერთმანეთისაგან განსხვავებული ორი სახის ქარი: მყინვარული და ციკლონური. მყინვარული ქარები მოედინება ანტარქტიდის ანტიციკლონის პერიფერიიდან ძირს სანაპირო რაიონებისაკენ (ყველაზე დახრილი ადგილის მიმართულებით); იგი ბორას მსგავსია, მაგრამ უფრო მშრალი და ცივია. ქარის სიმძაფრე იმდენად დიდია,

რომ ხშირად გრიგალში გადადის. ზამთარში მათი განმეორება მთელი დაკვირვების 60—70% შეადგენს. ზაფხულში ეს ქარები უფრო სუსტია, მაგრამ განმეორება 40—50%-ს მაინც აღწევს. მირნში ამ ქარის სიჩქარე საშუალოდ 6—13 მ/წმ აღწევს, ხოლო პიონერსკაიაში იგი უფრო ნაკლებია (6—10 მ/წმ). მაქსიმალური სიჩქარე 40 მ/წმ-ს შეადგენს.

სანაპირო რაიონებში ყველაზე გავრცელებულია ციკლონური ქარები (40—50%), რომლებიც ჰორიზონტის აღმოსავლეთ მხრიდან ქრის. მისი საშუალო სიჩქარე მირნში 12—14 მ/წმ, ხოლო პიონერსკაიაში — 8—11 მ/წმ. მაქსიმალური სიჩქარე პირველში 36—46 მ/წმ შეადგენს. ციკლონურ ქარებს თან სდევს დაბალი, მთლიანი მოღრუბლულობა — გაბმული თოვლცვენა და ხანგრძლივი ათბობა.

დედამიწის ზედაპირზე ყველაზე ქარიან ადგილად ადელის მიწა ითვლება და მას „ქარების პოლუსს“ უწოდებენ; აქ ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე 15—20 მ/წმ აღწევს.

ღრმად კონტინენტში, ანტიციკლონის სისტემის არეში ქარის საშუალო სიჩქარე 3—4 მ/წმ-მდე მცირდება.

ნალექების რაოდენობაზე სარწმუნო მონაცემები ანტარქტიდის პირობებისათვის ჯერჯერობით არ გვაქვს. ეს აიხსნება დაკვირვების პუნქტების სიმცირით და დაკვირვების მეთოდიკის არასრულყოფით. დასავლეთ ანტარქტიდის ტერიტორიაზე (როსის ყინულის ბარიერი, მაკ-მურდოს უბე, გრეემის მიწის სანაპირო) ნალექების წლიური რაოდენობა 300—380 მმ-ია, ხოლო ნალექიან დღეთა რიცხვი აქ 200—250-ს აღწევს. აღმოსავლეთ ანტარქტიდის სანაპიროზე ნალექების წლიური ჯამი 300—400 მმ, ნალექიანი დღეები—120—170. სანაპიროდან 10—50 კმ დაშორებით იგი მატულობს 600 მმ-მდე, ხოლო შემდგომ ისევ კლებულობს.

შიდა რაიონებში ჰაერის ტენშემცველობა ძალზე უმნიშვნელოა (0,1 მმ-ზე ნაკლები), მაგრამ ზამთარში იგი შეიძლება ნულამდე შემცირდეს. ჰაერის ძლიერი გაშრობა გამოწვეულია იმით, რომ აქ ნალექები შეიძლება მოვიდეს არა მარტო თოვლის სახით, არამედ წყლის ორთქლის უშუალო სუბლიმაციით, რაც კონტინენტის ყინულოვან ზედაპირზე ჩვეულებრივი მოვლენაა.

თავი V

საბჭოთა კავშირის კლიმატი

§ 1. კლიმატის ზოგადი მიმოხილვა

საბჭოთა კავშირის მრავალფეროვანი კლიმატის ჩამოყალიბებაში დიდი მნიშვნელობა ენიჭება ტერიტორიის როგორც განედურ (ჩ. გ. 36°-დან 82°-მდე), ისე გრძედურ (ა. გ. 20°-დან 192°-მდე) გავრცელებას, სანაპირო ზღვებს, მრავალფეროვან რელიეფს და სხვ. ასეთ ვეებერთელა ტერიტორიაზე, სადაც ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათი დიდი სხვადასხვაობით გამოირჩევა, ცალკეული ტიპის ჰაერის მასათა ტრანსფორმაციის პროცესებს გადამწყვეტი მნიშვნელობა ენიჭება. აღნიშნული გარემოება იწვევს საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე მრავალი ტიპის კლიმატის ფორმირებას და მათ ზონალურ და აზონალურ განაწილებას.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის ძირითადი ნაწილი ზომიერ და მაღალ განედებზეა მოთავსებული, ხოლო მისი უკიდურესი სამხრეთი ნაწილი სუბტროპიკულ ზონას მიეკუთვნება. ამიტომაა, რომ აქ მზის ინსოლაცია მნიშვნელოვან სეზონურ და განედურ ცვლილებას განიცდის. ზაფხულში შესაძლებელი ინსოლაცია მცირედ იცვლება, რადგან განედის ზრდით, მართალია, მზის სხივების დახრილობის კუთხე კლებულობს, მაგრამ დღის ხანგრძლივობა მატულობს. ზამთარში ინსოლაციის ცვლილება მნიშვნელოვანია. მაგალითად, ზაფხულში იაკუტიაში იგი ტაშკენტთან შედარებით 10%-ით მცირდება, ხოლო ზამთარში ტაშკენტის ინსოლაციის 1%-ს შეადგენს. მთლიანი რადიაციის წლიური ჯამი სამხრეთ განედებზე 2-ჯერ და მეტად აღემატება მაღალი განედებისას. რადიაციულ ბალანსში განსხვავებანი განედებს შორის უფრო მეტადაა საგრძნობი. კონტინენტის უკიდურეს ჩრდილოეთ ნაწილში წლიური ბალანსი დადებითია (5 კკალ/სმ² წელი), ხოლო სამხრეთ რაიონებში მისი მნიშვნელობა 60—70 კკალ/სმ² აღწევს. საბჭოთა კავშირის აღმოსავლეთ რაიონებში

შესაბამის განედებზე ბალანსი შემცირებულია (ზამთარში) მცირე მოღრუბლულობის პირობებში ეფექტური გამოსხივების გადიდების შედეგად, შორეულ აღმოსავლეთში რადიაციული ბალანსის შემცირება (იმავე განედებთან შედარებით) გამოწვეულია მოღრუბლულობის გადიდებით (ზაფხულის მუსონები).

ზაფხულში რადიაციული ბალანსი ტერიტორიის ყველა ნაწილში დადებითია (არქტიკის ჩათვლით), ხოლო ზამთარში, სამხრეთი რაიონების გამოკლებით — უარყოფითი.

საბჭოთა კავშირის ვრცელ ტერიტორიაზე რადიაციული ბალანსი დიდ როლს ასრულებს გარედან შემოჭრილი სხვადასხვა ტიპის ჰაერის მასების კონტინენტურ მასებად ტრანსფორმაციის საქმეში. ტრანსფორმაციის შედეგად იცვლება არა მარტო ტემპერატურისა და ტენიანობის რაოდენობრივი მაჩვენებელი, არამედ მთლიანად განიცდის ჰაერის მასა თვისობრივ ცვლილებას.

როგორც წინა თავებიდანაა ცნობილი, რადიაციული პროცესი წარმოადგენს არა მარტო კლიმატის ძირითად ფაქტორს, არამედ იგი განაპირობებს კლიმატის ისეთ ფაქტორსაც როგორიცაა ცირკულაციური პროცესები.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორია, რომელიც სუბტროპიკულ, ზომიერ და პოლარულ განედებს მოიცავს, გამოირჩევა ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესების სირთულით. ცირკულაციური პირობების მრავალფეროვნება დაკავშირებულია ფრონტალურ, ციკლონურ და ანტიციკლონურ პროცესებთან, რომლებიც საბჭოთა ტერიტორიაზე პლანეტარულ მასშტაბს ღებულობს; ამასთან ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათსა და რელიეფის პირობებს მნიშვნელოვანი ცვლილებები შეაქვს საერთო პლანეტარულ ცირკულაციაში.

ზ ა მ თ ა რ შ ი არქტიკულ და პოლარულ ფრონტებზე ინტენსიური ტალღური აღრევები, ამავე ფრონტებზე ციკლო და ანტიციკლოგენეზი და ამ ბარიულ სისტემათა მოქმედება, კონტინენტის რადიაციულ გადაცივებასთან ერთად, საბჭოთა ტერიტორიისათვის დამახასიათებელი პროცესებია.

საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე პოლარული ჰაერის მასების ფორმირება ხდება არქტიკის ცენტრალური აუზიდან (მაღალი წნევის არიდან) ანტიციკლონების მეშვეობით შემოტანილ არქტიკული ჰაერის ტრანსფორმაციის შედეგად. ზამთარში კონტინენტის ძლიერი გადაცივება იწვევს (გადაცივებას თოვლის საბურველი აჩქარებს) ანტიციკლონის გაჩენას, რომლის ცენტრი მონღოლეთის ჩრდილოეთით მდებარეობს და ცნობილია ციმბირის ანტიციკლონის სახელწოდებით. ეს ანტიციკლონი მოიცავს აზიის ცენტრალურ რაიონებს; მისი დასავლეთი თხემი ვრცელდება დასავლეთ ციმბირში, შუა აზიასა და საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის სამხრეთ რაიონებში, ხოლო ჩრდილო-აღმოსავლეთი თხემი — აღმოსავლეთ ციმბირში, ყინულოვანი ოკეანის სანაპიროს ჩათვლით. აღნიშნულ ანტიციკლონში ვითარდება წყნარი, მცირეღრუბლიანი ამინდიანობის პირობები, რომლის დროსაც სითბური გამოსხივების პროცესები ძლიერდება და ჰაერის ტემპერატურა მნიშვნელოვნად ეცემა.

ციმბირის ანტიციკლონის ბარიული სისტემის დასავლეთ (ჩრდილო-დასავლეთ), სამხრეთ და აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ვითარდება ციკლონური პროცესები, რომელთაც აღნიშნულ რაიონებში მიაქვს სითბო, ღრუბლები და ნალექები. საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის ჩრდილოეთ ნაწილში გადის დაბალი წნევის ზოლი, რომელიც ისლანდიის მინიმუმის სამხრეთ-აღმოსავლეთ განშტოებას წარმოადგენს. ამ განშტოების მეშვეობით ხდება ატლანტიკის ოკეანიდან შედარებით თბილი და ნოტიო ჰაერის გადატანა ჩრდილო-აღმოსავლეთის მიმართულებით. ზომიერი განედის ატლანტიკური ზღვიური ჰაერის არქტიკულ ან კონტინენტურ პოლარულ ჰაერთან შეხვედრის ადგილას (არქტიკული და პოლარული ფრონტი) ციკლონური პროცესები იწყებს განვითარებას. ეს უკანასკნელი ძირითადად მოიცავს ევროპული ტერიტორიის დასავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილს; ამიტომაა, რომ ეს ზონა ტემპერატურისა და ნალექების გადიდებული მნიშვნელობებით ხასიათდება.

ციკლონური პროცესების ზემოქმედებით ამ ზონაში იანვრის იზოთერმები (ნაწ. 1, ნახ. 24) მაღალ განედებზე მოიხრება სამხრეთით და მიემართება სამხრეთ-აღმოსავლეთით. მაშასადამე, ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ ტემპერატურა ძალზე უმნიშვნელოდ იცვლება. მაგალითად, მურმანსკის სანაპიროზე და ასტრახანში — კასპიის ზღვის სანაპიროზე, მიუხედავად განედებს შორის დიდი განსხვავებისა (დაახლოებით 20°) იანვრის საშუალო ტემპერატურა — 7° შეადგენს. მსგავსი მდგომარეობაა სხვა პუნქტებზეც. ატლანტიკის ზღვიური ჰაერი, აღმოსავლეთით ღრმად ხმელეთში გაღმონაცვლებისას, წყლის ორთქლით ღარიბდება, თოვლის ზედაპირზე რადიაციული პროცესების გაძლიერებით უფრო მეტად ცივდება და ზომიერი განედების კონტინენტურ ჰაერად გარდაიქმნება. ამ გარემოებითაა გამოწვეული დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ ტემპერატურებისა და ნალექების შემცირება წლის ამ სეზონში. ვინაიდან ზამთრის პერიოდში ატლანტიკის ნოტიო ჰაერის ტრანსფორმაცია შედარებით ნელა მიმდინარეობს ჰაერის ჩქარი დინებების გამო, ამიტომ მისი სრული ტრანსფორმაცია კონტინენტურ ჰაერად ხშირად დასავლეთ

ციმბირის ანტიციკლონში მთავრდება. თუ იანვრის იზოთერმების რუკას დავაკვირდებით, დავინახავთ, რომ დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ ერთ და იმავე განედზე ტემპერატურის დაცემის სიძლიერე 30—35°-ს აღემატება, ხოლო ნალექებისა — 400 მმ-ს.

ატლანტიკური წარმოშობის ციკლონური პროცესები არქტიკულ ფრონტზე მნიშვნელოვან განვითარებას აღწევს დასავლეთ ციმბირის ჩრდილოეთ რაიონებშიც; შუა აზიის სამხრეთ რაიონებსა და ამიერკავკასიაში ციკლონური პროცესები დაკავშირებულია ხმელთაშუა ზღვის პოლარული ფრონტის სხვადასხვა განშტოებებთან.

ალეუტის წნევის მინიმუმი და არქტიკულ ფრონტზე განვითარებული ციკლონური პროცესები გავლენას ახდენს შორეული აღმოსავლეთის მხოლოდ ჩრდილო-აღმოსავლეთ ტერიტორიაზე (ჩუკოტკა, კამჩატკის ნ. კ.); უფრო სამხრეთით, ოხოტის ზღვის სანაპიროები ციმბირის ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიის ზეგავლენას განიცდის. ცივი კონტინენტური ჰაერი ჩრდილო-დასავლეთის დინებების მეშვეობით მთელს სანაპირო რაიონებში ვრცელდება და იწვევს ცივ, უღრუბლო და მშრალ ამინდს.

ზაფხულში სურათი ძირითადად იცვლება: ევრაზიის კონტინენტის გათბობის გამო ციმბირის ანტიციკლონი ქრება და ატმოსფერული წნევა მცირდება, ხოლო ბარიული დეპრესიის ცენტრი სამხრეთ აზიაში გადაინაცვლებს. ეს გარემოება იწვევს არქტიკის აუზიდან, წყნარი ოკეანიდან და ატლანტიკიდან ჰაერის მასების გაძლიერებულ გადატანას კონტინენტის სიღრმეში და მის ტრანსფორმაციას კონტინენტურ ჰაერად. ციმბირში წნევის შემცირებას, გარდა თერმული პროცესებისა, დინამიკური პროცესებიც განაპირობებს. აქ არქტიკულ ფრონტზე ციკლონური პროცესები ხშირ მოვლენას წარმოადგენს და ამით ხელს უწყობს წნევის შემცირებას.

ატლანტიკის აუზიდან ჰაერის მასების კონტინენტისაკენ გადმოტანა წარმოებს აზორის სუბტროპიკული ანტიციკლონის კლიმატოლოგიური თხემიდან გამოყოფილი ცალკეული ბირთვების მეშვეობით. ზაფხულში ამ ჰაერის მასების ინტენსიური ტრანსფორმაციის შედეგად აღნიშნული ბირთვები ჩქარა იშლება და ყალიბდება უგრადიენტო ველი, რომლის დროსაც განსაკუთრებულ განვითარებას პოულობს ადგილობრივი ცირკულაციური პროცესები.

აზორის ანტიციკლონის გავლენა ვრცელდება არა მარტო საბჭოთა კავშირის ევროპულ ტერიტორიაზე, არამედ მთელ კავკასიაზე და აქ განაპირობებს უღრუბლო, მშრალ ამინდს.

ზაფხულის პერიოდში ციკლონურ პროცესებს, ისევე როგორც ზამთარში, ადგილი აქვს საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის

დასავლეთ ნაწილში. მათი წარმოშობა დაკავშირებულია ატლანტიკის აუზიდან ახლად მოსულ ჰაერის მასებსა და უკვე ტრანსფორმირებულ (გამთბარი) ჰაერს შორის მნიშვნელოვან ტემპერატურულ კონტრასტთან.

ევროპული ტერიტორიის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილსა და შუა აზიაში ატლანტიკური და არქტიკული ჰაერის ტრანსფორმაციის პროცესები იმდენად ძლიერია, რომ აქ განვითარებული თერმული კონვექცია იშვიათად აღწევს კონდენსაციის დონეს.

შორეულ აღმოსავლეთში ინტენსიური ციკლონური პროცესები იწვევს სანაპირო რაიონებში მნიშვნელოვან მოღრუბლულობას, ტენიანობის მომატებას და ნალექებს.

საბჭოთა კავშირის ჩრდილოეთ რაიონებში ივლისის იზოთერმებს შედარებით ზონალური მსვლელობა ახასიათებს. ეს იმის მაჩვენებელია, რომ არქტიკული ჰაერის მასები კონტინენტზე გადმონაცვლებისას ტრანსფორმაციას ერთნაირი სიძლიერით განიცდის ტერიტორიის როგორც დასავლეთ, ისე აღმოსავლეთ ნაწილში. ევროპული ტერიტორიის სამხრეთ ნაწილში იზოთერმები ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ-დასავლეთისაკენაა მიმართული, ე. ი. დასავლეთი რაიონები, ატლანტიკის ნოტიო მასების გადმოტანასთან დაკავშირებით, უფრო გრილია აღმოსავლეთისაზე. დასავლეთ ციმბირში ტემპერატურა შემცირებას განიცდის, რადგან ჩრდილო-აღმოსავლეთით მოძრავ ციკლონების ზურგში ხშირად იჭრება ცივი ჰაერის მასები. აღმოსავლეთ ციმბირში კი ივლისის თვე, სხვა იმავე განედებთან შედარებით, მაღალი თერმული პირობებით ხასიათდება. წყნარი ოკეანის სანაპიროებზე ივლისის ტემპერატურა ისევ მკვეთრად მცირდება ზაფხულის მუსონების ზეგავლენით.

ინტერესს წარმოადგენს ნალექების წლიური ჯამის ტერიტორიული განაწილება. სსრკ ტერიტორიაზე ნალექების განაწილებაში ზონალობის გარკვეული კანონზომიერება შეიძლება შევამჩნიოთ: ტერიტორიის ცენტრალურ ზონაში ვაკეზე ნალექების უფრო მეტი რაოდენობა მოდის, ვიდრე ჩრდილოეთისა და სამხრეთ რაიონებში. ჩრდილოეთის განედებზე მცირე ნალექების მიზეზია ის, რომ არქტიკული ჰაერის ტენშემცველობა ძალზე დაბალია, ხოლო სამხრეთ რაიონებში ციკლონური მოქმედება მნიშვნელოვნად შესუსტებულია. დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ კონტინენტურობის მატებასთან ერთად წლიური ნალექების შემცირებას აქვს ადგილი (600—700 მმ-დან 300—400 მმ-მდე), ხოლო უკიდურეს აღმოსავლეთით — მუსონური ცირკულაციის შედეგად, მატებას (600—700 მმ-მდე).

ნალექების ყველაზე ნაკლები რაოდენობით ხასიათდება თურანის დაბლობის ცენტრალური ნაწილი (დაახლოებით 100 მმ) და ჩრდილო-აღმოსავლეთ იაკუტია (150—200 მმ).

თოვლის სახით ნალექების დიდი რაოდენობა მოდის კამჩატკაზე (100 სმ) და ქვედა ენისეიზე (90 სმ). ორივე ნაწილში დღეთა რიცხვი თოვლის საბურველით ძალზე დიდია (7—8 თვე). ევროპული ნაწილის დასავლეთ რაიონებში თოვლი დევს (10—30 სმ) 2—3 თვის განმავლობაში.

ნალექების მაქსიმალური რაოდენობით გამოირჩევა ამიერკავკასიის შავი ზღვის სანაპირო (1500—4000 მმ).

მთიანი სისტემები დიდ გავლენას ახდენს ატმოსფეროში მიმდინარე რიგ პროცესებზე და თავისი კორექტივები შეაქვს კლიმატური ელემენტების სიმაღლით განაწილებაში. ხშირ მოვლენას წარმოადგენს ზამთრის თვეებში ტემპერატურის ინვერსიები. ეს განსაკუთრებით ითქმის აღმოსავლეთ ციმბირზე, სადაც ტემპერატურის ინვერსიული განაწილება სიმაღლის მიხედვით თავის გამოხატულებას პოულობს საშუალო მრავალწლიურ ტემპერატურებში. ქვეფენილი ზედაპირის ძლიერი გადაცივების გამო, აქ საშუალო თვიური ტემპერატურა 2°-ით მატულობს ყოველ 100 მ სიმაღლეზე. ხშირია ინვერსიები საიანებში, ალტაიში, ურალში, კავკასიასა და სხვაგან. სამხრეთ მთიან რაიონებში ინვერსია წარმოიშობა ძირითადად ცივი არქტიკული ან პოლარული ჰაერის შემოჭრის შემთხვევაში. ჩვეულებრივ, როცა სიმაღლე იზრდება, ტემპერატურა 0,5—0,6°-ით ეცემა ყოველ 100 მ სიმაღლეზე. საქართველოს პირობებში თერმული გრადიენტი მერყეობს დიდ ფარგლებში ოროგრაფიასა და მცენარეულობის საფართან დაკავშირებით.

განედურად განლაგებულ მთათა სისტემები (ყირიმის და კავკასიონის მთები) სამხრეთ რაიონებს იცავს ცივი ჰაერის უშუალო შემოჭრისაგან (უცვლიან მიმართულებას) და იწვევს ციკლონური პროცესების გააქტიურებას. ნალექების რაოდენობა საერთოდ სიმაღლით მატულობს გარკვეულ დონემდე, რომლის შემდეგ იგი კვლავ კლებულობს. აღნიშნული საკითხი ჯერ კიდევ კვლევის ობიექტს წარმოადგენს. ნალექების რაოდენობა ძირითადად დამოკიდებულია მთის ფერდობის ექსპოზიციაზე, რელიეფის ხასიათსა და ატმოსფეროს ცირკულაციის თვისებებზე.

როგორც დავინახეთ, საბჭოთა კავშირის ვრცელი ტერიტორია კლიმატური პირობების მრავალფეროვნებით ხასიათდება. ამ ტერიტორიის სხვადასხვა ნაწილში, რადიაციული, ცირკულაციური, თერმული და ტენიანობის რეჟიმი ერთმანეთისაგან განსხვავებულია;

აქედან გამომდინარე, ბ. ალისოვმა საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ძირითადად გამოყო სამი სარტყელი: არქტიკული, ზომიერი განედებისა და სუბტროპიკული. ვინაიდან თითოეული სარტყელი ძალზე ვრცელ ტერიტორიას მოიცავს და კლიმატთა ნაირსახეობით ხასიათდება, ამიტომ ყოველი მათგანი ისეთ მსხვილ ფიზიკურ-გეოგრაფიულ რაიონებად დაიყო, რომლებიც გამოირჩევა როგორც რადიაციული, ისე ცირკულაციური პროცესების თავისებურებით.

კლიმატური ოლქები

§ 2. არქტიკის კლიმატი

არქტიკის ფარგლებში სხვადასხვა რაიონებს შორის კლიმატური განსხვავებანი ძირითადად ზამთრის პერიოდში მკლავნდება. ზაფხულში თოვლისა და ყინულის დნობა და ამ პერიოდში გაბატონებული მოღრუბლული ამინდიანობა იწვევს მთელს არქტიკაში თითქმის ერთგვაროვან თერმული რეჟიმის დამყარებას. ზამთრის კლიმატური პირობების მიხედვით არჩევენ: ატლანტიკურ, აღმოსავლეთ ციმბირის, წყნარი ოკეანისა და არქტიკის ცენტრალურ რაიონს.

საბჭოთა არქტიკის ატლანტიკური რაიონი მოიცავს ბარენცისა და კარის ზღვებს აქ განლაგებული კუნძულებით.

არქტიკის ამ რაიონში ზამთარი სხვა რაიონებთან შედარებით გამოირჩევა შედარებით მაღალი თერმული პირობებით. ეს გამოწვეულია გოლფსტრიმის თბილი დინებით და აქ გაბატონებული ციკლონური პროცესებით, რომელთაც ატლანტიკის თბილი ჰაერის მასები მოაქვთ.

ბარენცის ზღვის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში იანვარ-თებერვლის საშუალო ტემპერატურა —6°-ია, ე. ი. იმდენი, რამდენიც კიევშია. ტემპერატურის მინიმუმი —40° აღწევს. ფრანც-იოსების მიწაზე ზამთრის საშუალო ტემპერატურა —20°-ია, მაგრამ შუაგულ ზამთარში ხშირად აქვს ადგილი ლეღმიანობას [1]. თვის განმავლობაში ტემპერატურის რყევამ შეიძლება 40°-საც კი გადააჭარბოს.

მარტ-აპრილში ციკლონური პროცესები სუსტდება და გაძლიერებას იწყებს მაღალი წნევის არე, რომელიც იწვევს წყნარ მოწმენდილ ამინდს რადიაციული პროცესების (ინტენსიური გამოსხივება) გაძლიერებული მოქმედებით. ამიტომაა, რომ მარტის თვე ატლანტიკის არქტიკის რაიონში წარმოადგენს ყველაზე ცივ თვეს.

---

[1] ლეღმი — ზამთრის უარყოფითი ტემპერატურის ფონზე ჰაერის ტემპერატურის მომატება 0°-მდე და უფრო მეტად.

ქარის სიჩქარე მნიშვნელოვანია და იგი დაკავშირებულია ციკლონურ — სამხრეთ-აღმოსავლეთურ დინებებთან. მთელი ზამთრის დაახლოებით 50% ძლიერი ქარებია (>15 მ/წმ). ეს განსაკუთრებით ითქმის ახალ მიწაზე, სადაც ბორა პოულობს საგრძნობ განვითარებას. იგი წარმოიშობა ორ სინოპტიკურ სიტუაციაში: პირველი, როდესაც კარის ზღვის რაიონს ანტიციკლონი იკავებს და ბარენცისას ციკლონი; მეორე პირველის საწინააღმდეგოა — კარის ზღვაზე ციკლონები მოძრაობს, ხოლო ბარენცისაზე — ანტიციკლონები. პირველი შემთხვევა იწვევს ახალი მიწის დასავლეთ სანაპიროზე ძალზე ცივი და ძლიერი აღმოსავლეთის ბორა ქარების წარმოშობას, ეს ქარები უფრო ხშირია, ვიდრე აღმოსავლეთ სანაპიროზე წარმოშობილი ქარები.

ნალექები ძირითადად თოვლის სახით მოდის, მაგრამ ზამთრის ლელმიანობის დროს ზოგჯერ წვიმასაც ურევს. არაზუსტი მონაცემებით, ნოემბრიდან მარტის ჩათვლით მისი რაოდენობა 150 მმ უნდა აღწევდეს. ზონის აღმოსავლეთით ნალექები კლებულობს.

ზაფხულის პერიოდში ციკლონური პროცესები ისევ ძლიერდება და პოლარული დღის განმავლობაში მნიშვნელოვანი მოღრუბლულობა და ხშირი ნისლი ძლიერ ასუსტებს მზის რადიაციულ ნაკადს. მიღებული რადიაციის მთელი ენერგია თოვლისა და ყინულის დნობაზე იხარჯება. ივლისის საშუალო ტემპერატურა ფრანც-იოსებისა და ჩრდილოეთის მიწაზე 0—2°-ია. სამხრეთის თბილი ქარების დროს ხშირია ტემპერატურის ინვერსიები. ზამთრის სამხრეთ-დასავლეთის ქარები ზაფხულში იცვლება ჩრდილოეთის შემადგენელ ქარებად. ისევე როგორც ზამთარში, ზაფხულშიც ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა ქრება.

ატლანტიკის არქტიკის რაიონიდან ზღვიური არქტიკული ჰაერი წლის განმავლობაში ევროპაში იჭრება ჩრდილოეთიდან და ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან და იწვევს მნიშვნელოვან აცივებას, თოვლის სახით ნალექების მნიშვნელოვან გამოყოფას.

აღმოსავლეთ ციმბირის რაიონი მოიცავს ტერიტორიას ჩრდილოეთი მიწის არქიპელაგიდან ვრანგელის კუნძულამდე. ზამთარში აქ მაღალი წნევის არე არქტიკის ანტიციკლონთანაა დაკავშირებული და ამიტომ ამინდის პირობებიც მეტი მდგრადობით ხასიათდება; მეტწილად იგი წყნარი, უღრუბლო და ცივია. ეს გარემოება ამ რაიონს მეტ კონტინენტურობას ანიჭებს. ზამთრის თვეების საშუალო ტემპერატურა —40° აღწევს, ხოლო მინიმუმი —50°-ზე დაბლა ეცემა. ატლანტიკური რაიონისაგან განსხვავებით, სადაც აღვექცია ჭარბობს, ამ რაიონში ძირითად პროცესს ჰაერის ტრანსფორმაცია წარმოადგენს. ეს უკანასკნელი იწვევს ტემპერატურის ძლიერ ინვერსიებს, რომელთა სიმაღლეც კილომეტრ ფენას მოიცავს. სამხრეთის მიმართულებით, ღრმად კონტინენტისაკენ ტემპერატურის დაცემას აქვს ადგილი (იაკუტიის რაიონი). ეს გამოწვეულია იმით, რომ ყინულოვან ოკეანეზე ქარის სიჩქარე შედარებით მეტია, ვიდრე მთებით შემოფარგლულ კონტინენტზე და ამ უკანასკნელში ძლიერი გამოსხივება ტემპერატურის მეტ დაცემას განაპირობებს. ამასთან ზღვის სითბო 2—3 მეტრ ყინულის ფენას ატანს და ამით ჰაერს დამატებით სითბოს აწვდის. ზაფხულში ტემპერატურების თანაფარდობა კონტინენტსა და ყინულოვან ოკეანეს შორის საწინააღმდეგოა: კონტინენტი მეტად თბება, ხოლო ოკეანეზე ცივი ანტიციკლონია დამყარებული. ტემპერატურის მნიშვნელოვანი კონსტრასტის შედეგად არქტიკულ ფრონტზე ინტენსიური ციკლონური პროცესები ვითარდება.

სანაპირო ზოლში ივლისის საშუალო ტემპერატურა 5—7°-ია, კუნძულებზე 2—3°. მაქსიმალურმა ტემპერატურამ მდ. ლენას შესართავთან შეიძლება 20—25° მიაღწიოს. ნალექების წლიური ჯამი დასავლეთიდან (200 მმ) აღმოსავლეთისაკენ კლებულობს (100 მმ-ზე ნაკლები).

წყნარი ოკეანის რაიონში ძირითადად ჩუკოტკის ზღვა შედის. ზამთარში იგი ალეუტის ბარიული დეპრესიის გავლენას განიცდის. ციკლონური პროცესები არქტიკულ ფრონტზე არქტიკის ამ რაიონს უფრო მაღალ თერმულ პირობებს ანიჭებს, ციმბირის რაიონთან შედარებით. იანვრის საშუალო ტემპერატურა დაახლოებით —25°-ია. ეს უკანასკნელი ნაკლებია ბარენცის ზღვის კუნძულების ტემპერატურაზე. ამის მიზეზია ის, რომ ზამთარში ჩუკოტკის ზღვა იმყოფება ალეუტის დეპრესიის ჩრდილოეთ პერიფერიაზე და განიცდის ჩრდილო-აღმოსავლეთის შედარებით ცივი ციკლონური დინებების ზეგავლენას.

ზაფხულში, ყინულოვანი და წყნარი ოკეანის ზეგავლენა მატულობს და ამის გამო აქ ტემპერატურები უფრო დაბალია, ვიდრე ლაპტევების ზღვაზე. ზაფხულში ნალექების რაოდენობა, ისევე როგორც სხვა რაიონებში, 40—50 მმ-ს შეადგენს.

არქტიკის ზონიდან განსაკუთრებით გამოირჩევა მისი სამხრეთი კონტინენტური ნაწილი — ტუნდრა, სადაც საკმაო სითბოს რაოდენობა უზრუნველყოფს ზოგიერთი მცენარის (ბალახეულის) ვეგეტაციას. უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 10°-ზე ნაკლებია, მაგრამ 0°-ზე მეტი. ნალექების წლიური რაოდენობა დასავლეთ რაიონებში 300 მმ-ს აღემატება, ხოლო აღმოსავლეთ ციმბირში 200 მმ-

ზე ნაკლებია. ნალექების სიმცირის მიუხედავად ნალექიან დღეთა რიცხვი 80—100 აღწევს, მდ. მდ. ლენისა და ენისეის შესართავთან ნათელ დღეთა რიცხვი (მოღრუბლულობა 0-დან 2 ბალამდე) 50—60-ს აღწევს, მოღრუბლული (8—10 ბალი) —140 —160-ს. დასავლეთ ნაწილში, ციკლონური პროცესების გადიდების შედეგად მოღრუბლული დღეები 200-ს აღწევს. ამის შედეგია, რომ ტუნდრაში ღრუბლების მიერ რადიაციის მნიშვნელოვანი გაბნევის შედეგად გაბნეული რადიაციის წილი მთლიან რადიაციაში მნიშვნელოვნად მატულობს.

§ 3. საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის კლიმატი

საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორია ძირითადად განლაგებულია ზომიერ სარტყელში, ხოლო მისი უკიდურესი ჩრდილოეთი მოთავსებულია მაღალ განედებზე, რომლებიც ტყე-ტუნდრით, ტუნდრითა და მუდმივი ყინულითაა დაკავებული. იგი კლიმატური პირობების მიხედვით პირობითად სამ ნაწილად იყოფა: ჩრდილოეთ, ცენტრალურ და სამხრეთ-კლიმატურ ოლქად.

ევროპული ტერიტორიის ძირითადი ნაწილი მთელი წლის განმავლობაში ატლანტიკის ოკეანის ზემოქმედებას განიცდის; მიუხედავად ამისა, აღმოსავლეთ რაიონებში ატლანტიკის ნოტიო ჰაერი მნიშვნელოვნადაა ტრანსფორმირებული. ამ ზეგავლენას უნდა მივაწეროთ აგრეთვე ვრცელ ტერიტორიაზე იანვრის იზოთერმების მიმართულება ჩრდილო-დასავლეთიდან სამხრეთ-აღმოსავლეთისაკენ.

ტერიტორიის ჩრდილოეთ ნაწილში, რომელიც მოიცავს ტყე-ტუნდრას და ტაიგას, კლიმატური პირობები ყალიბდება ატლანტიკური და პოლარული ჰაერის ურთიერთზემოქმედებით. დიდია არქტიკული ჰაერის გავლენაც ამ ზონის კლიმატზე. ზამთარში არქტიკულ ფრონტზე ციკლონური პროცესები დიდი აქტიურობით ხასიათდება. ეს განსაკუთრებით დასავლეთ რაიონებზე ითქმის (კოლის ნ. კ., კარელია), სადაც ზამთრის თერმული რეჟიმი შედარებით შერბილებულია; აქ სამხრეთისა და სამხრეთ-დასავლეთ ქარებს მოაქვთ ატლანტიკის შედარებით თბილი ჰაერი. იანვრის საშუალო ტემპერატურა —7° აღწევს; ხშირად თბილი ჰაერის შემოჭრის შედეგად მაქსიმალური ტემპერატურა +1, +2°-ია. ციკლონის ზურგში ანტიციკლონების მეშვეობით არქტიკული ჰაერის მასები იჭრება, რომლის დროსაც ტემპერატურა შეიძლება —30°-მდეც კი დაეცეს. მაგრამ ეს პროცესი მალე შედარებით თბილი ჰაერის შემოჭრით იცვლება.

ჩრდილოეთის აღმოსავლეთ რაიონებში (არხანგელსკის ოლქი, კომის ასსრ) საშუალო ტემპერატურა მნიშვნელოვნად მცირდება

(—20°-მდე). ამ რაიონში ზამთარში ტემპერატურა შეიძლება —50°-მდე დაეცეს.

დასავლეთ რაიონებში ზამთრის ცალკეულ თვეებში 20—30 მმ ნალექი მოდის, იგი აღმოსავლეთისაკენ მცირდება 15—25 მმ-მდე. ურალის წინა მთების რაიონში იგი მატულობს 30 მმ-მდე. დასავლეთისა და აღმოსავლეთის შიდა რაიონებში თოვლის სიმაღლე ზამთარში 60—70 სმ-ს აღწევს. თოვლის საბურველი დევს დასავლეთში 5 და აღმოსავლეთ რაიონებში 6 თვის განმავლობაში.

ჩრდილოეთის რაიონებში ზაფხული შედარებით თბილია სკანდინავიის ნ. კ. იმავე განედზე მდებარე პუნქტებისაზე. გაბატონებულია ჩრდილოეთის ქარები, რომელთაც არქტიკიდან მოაქვთ ცივი და მშრალი ჰაერის მასები, მაგრამ კონტინენტზე მათი სწრაფი ტრანსფორმაცია თერმულ პირობებს მაღლა სწევს. ივლისის საშუალო ტემპერატურა ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ იცვლება—10-დან 14—17°-მდე. დიდი წყალსაცავების სანაპიროებზე (თეთრი ზღვა, ონეგისა და ლადოგის ტბა) საშუალო ტემპერატურა 1—2°-ით კლებულობს. ყველა რაიონში ნალექების რაოდენობა ზაფხულის ცალკეულ თვეებში 60—70 მმ-ია. შეფარდებითი ტენიანობა დღისით მნიშვნელოვანია (60—70%).

ნალექების წლიური რაოდენობა ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ მატულობს 350 მმ-დან 550—600 მმ-მდე; აღმოსავლეთით იგი კლებულობს 500 მმ-მდე (კომის ასსრ).

ევროპული ტერიტორიის ცენტრალური ნაწილი წარმოადგენს შერეული ტყისა და ტყესტეპის გავრცელების რაიონს. იგი ხასიათდება ზომიერად ცივი ზამთრით და ზომიერად თბილი ზაფხულით. მთელი წლის განმავლობაში გაბატონებულია დასავლეთის ქარები, რომელთაც ატლანტიკის აუზიდან მოაქვთ ნოტიო ჰაერი.

ზამთარში ცენტრალური ნაწილის დასავლეთი რაიონი უფრო თბილია, ვიდრე აღმოსავლეთი რაიონი, ხოლო ზაფხულში, პირიქით—პირველში ტემპერატურები უფრო დაბალია, ვიდრე მეორეში. დასავლეთ რაიონებში იანვრის საშუალო ტემპერატურა —4, —6°-ია და ზოგიერთ ცივ ზამთარში ის შეიძლება —30, —35°-მდე დაეცეს. აღმოსავლეთ რაიონებში ტემპერატურა თანდათანობით ეცემა და ურალის მახლობელ რაიონში შეადგენს —14, —19°. ზამთრის განმავლობაში ხშირია ლეღმიანი დღეებიც. მოღრუბლულობა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ კლებულობს. ნალექების წლიური რაოდენობა დასავლეთის უმეტეს ადგილებში 650—700 მმ-ია, ხოლო აღმოსავლეთით 450—550 მმ-მდე მცირდება. დასავლეთ და აღმოსავლეთ რაიონებს შორის ასეთი განსხვავება ძირითადად გამოწვე-

ულია იმით, რომ დასავლეთში ჭარბობს ატლანტიკის ჰაერის ზეგავლენა, ხოლო აღმოსავლეთში — სამხრეთ-აღმოსავლეთ რაიონებიდან მონადენი ზომიერი განედების კონტინენტური ჰაერი.

ცენტრალური ზონის თითქმის ყველა რაიონში ზამთარში გაბატონებულია დასავლეთის და ჩრდილო-დასავლეთის ქარები. ისინი დაკავშირებული არიან დასავლეთის ციკლონებთან ან ატლანტიკის მაღალი წნევის აღმოსავლეთ პერიფერიასთან. ევროპის კონტინენტზე აღნიშნული ჰაერი აორთქლების შედეგად დამატებით ღებულობს ტენს და გაზაფხულთან შედარებით მეტი ტენიანობით ხასიათდება. ივლისის საშუალო ტემპერატურა დასავლეთ რაიონებში 17—19°, ხოლო აღმოსავლეთში — 20—22°. დღეთა რიცხვი 20°-ზე მეტი ტემპერატურით პირველში 20-ს შეადგენს, ხოლო მეორეში — 40—50-ს. აბსოლუტური მაქსიმალური ტემპერატურა 35°-ს აღწევს დასავლეთ ნაწილში და 40°-ს — აღმოსავლეთში.

ზაფხულის ცალკეულ თვეებში ნალექები შეიძლება 80—100 მმ მოვიდეს, ხოლო აღმოსავლეთით, კონტინენტურობის ზრდასთან ერთად, შემცირდეს 60 მმ-მდე (ვოლგის შუა წელი). მაგალითად, კიევში ზაფხულში ნალექების რაოდენობა შეადგენს 214, ყაზანში — 157, ფსკოვში — 222, ბეზენჩუკში (კუიბიშევის მახლობლად) — 114 მმ-ს. ნალექების ასეთი შემცირება აღმოსავლეთით ძირითადად ციკლონური პროცესების შესუსტებით აიხსნება.

ცენტრალურ ნაწილში სითბოსა და ნალექების საკმაო რაოდენობა დიდ როლს ასრულებს როგორც წიწვიანი, ისე ფოთლოვანი ტყის გავრცელებისათვის. ამ ზონის სამხრეთი რაიონები ძირითადად ფოთლოვანი ტყით და ტყესტეპითაა წარმოდგენილი. ამ უკანასკნელში შავმიწა ნიადაგებია გავრცელებული და წარმოადგენს სასოფლო-სამეურნეო კულტურების მოყვანის ძირითად რაიონს.

საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის სამხრეთი ნაწილი სტეპური ლანდშაფტითაა დაკავებული და ორ ზემოაღნიშნულ ოლქთან შედარებით მეტი კონტინენტურობით ხასიათდება. ამ ნაწილის დასავლეთი და აღმოსავლეთი რაიონები ერთმანეთისაგან ძლიერ განსხვავდებიან როგორც თერმული, ისე ტენიანობის პირობებით.

ზამთარში დასავლეთი რაიონები (უკრაინისა და მოლდავეთის სამხრეთი ნაწილი) ხმელთაშუა ზღვისა და ატლანტიკის ციკლონების ზეგავლენას განიცდის. ამასთან ეს რაიონები ხშირად იმყოფება ჩრდილოეთიდან წამოსული და სამხრეთ რაიონებში შეჩერებული ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიაზე, სადაც სამხრეთის შემადგენელი დინებები მოღრუბლულობისა და ტემპერატურის გაზრდას

იწვევს. აქედან გამომდინარე, ზამთარი აქ შედარებით მოკლე და რბილია, იანვრის საშუალო ტემპერატურა —3, —8° შორის იცვლება, არქტიკული ჰაერის შემოჭრისას ტემპერატურა შეიძლება —25, —30°-მდე დაეცეს. ნალექების წლიური ჯამი შეადგენს 400—450 მმ-ს. ნალექები თოვლის სახით, მართალია, ხშირია, მაგრამ ლელმიან დღეთა განმეორება იწვევს თოვლის საბურველის არამდგრადობას; თოვლის საბურველის სიმაღლე 10 სმ-ს აღწევს.

ხშირი მოვლენაა ზამთარში ნიადაგის ზედაპირზე ყინულის ქერქის გაჩენა; იგი, როგორც ცნობილია, წარმოიშობა მაშინ, როდესაც ძლიერ ათბობას მკვეთრი აცივება მოსდევს; მას შემოდგომის ნათესებისათვის დიდი ზიანი მოაქვს; იგივე უნდა ითქვას ლიპყინულის შესახებაც, რომელიც —2, —5° ტემპერატურის პირობებში გადაცივებული წვიმის (ნისლის) დროს წარმოიშობა.

ზაფხულში დასავლეთ რაიონებში ჩრდილო-დასავლეთის ქარები ჭარბობს. ჰაერის მასების ტრანსფორმაციის პროცესები ინტენსიურად მიმდინარეობს. ივლისის საშუალო ტემპერატურა 18—22°-ს აღწევს. მაქსიმალურმა ტემპერატურამ შეიძლება 40°-ს მიაღწიოს. ნალექები ძირითადად გამოწვეულია ციკლონური და კონვექციური პროცესებით; კარპატებში და ვოლინო-პოდოლის მაღლობზე ზაფხულის ცალკეულ თვეებში ნალექები 150—200 მმ-ს აღწევს, სამხრეთით კლებულობს და უკრაინისა და მოლდავეთის სამხრეთ რაიონებში 30—40 მმ-მდე მცირდება.

აღმოსავლეთ რაიონებში (ყუბანისა და კასპიისპირა დაბლობი) ზამთარი დასავლეთთან შედარებით უფრო ცივია. ქვედა ვოლგაზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა —8, —12° შორის იცვლება. კასპიის ზღვის შემარბილებელი გავლენა სანაპიროს ტემპერატურაზე მისი გაყინვის გამო არ იგრძნობა (ასტრახანი —7°, გურიევი —10°). აქ ზამთარში გაბატონებულია ანტიციკლონის სამხრეთი პერიფერიის აღმოსავლეთისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარები. ვოლგის სანაპიროებზე თოვლის საბურველის სიმაღლე 40—50 სმ-ს აღწევს, სარატოვის სამხრეთით იგი კლებულობს, კასპიისპირა დაბლობზე კი არამდგრადია.

ზაფხულში ციკლონური პროცესები ძლიერ სუსტდება და აღნიშნული პერიოდის თერმული და ტენიანობის რეჟიმის ჩამოყალიბებაში ჰაერის ტრანსფორმაციის პროცესებს უპირატესობა ენიჭება. ეს გარემოება განაპირობებს სამხრეთი ზონის აღმოსავლეთი რაიონების მნიშვნელოვან კონტინენტურობას დასავლეთ რაიონებთან შედარებით. ივლისის საშუალო ტემპერატურა ჩრდილოეთ ნახევარში 21—23°-ია, ხოლო სამხრეთში — 24—25°; აბსოლუტური მაქსი-

მუმი 40°-ს აღემატება. კასპიისპირა დაბლობისა და ვოლგის ჩრდილოეთ ნაწილში ზაფხულის სამივე თვის ნალექების ჯამი 100 მმ-ს აღწევს, სამხრეთით — 50 მმ-ს; ეს უკანასკნელი 2,5-ჯერ ნაკლებია უკრაინის ნალექებზე. ნალექების სიმცირის გამო რადიაციული ბალანსის უმნიშვნელო რაოდენობა იხარჯება აორთქლებაზე.

აღმოსავლეთის რაიონებში ხშირია გვალვები. მრავალწლიური მონაცემებით გვალვების განმეორება დაახლოებით 30%-ს შეადგენს. სოფლის მეურნეობისათვის განსაკუთრებით მძიმე პირობები იქმნება, როდესაც გვალვები იწყება გაზაფხულზე და ზაფხულის თვეებშიც გრძელდება. გვალვებს გარდა, ამ რაიონებში ხშირია ჰაერის ტრანსფორმაციასთან დაკავშირებული ქარშოშინი, რომელიც მშრალ და ცხელ სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარებს წარმოადგენს. იგი დიდ ზიანს აყენებს მცენარეულობას მისი ზედაპირიდან აორთქლების მკვეთრი მომატების შედეგად.

§ 4. ყირიმის კლიმატი

მიუხედავად იმისა, რომ ყირიმის ნახევარკუნძული სამი მხრიდან ზღვითაა გარშემორტყმული, ამ უკანასკნელის ზეგავლენა სამხრეთ სანაპიროს გამოკლებით ძალზე შესუსტებულია. ეს რაიონი მთელი წლის განმავლობაში უმთავრესად კონტინენტის გავლენას განიცდის. ყირიმის მთები წარმოადგენს ძირითად კლიმატგამყოფს: ისინი სამხრეთ სანაპირო ზოლს გამოყოფენ ჩრდილოეთისაგან; ამგვარად, მთელი ნახევარკუნძული კლიმატური თვალსაზრისით შეიძლება დაიყოს სამ რაიონად: ჩრდილოეთ, მთიან და სამხრეთ სანაპიროდ.

ჩრდილოეთის რაიონი სტეპურ ლანდშაფტს წარმოადგენს. კლიმატური პირობები აქ კონტინენტის გავლენით ყალიბდება. ეს რაიონი სამხრეთ უკრაინის ველებისაგან მეტი სიმშრალით გამოირჩევა — ნალექების წლიური ჯამი 350 მმ-ია. ზამთრის უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა —2° შეადგენს და რამდენიმე გრადუსით აღემატება უკრაინის სამხრეთ რაიონებისას. ზამთარში კონტინენტიდან მონადენი ჩრდილოეთისა და ჩრდილო-აღმოსავლეთის ქარებია გაბატონებული, რის გამოც შავი და აზოვის ზღვების (ეს უკანასკნელი ზამთარში იყინება) გავლენა ნახევარკუნძულის კლიმატზე მნიშვნელოვნად სუსტდება. ხშირია ატლანტიკისა და განსაკუთრებით ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების მოქმედება, რომელთა დროსაც მთების სამხრეთ ფერდობზე და სანაპირო ზოლში მნიშვნელოვანი ნალექები მოდის. ჩრდილოეთ და ჩრდილო-დასავლეთ ფერდობზე სამხრეთის ციკლონები იწვევს ფიონურ პროცესებს. არქტიკული ჰაერის შემოჭრის შედეგად ზამთარში ტემპერატურა შეიძლება —30°-მდე დაეცეს

ზაფხულში ნახევარკუნძული, ისევე როგორც საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის სამხრეთი რაიონები, მაღალი წნევის არის გავლენას განიცდის და ბევრად არ განსხვავდება სამხრეთ უკრაინის თერმული რეჟიმისაგან. ივლისის საშუალო ტემპერატურა აქ 23 — 24°-ია, ხოლო ცენტრალურ სტეპურ ნაწილში იგი 25°-ც აღწევს. შეფარდებითი ტენიანობა საშუალოდ 45%-ს შეადგენს. ნალექები თვეში დაახლოებით 30 მმ-ია.

ყირიმის მთიანი რაიონი დიდ როლს ასრულებს ხმელთაშუა ზღვის ციკლონებთან დაკავშირებული ფრონტების გააქტიურებაში და ხელს უწყობს თავის ფერდობებზე უხვი ნალექების მოსვლას. 1000 მ სიმაღლეზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა —4, —5°-ია, მინიმალური —26°. საგრძნობია ისეთი მოვლენები, როგორიცაა ჭირხლი და ლიპყინულის გაჩენა. ეს ჰიდრომეტეორები განსაკუთრებით ქედის სამხრეთ-დასავლეთ რაიონებში შეინიშნება. ჩრდილოეთის ფერდობზე სამხრეთის ციკლონებით გამოწვეული ფიონური პროცესების ანალოგიურად, დასავლეთის ციკლონებიც განაპირობებს მსგავს მოვლენას სამხრეთ ფერდობზე. ეს უკანასკნელი უფრო ხანმოკლეა და არავითარ ზიანს არ იწვევს.

ივლისის საშუალო ტემპერატურა 1000 მ სიმაღლეზე დაახლოებით 15°-ია. მაქსიმალურმა ტემპერატურამ შეიძლება 26—28°-ს მიაღწიოს. ნალექების რაოდენობა სტეპებთან შედარებით, მართალია, სიმაღლით მატულობს, მაგრამ ზაფხულში იგი მაინც მნიშვნელოვანი სიმშრალით გამოირჩევა. ნალექების წლიური რაოდენობა 1000 მმ-ს აღემატება, ხოლო ნალექიან დღეთა რიცხვი 170—180-ს უდრის. თოვლის საბურველი აქ ჩნდება ნოემბერში და აპრილის შუა რიცხვებამდე გრძელდება. მდგრადი თოვლის საბურველი კი შუა დეკემბრიდან მარტის დამლევამდე დევს.

ყირიმის სამხრეთ სანაპიროს კლიმატი ხმელთაშუა ზღვის ტიპისაა. ზამთარი ნალექიანია, ხოლო ზაფხული მშრალი. ზამთარში სამხრეთ სანაპიროს ყირიმის მთები იცავს ჩრდილოეთის ცივი ქარებისაგან, ხოლო შავი ზღვა, რომელიც არ იყინება, უზრუნველყოფს სითბოთი. ამ გარემოებითაა გამოწვეული აქ მაღალი ტემპერატურული პირობები და მკაცრი ზამთრის უქონლობა. იანვრის საშუალო ტემპერატურა საშუალოდ 4°-ია, ივლისისა — 24°. მაქსიმალური ტემპერატურა 37°-ს არ აღემატება. შავი ზღვის გავლენით შემოდგომა გაზაფხულზე თბილია. ზაფხულის მაღალ ტემპერატურებზე შავი ზღვის გამაზომიერებელი გავლენა სანაპირო ბრიზების მეშვეობით არასაკმარისად შეიგრძნობა. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს იალტასა და კლებინინოს (სტეპური ნაწილი) შორის ტემპერატურული

განსხვავებანი. ნოემბრიდან მარტამდე იალტის საშუალო თვიური ტემპერატურები 4—6°-ით, ხოლო წლის თბილ პერიოდში (IV—X) 0,6—0,8°-ით აღემატება კლებინინოსას. როგორც ჩანს, ზაფხულის ტემპერატურებზე ზღვის ბრიზების (დღისით) და ხმელეთის ბრიზების (ღამით) მოქმედება მაინცდამაინც მნიშვნელოვან ეფექტს არ იძლევა, მიუხედავად იმისა, რომ აქ ბრიზიან დღეთა განმეორება მნიშვნელოვანია და საქართველოს შავი ზღვის სანაპიროსას არ ჩამოუვარდება.

უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა იალტაში საშუალოდ 247 დღეს შეადგენს და ცალკეულ წლებში შეიძლება 197-დან 289 დღემდე იცვლებოდეს.

ნალექების წლიური რაოდენობა 400—550 მმ-ია, მაქსიმუმი ზამთარშია. თოვლის საბურველი არამდგრადია და დღეთა რიცხვიც 11-ს შეადგენს. მდგრადი თოვლის საბურველი შეიძლება გაჩნდეს ძალზე მკაცრი ზამთრის პირობებში.

რბილი კლიმატი, შეხამებული ზღვისა და მთის კლიმატთან, მზის უხვი ნათება (2200 საათი), მდიდარი მწვანე ნარგავები და საუცხოო პეიზაჟები, ასეთია ყირიმის სანაპირო, რომელსაც საბჭოთა კავშირის კურორტებს შორის ერთ-ერთი პირველი ადგილი უკავია.

§ 5. ურალისა და დასავლეთ ციმბირის კლიმატი

ურალი მერიდიანულადაა გაჭიმული ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ. იგი ყოფს რუსეთის ვაკეს დასავლეთ ციმბირის დაბლობისაგან. ორივე დაბლობის კლიმატური პირობები ერთმანეთისაგან მკვეთრადაა განსხვავებული, მაგრამ ეს სხვადასხვაობა გამოწვეულია არა ურალის ქედით, რომლის სიმაღლითი მაჩვენებელი დიდი არ არის, არამედ ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესების თავისებურებებით. ურალის ქედი მხოლოდ დასავლეთიდან გადმონაცვლებული ფრონტების აქტიურობას ადიდებს, რის შედეგადაც დასავლეთის ფერდობი უფრო მეტად ირწყვება ნალექებით, ვიდრე აღმოსავლეთი. ვინაიდან სიმაღლის მაჩვენებლების მიხედვით ურალის ქედი დამოუკიდებელ კლიმატურ ერთეულს ვერ ქმნის, ამიტომ კლიმატური პირობების მიხედვით დასავლეთ ფერდობს რუსეთის ვაკეს აკუთვნებენ, ხოლო აღმოსავლეთის ფერდობს — დასავლეთ ციმბირის დაბლობს. მაგრამ ურალში ბევრი ადგილობრივი თავისებურებანი შეინიშნება, რომლებიც დაკავშირებულია რელიეფის ფორმასა და ფერდობის ექსპოზიციასთან. ურალის დასავლეთი ფერდობის ზოგიერთ ნაწილში 300 მმ-ით მეტი ნალექი მოდის, ვიდრე აღმოსავლეთ

ფერდობზე. თოვლის საბურველის სიმაღლე პირველ ფერდობზე ზოგჯერ 1 მ-ს აღწევს, ხოლო მეორე ფერდობზე — 30—50 სმ-ს. ზამთარში ხშირია ტემპერატურის ინვერსიები.

რუსეთის ვაკისა და დასავლეთ ციმბირის დაბლობის მსგავსად ურალი სამ კლიმატურ ზონაში ვრცელდება: ტუნდრის, ტაიგისა და სტეპების. ურალის განმასხვავებელ ნიშანს ის წარმოადგენს მხოლოდ, რომ აქ სიმაღლესთან დაკავშირებით ყველა კლიმატური ზონის საზღვარი დაახლოებით 200 კმ-ით სამხრეთითაა გადმონაცვლებული.

დასავლეთ ციმბირის ჩრდილოეთი ნაწილი არქტიკული და სუბარქტიკული კლიმატის ზონაში მდებარეობს და ტუნდრითა და ტყე-ტუნდრითაა წარმოდგენილი. ეს ზონა განიცდის როგორც ატლანტიკის ოკეანის, ისე აზიის კონტინენტის ზეგავლენას. ზამთარში ატლანტიკის ჰაერის მასები აქ (არქტიკულ ფრონტზე) ციკლონების მეშვეობით ხვდება. იანვრის საშუალო ტემპერატურა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ —20-დან —30°-მდე იცვლება, ხოლო ივლისში 12-დან 16°-მდე. ნალექების რაოდენობა განსაკუთრებით საგრძნობია ჩრდილო-დასავლეთ რაიონებში, სადაც იგი 300 მმ-ს აღწევს, თოვლის საბურველი 80—90 სმ-ია. აღმოსავლეთით და აგრეთვე სამხრეთითაც აღნიშნული ელემენტები მნიშვნელოვნად კლებულობს. ეს გარემოება იმაზე მიუთითებს, რომ დასავლეთ ციმბირის რაიონებში მიმდინარეობს ატლანტიკური ჰაერის სრული ტრანსფორმაცია კონტინენტურ ჰაერად.

დასავლეთ ციმბირის ზომიერ განედებზე, ევროპული ტერიტორიისაგან განსხვავებით, კლიმატური პირობები კონტინენტის ზეგავლენით დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ თითქმის ერთგვაროვნებით ხასიათდება, მაშინ როდესაც ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ იგი მნიშვნელოვნად იცვლება.

ზამთარში ციმბირის ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიაზე განვითარებული სამხრეთისა და სამხრეთ-დასავლეთის ქარებს დასავლეთ ციმბირის ტერიტორიაზე მოაქვს ზომიერი განედების კონტინენტური ჰაერი. ცენტრალურ რაიონებში, რომლებიც ტაიგის ლანდშაფტითაა წარმოდგენილი, იანვრის საშუალო ტემპერატურა —18, —20°-სს შორის იცვლება. თოვლის საბურველის სიმაღლე ჩრდილოეთთან შედარებით განახევრებულია (40 სმ); თოვლი 6 თვის განმავლობაში დევს. ციკლონური პროცესების დროს ხშირია ქარიშხალი და თოვლიანი ქარბუქი. ნალექების წლიური რაოდენობა 400—500 მმ-ია. იანვარში შეფარდებითი ტენიანობა 75—80%-მდე მერყეობს.

ზაფხულში ცენტრალურ ზონაში არქტიკის ანტიციკლონიდან ჭრის ჩრდილოეთის ქარები, რომელთაც ტენით ღარიბი არქტიკული ჰაერი მოაქვს.

ტყის ზონაში არქტიკული ჰაერის ტრანსფორმაცია ზომიერი განედების კონტინენტურ ჰაერად ზაფხულის პერიოდში ინტენსიურად მიმდინარეობს. ივლისის საშუალო ტემპერატურა ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ 16-დან 17—18°-მდე იცვლება. ნალექების რაოდენობა მეტია ზამთრისაზე და ცალკეულ თვეებში 70—80 მმ-ს შეადგენს.

დასავლეთ ციმბირში სტეპების ზონის ჩრდილოეთი საზღვარი დიდი კონტინენტურობის გამო, ევროპულ ტერიტორიასთან შედარებით, ჩრდილოეთითაა გადანაცვლებული. მისი სამხრეთი საზღვარი ყაზახეთის ნახევრად უდაბნოებს და მშრალ სტეპებს ემიჯნება. აქ ზამთარი მკაცრი იცის, იანვრის საშუალო ტემპერატურა —15, —18°-ია და უტოლდება არხანგელსკის ოლქისას. მინიმალური ტემპერატურა —45, —50°-ს აღწევს. ზაფხული თბილია, ივლისის საშუალო ტემპერატურა 20—22°-ია. ნალექების წლიური ჯამი 250—400 მმ-ია. თოვლის საბურველის სიმაღლე 30—40 სმ-ს აღწევს. შეფარდებითი ტენიანობა სამხრეთ რაიონებში 13 საათზე 40—45%-ს შეადგენს. სამხრეთით ტენიანობის სიმცირის გამომწვევია ის, რომ ზაფხულის განმავლობაში არქტიკიდან მოსული ჰაერის მასები მცირე ტენშემცველობით ხასიათდება და კონტინენტზე მათი ტრანსფორმაცია გადიდებული რადიაციული ბალანსის პირობებში მიმდინარეობს. ეს გარემოება იწვევს კონდენსაციის დონის ამაღლებას და ციკლონური პროცესების შესუსტებას. ხშირია გვალვებისა და ქარშიშინის შემთხვევები, რომელთა დროსაც ტემპერატურამ შეიძლება 35 და ზოგჯერ 40°-ს მიაღწიოს, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა 20%-მდე დაეცეს.

დასავლეთ ციმბირს სამხრეთ-აღმოსავლეთით ესაზღვრება ალტაისა და საიანების მთათა სისტემა. ისინი გამოირჩევიან კლიმატის კონტინენტურობით, მაგრამ ადგილის სიმაღლე და ხელსაყრელი ექსპოზიცია დასავლეთ ციმბირის დაბლობთან შედარებით განაპირობებს კლიმატური ელემენტების მეტ ზომიერებას. აქ იანვრის საშუალო ტემპერატურა 2—3°-ით მაღალია, ვიდრე ჩრდილოეთ ყაზახეთის სტეპებში. ციკლონური პროცესებით გამოწვეული ნალექების რაოდენობა დასავლეთ ალტაის ზოგიერთ პუნქტზე 1500 მმ-ს აღწევს, აღმოსავლეთ ფერდობზე ის 200—300 მმ-მდე მცირდება. ზაფხულში ტემპერატურები სიმაღლით კლებულობს და ივლისის საშუალო ტემპერატურა 19°-ს შეადგენს, 1000 მ სიმაღლეზე 14—16°-ია.

§ 6. ალმოსავლეთ ციმბირის კლიმატი

აღმოსავლეთ ციმბირი მდებარეობს მდ. ენისეისა და სტანოვოისა და კოლიმის ქედებს შორის. აღმოსავლეთ ციმბირის კლიმატი გამოირჩევა უაღრესად მკვეთრად გამოხატული კონტინენტურობით: ძალზე ცივი ზამთრით, თბილი ზაფხულით და მცირე ნალექებით. კონტინენტურობის ძირითადი ნიშნები აქ მკლავნდება ზამთარში, როდესაც აზიის კონტინენტის გაცივების შედეგად მყარდება მდგრადი ანტიციკლონი. ამ ვეებერთელა ტერიტორიის ერთფეროვანი კლიმატი ძირითადად გამოწვეულია ციმბირის ანტიციკლონისა და ზაფხულში აზიის ბარიული დეპრესიის ზეგავლენით.

ატლანტიკისა და წყნარი ოკეანიდან ჰაერის მასები აღნიშნულ რაიონამდე ვერ აღწევს; ძირითად მასაზრდოებელს არქტიკიდან მონადენი ტენით ღარიბი ჰაერის მასები წარმოადგენს, რომელნიც ზამთარში და ზაფხულში ტრანსფორმირდებიან ზომიერი განედების კონტინენტურ ჰაერად. ეს უკანასკნელი ზამთარში რელიეფის ფორმის ზეგავლენით არქტიკულ ჰაერზე უფრო ცივი და მშრალია.

იაკუტიასა და ამიერ-ბაიკალში ზამთარი გამოირჩევა ძალზე დაბალი ტემპერატურით და მცირე ტენიანობით. იაკუტსკში იანვრის საშუალო ტემპერატურა —43°-ია. ყველაზე დაბალი ტემპერატურები შენიშნულია იაკუტიის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში — იქ, სადაც რელიეფის უარყოფით ფორმებთან გვაქვს საქმე. ასეთ ადგილს წარმოადგენს ვერხოიანსკისა და ოიმიაკონის რაიონი, სადაც იანვრის საშუალო ტემპერატურა —50°-ს შეადგენს, ხოლო აბსოლუტური მინიმუმი —70°-მდე ჩამოდის და ანტარქტიდის შემდეგ მსოფლიოში ყველაზე დაბალ ტემპერატურად ითვლება („სიცივის პოლუსი“).

ამიერ-ბაიკალის ჩრდილოეთით ციკლონური პროცესები ცოტაოდენ ძლიერდება, რის შედეგადაც ცენტრალურ იაკუტიაში თოვლის საბურველის სიმაღლე 20 სმ-ს აღწევს.

ზაფხული იაკუტიაში საკმარისად თბილია. ივლისის საშუალო ტემპერატურა 15—20°-ს აღწევს. ტემპერატურის საშუალო წლიური ამპლიტუდა 40°-დან (ბაიკალის რაიონი) მატულობს ჩრდილოეთის მიმართულებით 60—65°-მდე (იაკუტსკი, ვერხოიანსკი); ნალექები ძირითადად ზაფხულში მოდის.

აღსანიშნავია, რომ აღმოსავლეთ ციმბირის ტერიტორიაზე ივლისის 15°-იანი იზოთერმა დაახლოებით ჩ. გ. 70° აღწევს. ასეთი მაღალი ტემპერატურა მსოფლიოს არც ერთ რაიონში პოლარული წრის გადაღმა არ შეინიშნება. ნალექების წლიური რაოდენობა მდ.

ენისეის მიდამოებში 300—600 მმ-ია; აღმოსავლეთით იგი კლებულობს და მდ. ლენას აუზში 300 მმ-ზე ნაკლებს შეადგენს. ბაიკალის მიდამოებში და ამიერ-ბაიკალში ზამთარი მცირე მოღრუბლულობით და ნათელი და წყნარი ამინდით ხასიათდება. თოვლის სიმაღლე 15—30 სმ-დან ზოგიერთ ადგილას 2—5 სმ-მდე მცირდება.

ზამთარში ბაიკალის ტბის გამათბობელი გავლენა სანაპიროდან მცირე მანძილზე ვრცელდება. განსაკუთრებით ეს ითქმის ზამთრის პირველ ნახევარზე, სანამ ტბა გაიყინებოდეს. ბაიკალის კუნძულზე იანვარში ჰაერის საშუალო ტემპერატურა —9°-ია, ნაპირიდან 170 კმ დაშორებით —25°; ზაფხულში ტბა ამცირებს თავის მიდამოების ტემპერატურას დაახლოებით 5°-ით. ბაიკალის ტბის რაიონში შემოდგომა საგრძნობლად თბილია გაზაფხულზე, კერძოდ სექტემბერი 5°-ით თბილია მაისზე; ეს გარემოება მიუთითებს ბაიკალის ტბის აკვატორიისა და მისი სანაპიროს კლიმატის ზღვიურ ხასიათზე, მიუხედავად იმისა, რომ აღნიშნული ტბა ვრცელი კონტინენტის სიღრმეშია მოთავსებული. კლიმატის ზღვიურ ხასიათს განაპირობებს ტბის დიდი ფართობი და სიღრმე, ტბის ქვაბულის მდგომარეობა, სადაც გარშემორტყმული ქედები ძლიერ ასუსტებს ჰაერის გაცვლას ტბასა და მიმდებარე ტერიტორიას შორის, და სუსტი ქარები, რომლებიც საერთოდ აღმოსავლეთ ციმბირისთვისაა დამახასიათებელი.

ზემოაღნიშნული მიზეზები და აგრეთვე ზაფხულობით წყლის ზედაპირზე ჰაერის ტემპერატურის ინვერსიული განაწილება იწვევს ნალექწარმომშობი პროცესების შესუსტებას და აქედან გამომდინარე, ნალექების რაოდენობის მნიშვნელოვნად შემცირებას (თბილ პერიოდში დაახლოებით 200 მმ, ცივში 30 მმ-ზე ნაკლები).

§ 7. შორეული აღმოსავლეთის კლიმატი

შორეული აღმოსავლეთის კლიმატი მუსონური ხასიათისაა: ზამთარში ქარები კონტინენტიდან ქრის, ხოლო ზაფხულში ოკეანიდან. ზამთარში ჩრდილო-დასავლეთის კონტინენტური ქარები წარმოადგენს ციმბირის ანტიციკლონის აღმოსავლეთ პერიფერიის ცივ და მშრალ დინებებს, რომელნიც კონტინენტის სანაპიროზე ტემპერატურას და ტენიანობას ძალზე ამცირებენ და ამით თითქმის მთლიანად გამორიცხავენ წყნარი ოკეანის ზეგავლენას სანაპიროს კლიმატზე. ზამთარი აქ ცივი და მშრალია, ნალექების (თოვლის) რაოდენობა შემცირებულია და ჭარბობს ნათელი, ნაკლებ ღრუბლიანი ამინდი. ზაფხულში, წყნარი ოკეანის პოლარული ფრონტის დასავლეთ განშტოებაზე ციკლონური პროცესები ინტენსიურად ვითარდება და სანაპირო ზოლში განაპირობებს ოკეანის მხრიდან სამხრეთისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარებს. ეს იწვევს ტენიანობისა და მოღრუბლულობის მნიშვნელოვნად მომატებას, ნალექების უხვად მოსვლას და ტემპერატურის შემცირებას. ოკეანის გავლენას ხმელეთზე ხელს უშლის მერიდიანულად მიმართული ქედები (ჯუგჯურის, კოლიმისა და სხვ.). როგორც ჩანს, ზამთრის კონტინენტური მუსონები, რომელთაც ზემოაღნიშნული ქედების გადმოლახვა უხდებათ, ვერტიკალურად უფრო მძლავრი ყოფილა, ვიდრე ზაფხულისა.

ზომიერი განედების გარდა მუსონური ტენდენცია იგრძნობა შორეული აღმოსავლეთის უკიდურეს ჩრდილოეთ რაიონებში — სუბარქტიკულ ზონაშიც, მაგრამ მუსონების სეზონური ცვლა (აქ ზამთარში ჩრდილოეთიდან, ხოლო ზაფხულში სამხრეთიდან ქრის) გამოწვეულია არა იმდენად კონტინენტისა და ოკეანის შორის თერმული სხვადასხვაობით, რამდენადაც ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის სეზონური ცვლილებით.

სუბარქტიკული ზონიდან მოყოლებული ვლადივოსტოკამდე მთლიანი რადიაცია იანვარში 0,5-დან 5,0 კკალ-მდე იცვლება. მიუხედავად მნიშვნელოვანი ინსოლაციისა, სამხრეთ რაიონების სანაპიროზე კონტინენტური ცივი ჭარების ზეგავლენით (მათი განმეორება 70%-ს აღწევს) იანვრის საშუალო ტემპერატურა —13, —20°-მდე ეცემა. ვლადივოსტოკში იგი —14°-ია, ხაბაროვსკში —23°. იმავე განედის სხვა პუნქტებზე ტემპერატურა გაცილებით მეტია (შუა აზია 0, —5°, კავკასიის შავი ზღვის სანაპირო +3, +6°). უფრო დასავლეთით მდ. ამურის ხეობაში ტემპერატურა უფრო ნაკლებია და იგი —20, —25° შორის მერყეობს (ხაბაროვსკი —23,1°). განსაკუთრებით აღსანიშნავია ის გარემოება, რომ ციმბირის ანტიციკლონის ზეგავლენით —25 და —30°-იანი იზოთერმა მჭიდროდ მიუყვება ოხოტის ზღვის სანაპირო ზოლს და ვრცელდება ჩრდილოეთისაკენ სუბარქტიკულ და არქტიკულ ზონამდე.

კამჩატკაზე და კურილის კუნძულებზე ზამთრის კონტინენტური მუსონები საგრძნობლად სუსტდება და ამიტომ ზამთარიც შედარებით ნაკლები სიმკაცრით და მეტი ნალექიანობით ხასიათდება. იგივე უნდა ითქვას მდ. ამურის ქვედა წელის მიდამოებზეც, სადაც, მართალია, ტემპერატურის ცვლილებაში დიდი გარდატეხა არ ხდება (—20, —25°), მაგრამ ნალექების მატებას აშკარად აქვს ადგილი. ეს გამოწვეულია ოხოტისა და ბერინგის ზღვაზე ციკლონური პროცესების გაძლიერებით. კამჩატკაზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა

—10, —18° შორის მერყეობს, ხოლო კურილის კუნძულებზე იგი —5, —10° შორის იცვლება.

ნალექების წლიური რაოდენობა იაპონიისა და ოხოტის ზღვის დასავლეთ სანაპიროზე, სამხრეთ სახალინსა და კამჩატკის აღმოსავლეთ ნაპირზე 600—700 მმ-ს აღემატება, ხოლო მდ. ამურის ქვედა დინების რაიონში, ჩრდილოეთ სახალინსა და კამჩატკის დასავლეთ სანაპიროზე იგი 300—500 მმ-მდე მცირდება.

თოვლის საბურველის სიმაღლე ზამთარში მცირეა სამხრეთ რაიონებში (20—30 სმ), ხოლო ჩრდილოეთით ამურის ქვედა დინებისაკენ მატულობს 60—70 სმ-მდე. თოვლის საბურველის სიმაღლე მაქსიმალურ სიდიდეს კამჩატკის აღმოსავლეთ ნაწილში აღწევს (100—110 სმ).

ზაფხულში ციკლონური მოქმედების გაძლიერების შედეგად ოკეანურ მუსონს ტენის დიდი რაოდენობა მოაქვს. ეს იწვევს შეფარდებითი ტენიანობის, მოღრუბლულობის და ნალექების მნიშვნელოვნად გადიდებას და მზის ინსოლაციისა და ტემპერატურის შემცირებას. ივლისის საშუალო ტემპერატურა სამხრეთ რაიონებში (ვლადივოსტოკი, ხაბაროვსკი) მცირდება 15—20°-მდე და 4—5°-ით ნაკლებია იმავე განედების ყირიმის, კავკასიისა და შუა აზიის ცალკეული პუნქტების ტემპერატურაზე. ოხოტის ზღვის დასავლეთ სანაპიროსა და კამჩატკაზე ივლისი ძალზე გრილია (10—15°), უფრო ჩრდილოეთით ივლისის ტემპერატურა კლებულობს 5—10°-მდე.

ზღვისპირეთსა და ამურისპირეთში ზაფხულში წლიური ნალექების 60—70% მოდის, ხოლო კამჩატკაზე 30—40%. შეფარდებითი ტენიანობა ამ პერიოდში 80%-ს აღემატება.

§ 8. შუა აზიის კლიმატი

შუა აზიის ტერიტორია ძირითადად ზომიერ და სუბტროპიკულ ზონაშია მოქცეული. ოკეანიდან დაშორება და ოროგრაფიული პირობები ძირითადად განაპირობებს მის კონტინენტურობას და კლიმატური ელემენტების მნიშვნელოვან რყევას. კასპიისა და არალის ზღვის გავლენა სანაპირო რაიონების კლიმატზე ძალზე შეზღუდულია. სანაპირო ზოლში ტენიანობისა და ნალექების რაოდენობა მცირედ განსხვავდება მოსაზღვრე უდაბნოებისაგან.

შუა აზიაში ზამთარში გაბატონებულია არქტიკული ან გადაცვებული კონტინენტური ჰაერი, რომელიც ციმბირის ანტიციკლონის დასავლეთი განშტოების სამხრეთ პერიფერიიდან მოედინება აღმოსავლეთისა და ჩრდილო-აღმოსავლეთი ქარების სახით. აღნიშნულ

ქარებს სამხრეთის მიმართულებით არავითარი წინააღმდეგობა არ აკავებს და ამიტომ თურანის დაბლობზე იანვრის იზოთერმები ზონალურადაა განაწილებული. განსაკუთრებით მკაცრი ზამთრით გამოირჩევა თურანის დაბლობის ჩრდილოეთი ნაწილი, რომელიც მთლიანად ციმბირის ანტიციკლონის ზეგავლენას განიცდის; აქ ლელმიანი დღეები ძალზე იშვიათია, ამინდის ანტიციკლონური ტიპია გაბატონებული, რომლის დროსაც ინტენსიურ გამოსხივებას აქვს ადგილი. იანვრის საშუალო ტემპერატურა —10, —15° შორის იცვლება. ტემპერატურის მინიმუმი —35, —40°-ს აღწევს, ხოლო საშუალო წლიური ამპლიტუდა — 37—41°-ს. არალისა და კასპიის ზღვაზე ამპლიტუდა 4—6°-ით მცირდება. ნალექების რაოდენობა ზამთრის ცალკეულ თვეებში დაახლოებით 15 მმ-ს შეადგენს. თოვლის საბურველი მცირეა (10—20 სმ) და ქარის მიერ ადვილად გადაიტანება. შუა აზიის სამხრეთ ნაწილში (ჩ. გ. 43—44°-ის სამხრეთით), ჩრდილოეთისაგან განსხვავებით, ზამთარში ციკლოგენეზი ინტენსიურადაა განვითარებული და ამიტომ ამინდიანობის პირობებიც არამდგრადობით ხასიათდება. აქ ხშირია ლელმიანი დღეები. იანვრის საშუალო ტემპერატურა სამხრეთ სუბტროპიკულ რაიონებში ნულზე მაღალია და მის ჩრდილოეთ საზღვარზე —7, —8°-მდე მცირდება; ძლიერ ცივ ზამთარში ტემპერატურა შეიძლება —30, —35°-მდე დაეცეს. ამის შედეგად სამხრეთ რაიონებში (თურქმენეთი) ზოგიერთი მარადმწვანე სუბტროპიკული მცენარე ფეხს ვერ იკიდებს. წლის ცივ პერიოდში (ნოემბრიდან მარტამდე) ნალექების რაოდენობა წლიური ჯამის 70%-ს შეადგენს; იგი ყარაყუმისა და ყიზილ-ყუმის უდაბნოებში 50-დან 100 მმ-მდე მცირდება.

შუა აზიის ჩრდილოეთ და სამხრეთ რაიონებს შორის განსხვავება ცირკულაციურ პროცესებში ზაფხულის სეზონშიც შეინიშნება. უდაბნოთა ჩრდილოეთ ნაწილში ციკლონური პროცესები შედარებით იშვიათია, მაგრამ თავისი მოქმედების დროს მოიცავს მნიშვნელოვან ტერიტორიას (ჩ. გ. 43—44°-მდე); ეს იწვევს აქ კონდენსაციის დონის დაბლა დაწევას სამხრეთ ზონასთან შედარებით. ივლისის საშუალო ტემპერატურა 21—22°-დან სამხრეთით მატულობს 28°-მდე. ჰაერის ტემპერატურა 2—3°-ით ნაკლებია არალისა და კასპიის ზღვის სანაპიროებზე. არალის ზღვის ცენტრალურ ნაწილში წყლის ტემპერატურა 26—27°-ია, სანაპირო ზოლში 30°. მაქსიმალური ტემპერატურა 40—45°-ს აღწევს, მაგრამ ივლისში ღამით 6—8°-ზე დაბლა არ ეცემა. ტემპერატურის დღეღამური ამპლიტუდა საშუალოდ 13—15°-ია, მაგრამ ცალკეულ შემთხვევებში იგი 20°-საც აღწევს. ჩრდილოეთი რაიონების ტენიანობა საერთოდ უმნიშვნელოა, მაგრამ

ზაფხულის თვეებში ნალექები თანაბრადაა განაწილებული. ივნისიდან სექტემბრამდე ჩრდილოეთ ნაწილში ნალექები 60—70 მმ-ს აღწევს, ხოლო სამხრეთით 20 მმ-მდე მცირდება. შეფარდებითი ტენიანობა 30%-ზე ნაკლებია.

სამხრეთით გადაადგილებასთან ერთად ტემპერატურისა და სიმშრალის მატება საგრძნობი ხდება. ცხელი, უღრუბლო და მშრალი ამინდის ფორმირება (სამხრეთ ზონაში) თითქმის სტაციონარული თერმული დეპრესიის პირობებში მიმდინარეობს. უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა აქ უდიდეს მნიშვნელობებს აღწევს (28—32°). ცალკეულ დღეებში მან შეიძლება 45—50°-ს მიაღწიოს, ხოლო ყარაყუმის უდაბნოს სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში და მდ. ამუ-დარიის ზემო დინების რაიონში (თერმეზის რაიონი) 50°-ს გადააჭარბოს. ეს საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე ყველაზე მაღალი ტემპერატურაა და ამიტომ ყველაზე ცხელ ადგილად ითვლება. აღნიშნულ რაიონში ჰაერის ტემპერატურის დღეღამური რყევა ცალკეულ დღეებში 50°-ს, ხოლო ნიადაგის ზედაპირზე 60°-ს აღწევს. აღნიშნულ ზონაში ზაფხულის თერმული დეპრესიის არსებობა იწვევს ჩრდილოეთის ქარების გაბატონებულ მიმართულებას, რომელიც ხშირად ქვიშიან ქარიშხალში გადადის და დიდ ზიანს აყენებს მეცხოველეობას და საერთოდ სოფლის მეურნეობას. ცენტრალურ ყარაყუმში ქარის საშუალო სიჩქარე ივლისში 5,0—5,5 მ/წმ აღწევს. ჰაერის აბსოლუტური ტენიანობა ძალზე მცირეა (10—15 მმ), ხოლო ტენიანობის დეფიციტი კასპიის ზღვის სანაპიროდან (25 მმ) მატულობს აღმოსავლეთით (50—70 მმ). მდ. ამუ-დარიის შუა და ზედა დინების რაიონში ნალექების რაოდენობა ივნისიდან სექტემბრის ჩათვლით შეადგენს 2-დან 5 მმ-მდე, იგი მატულობს დასავლეთით და ჩრდილოეთით 15—20 მმ-მდე.

შუა აზიის მთათა სისტემის (დასავლეთ ტიან-შანი, პამირ-ალაი, კოპეტ-დაღი) კლიმატური და ლანდშაფტური პირობები (ვერტიკალური ზონალობა) უდაბნოს კვალს ატარებს. აქ გაბატონებულია უდაბნოს, ნახევარუდაბნოსა და ველების ქსეროფიტული მცენარეულობა. ზოგჯერ იქაც კი, სადაც ნალექების საკმარისი რაოდენობა მოდის, უდაბნოს მცენარეულობა ჭარბობს. ზამთარში ციკლონური პროცესების გაძლიერების შედეგად ტიან-შანისა და პამირის დასავლეთ და სამხრეთ-დასავლეთ ფერდობზე ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობა მოდის (თვეში 50—100 მმ და მეტი). მისი წლიური რაოდენობა 1000—1500 მმ-ს აღემატება; ყველაზე თბილი ადგილი ზამთარში (+2, +3°) დასავლეთ გისარის ქედის სამხრეთი ფერდობია (პამირის დასავლეთი ნაწილი). კოპეტ-დაღის მთებიც საკმაო სითბოთი გამოირჩევა. მაგალითად, 2000 მ სიმაღლეზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა —3,7°-ია, ხოლო წინა მთების რაიონში დადებითი სიდიდეებით ხასიათდება. ზაფხულობით ხშირია ფიონური მოვლენები (გარმსილი), რომელთა დროსაც ჰაერის ტემპერატურა 35—40° აჭარბებს, ხოლო შეფარდებითი ტენიანობა 20%-ზე დაბალია. ყველგან თოვლის ხაზი 4000—4500 მ სიმაღლეზე მდებარეობს.

§ 9. კავკასიის კლიმატი

კავკასია მდებარეობს ზომიერი და სუბტროპიკული განედების საზღვარზე და ამიტომ კლიმატური პირობების მრავალფეროვნება აქ ძირითადად რადიაციული და ორივე სარტყელისათვის დამახასიათებელი რთული ცირკულაციური პროცესებითაა გაპირობებული. თვით კავკასიონის ქედი — პარალელური და მერიდიანული ქედებით წარმოადგენს უმნიშვნელოვანეს კლიმატურ ფაქტორს. მისი თითქმის განედური განლაგება და მნიშვნელოვანი ჰიფსომეტრიული მაჩვენებელი წარმოადგენს იმ ზღუდეს, რომელიც ხელს უშლის ჩრდილოეთიდან შემოსული ცივი ჰაერის მასებისა და სამხრეთის თბილი მასების ქედის ორივე მხარეს გავრცელებას.

ატმოსფეროს ცირკულაციური, ტემპერატურული და ტენიანობის რეჟიმის მიხედვით კავკასიაში გამოიყოფა შემდეგი კლიმატური ოლქი: ჩრდილოეთ კავკასია, კავკასიონის მაღალმთიანი ზონა, ამიერკავკასიის დასავლეთი და აღმოსავლეთი ნაწილი და სამხრეთ მთიანეთი.

ჩ რ დ ი ლ ო ე თ ი კ ა ვ კ ა ს ი ა მნიშვნელოვანი კონტინენტურობით ხასიათდება: ამის მიზეზია ის, რომ ამ ტერიტორიაზე ზამთარში შედარებით მაღალი წნევის არეში ფორმირდება კონტინენტური ჰაერი, რომელიც ციმბირის ანტიციკლონის დასავლეთ პერიფერიიდან მოედინება აღმოსავლეთისა და სამხრეთ-აღმოსავლეთის ქარების სახით. ზამთარში ჩრდილოეთ კავკასია ძირითადად ევროპის ციკლონების ზეგავლენას განიცდის, მაგრამ მის დასავლეთ ნაწილში ხმელთაშუა ზღვის ციკლონების ზემოქმედებაც ზამთრის რეჟიმზე გარკვეულ როლს ასრულებს. მთისწინეთში ხშირი მოვლენაა ნისლიანობა და ლიპყინულის წარმოშობა, რომელიც გამოწვეულია კავკასიონის ჩრდილოეთ ფერდობზე ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან და აღმოსავლეთიდან მონადენი ჰაერის მასების გაცივებით და ორთქლის კონდენსაციით.

ჰაერის ტემპერატურა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ კონტინენტურობის მატებასთან ერთად კლებულობს: მდ. ყუბანის შუა

დინების რაიონში იანვრის საშუალო ტემპერატურა —2, —3°-ია, ხოლო მდ. თერგის შუა წელში —4, —5°, კასპიის ზღვის სანაპიროზე ტემპერატურა მატულობს —1, —2°-მდე. ჩრდილო კავკასიის შავი ზღვის სანაპირო დადებითი ტემპერატურებით ხასიათდება (+2, +4°). არქტიკული ჰაერის შემოჭრისას ტემპერატურა შეიძლება —20, —30°-მდე დაეცეს. ეს გარემოება განსაკუთრებით იგრძნობა ნოვოროსიისკის სანაპირო ზონაში, როდესაც ძლიერი ბორა უბერავს. ქარის სიჩქარე ბორას დროს 20 მ/წმ აღემატება და ზოგჯერ 50—70 მ/წმ აღწევს, ჰაერის ტემპერატურა —15, —20°-მდე ეცემა.

წლის ცივ პერიოდში ხშირია ლელმიანი დღეებიც, როცა ჰაერის ტემპერატურამ 10, 15°-ს შეიძლება გადააჭარბოს. ჩრდილოეთ ფერდობზე ხშირია ფიონური მოვლენები.

ნალექების წლიური ჯამი ტემპერატურის მსგავსად, დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ კლებულობს: ტუაფსეში იგი 1200 მმ-ია, პიატიგორსკში 510 და მახაჩკალაში 458 მმ.

ჩრდილოეთ კავკასიის შავი ზღვისპირა რაიონი ანაპიდან ტუაფსემდე რბილი ზამთრით და მშრალი მზიანი ზაფხულით, წარმოადგენს საკურორტო ზონას, რომელიც ყირიმის სანაპიროს მსგავსად, მიეკუთვნება ხმელთაშუა ზღვის ჩრდილოეთ სანაპიროს კლიმატურ ტიპს.

ჩრდილოეთ კავკასიის სტეპურ ნაწილში და დაღესტნის მთისწინეთში ზაფხული ცხელი იცის. ივლისის საშუალო ტემპერატურა აქ 24-25°-ს აღწევს, მთისწინეთში კი 20°-ს (ორჯონიკიძე). ზაფხულში ნალექების რაოდენობა ზამთართან შედარებით მატულობს (100 მმ-ზე მეტი), ზოგ ადგილას თავსხმა ხასიათი აქვს და დღეღამურმა რაოდენობამ შეიძლება 120-მმ-ს გადააჭარბოს.

შავი და კასპიის ზღვის სანაპიროზე შეიმჩნევა ზაფხულის ნალექების შემცირება.

კავკასიონის მაღალმთიანი ზონა სიმაღლის ზრდასთან ერთად თავისუფალი ატმოსფეროს ზეგავლენას განიცდის, რის გამოც აქ დასავლეთის დინებები ჭარბობს. ცირკულაციური პროცესების მიხედვით იგი დასავლეთ და აღმოსავლეთ ქვეოლქებად იყოფა. დასავლეთი ნაწილი ციკლონური პროცესების მეშვეობით უფრო ტენიანი და ნალექიანია, ვიდრე აღმოსავლეთი. დასავლეთ რაიონებში ნალექების წლიური რაოდენობა 3000 მმ-მდე აღწევს, ხოლო აღმოსავლეთში იგი ნახევრდება. სხვადასხვა ექსპოზიციის ფერდობზე ნალექების სიმაღლით მატების საკითხი ჯერ კიდევ შესწავლის სტადიაშია. ზოგი მეცნიერი (ო. დროზდოვი) კავკასიონზე ნალექების ზრდის ზედა საზღვრად 3000 მ სიმაღლეს მიიჩნევს. ნალექების გაზომვას მაღალმთიან ზონაში ართულებს ის გარემოება, რომ აქ ისინი ძირითადად თოვლის სახით მოდიან და ეს უკანასკნელი კი ქარის მიერ ადვილად გადაიტანება; თოვლის ხაზი აღმოსავლეთში დაახლოებით 500—1000 მ-ით მაღლა მდებარეობს დასავლეთისაზე.

უცივესი თვის საშუალო ტემპერატურა 2000—3000 მ სიმაღლეზე —7, —13° ფარგლებში იცვლება. ვინაიდან კონდენსაციის დონე ამ პერიოდში დაბლა იწევს, ამიტომ მოღრუბლულობის რაოდენობა საგრძნობლად მცირდება და მზის ნათების ხანგრძლივობა მატულობს.

ივლისის საშუალო ტემპერატურა 2—3 კმ სიმაღლეზე იცვლება 7—14°-ის ფარგლებში. როგორც სამხრეთ, ისე ჩრდილოეთ ფერდობზე კარგადაა განვითარებული მთა-ხეობის ქარები, ხოლო მუდმივი ყინულის ზონაში — მყინვარული ქარები.

ამიერკავკასიის ტერიტორია იყოფა დასავლეთის, აღმოსავლეთისა და სამხრეთ მთიანეთის კლიმატურ ოლქად. დასავლეთსა და აღმოსავლეთს შორის ძირითად კლიმატგამყოფს ლიხის ქედი წარმოადგენს, რომელიც კავკასიონის ქედს აერთებს სამხრეთ მთიანეთთან.

ამიერკავკასიის დასავლეთი ნაწილი, რომელიც ძირითადად დასავლეთ საქართველოს ფარგლებშია მოქცეული, მიეკუთვნება ზღვის სუბტროპიკულ ნოტიო კლიმატის ტიპს. აღნიშნული ტერიტორია მდებარეობს აზორის სუბტროპიკული ანტიციკლონის უკიდურეს აღმოსავლეთ პერიფერიაზე და ამიტომ იგი ხმელთაშუა ზღვის კლიმატის თვისებებს ინარჩუნებს (განსაკუთრებით ჩრდილოეთ ზღვისპირა რაიონი), მაგრამ გამოირჩევა მეტი ტენიანობით, ნალექების სიუხვით და მშრალი ზაფხულის სეზონის უქონლობით (მ. კორძახია).

შავი ზღვის სანაპირო ზონაში და კოლხეთის დაბლობზე საშუალო წლიური ტემპერატურა 14—15°-ია, უფრო მაღლა სამხრეთ რაიონებში 2000 მ სიმაღლეზე 4—5° შეადგენს, ხოლო კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში (3000 მ) იგი —2, —3°-მდე ჩამოდის. საბჭოთა კავშირის სხვა ნაწილისაგან განსხვავებით, აქ ზამთარი მეტად თბილია; შავი ზღვის სანაპირო ზოლში და კოლხეთის დაბლობზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა 4, 7°-ის ფარგლებში იცვლება. ზამთრის მაღალ ტემპერატურებს განაპირობებს თბილი შავი ზღვა (ზღვის წყლის იანვრის საშუალო ტემპერატურა 8—9°-ია), ჩრდილოეთიდან კავკასიონის ქედი, რომელიც იცავს ჩრდილოეთის ცივი ჰაერის მასების უშუალო შემოჭრისაგან, და ხშირი ფიონური ქარები.

ყველაზე ცივი ზამთრის დადგომა აქ მოსალოდნელია არქტიკული ჰაერის დასავლეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან შემოჭრასთან, რომლის შედეგადაც მთელს კოლხეთის დაბლობზე, სანაპირო ზონის ჩათვლით, მყარდება 0°-ზე დაბალი საშუალო დღეღამური ტემპერატურა. მასთანაა დაკავშირებული აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურაც, რომელიც იშვიათ შემთხვევაში —10, —15°-მდე შეიძლება დაეცეს; კავკასიონის სხვადასხვა ფერდობზე 2000 მ სიმაღლემდე იგი —25, —30°, ხოლო უფრო მაღლა —35, —40°-მდე ჩამოდის. ზამთრის თვეებში ყველაზე დაბალი ტემპერატურები შეინიშნება ცივი ფრონტის გავლის შემდგომ, როდესაც ვითარდება ქვეფენილი ზედაპირის რადიაციული გადაცივება. ცივი მასების დასავლეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან ხანგრძლივი შემოჭრის შედეგად უარყოფითი ტემპერატურები (განსაკუთრებით თოვლის საბურველის არსებობისას) მიწისპირა ინვერსიებით შეიძლება 7—10 დღეს გაგრძელდეს.

თბილი ზამთრის დადგომა მნიშვნელოვანი დადებითი ტემპერატურული ანომალიებით დაკავშირებულია სამხრეთიდან და სამხრეთ-დასავლეთიდან თბილი ჰაერის მასების გადმონაცვლებასთან.

ივლისის საშუალო ტემპერატურა მთლიანად დაბლობ ნაწილში შეადგენს 22—23°. შავი ზღვა თუ ზამთრის განმავლობაში გამათბობელ გავლენას ახდენს მთელს სანაპირო რაიონებზე, ზაფხულში, პირიქით, იგი ჰაერის გამაგრილებლად გვევლინება. მართლაც, ზაფხულის ცალკეული თვეების საშუალო ტემპერატურა აქ 1—3°-ით დაბალია, ხოლო ზამთრის 3—5°-ით მაღალი, აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობი ზონის, მაგრამ უფრო მაღლამდებარე პუნქტებისაზე (მდ. მდ. მტკვრისა და ალაზნის ხეობა).

დასავლეთ საქართველოს დაბლობ ზონაში მაქსიმალური ტემპერატურა 40—42°-ია, სამხრეთ მთიან რაიონებში 32—36°, ხოლო ჩრდილოეთისაში — 36—40°-ი. ზაფხულის მოწმენდილი, ცხელი და უნალექო ამინდის პირობები დაკავშირებულია აზორის სუბტროპიკული ანტიციკლონის ზემოქმედებასთან, რომელიც მოიცავს მთლიანად მთელი კავკასიისა და საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის სამხრეთ ნაწილს.

უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა დაბლობ ზონაში აღწევს 250—306 დღეს; იგი ჩრდილოეთით და სამხრეთით სიმაღლის მატებასთან ერთად კლებულობს და 1500 მ სიმაღლეზე 150—220 დღეს შეადგენს, ხოლო 2800—3000 მ-ზე — 69-ს.

ნალექების რაოდენობის მხრივ დასავლეთ საქართველოს საბჭოთა კავშირში პირველი ადგილი უკავია. როგორც ცნობილია, იგი სა-

მივე მხრიდან მთებითაა შემოსაზღვრული, მხოლოდ დასავლეთიდან და ჩრდილო-დასავლეთიდან თავისუფლად იჭრება არამდგრადი ჰაერის მასები. ნალექების სიუხვე აქ წლის თითქმის ყველა სეზონში დაკავშირებულია ფრონტებთან, ოკლუზიის ფრონტებთან და რთულ ოროგრაფიულ პირობებთან, რომელნიც ზემოაღნიშნულ ჰაერის მასებს ეღობებიან. ნალექების მაქსიმალური რაოდენობა მოდის აჭარის ზღვისპირა რაიონებში (2800 მმ). ნალექების წლიური ჯამი აქ ზოგიერთ სამხრეთ-დასავლეთის ექსპოზიციის ფერდობზე 3000 მმ-ს აღემატება. მაგალითად, მთა მტირალაზე (1210 მ. ზღვ. დ.) იგი 4000 მმ-ს აღწევს. უფრო ჩრდილოეთით სანაპირო ზოლში ნალექების რაოდენობა 1200—1400 მმ-მდე კლებულობს; კოლხეთის ბარში სანაპიროდან აღმოსავლეთით ნალექების წლიური ჯამი კლებულობს, ხოლო სამეგრელოსა და ნაქერალას ქედების ფერდობებზე იგი 2000 მმ აღემატება. აფხაზეთის კავკასიონის ზოგიერთ სამხრეთა ორიენტაციის ფერდობებზე მისი რაოდენობა 3000—3500 მმ-ს აჭარბებს.

ნალექებს ახასიათებს წლიური მსვლელობა; ტერიტორიის უმეტეს ნაწილში ნალექების მაქსიმუმი შემოდგომაზე მოდის, ხოლო მინიმუმი — გაზაფხულზე. კოლხეთის ბარის აღმოსავლეთ ნაწილში და აფხაზეთის სანაპიროზე ნალექების მაქსიმუმი ზამთრისაკენ გადაინაცვლებს, ხოლო მინიმუმი—ზაფხულისაკენ. გაზაფხულის ან ზაფხულის ცალკეულ თვეებში ნალექების საშუალო თვიური რაოდენობა, მიუხედავად მათი მინიმალური მნიშვნელობისა, 80—100 მმ-ზე დაბლა არ ჩამოდის. ნალექიან დღეთა რიცხვი (⩾0,1 მმ დღე-ღამეში) სანაპირო რაიონებში 160—180-ს აღემატება, ხოლო აჭარის ზოგიერთ ადგილას (მთა მტირალა) იგი 200—250 დღეს აჭარბებს.

ამიერკავკასიის აღმოსავლეთი ნაწილის კლიმატური პირობები კონტინენტურობის სხვადასხვა ხარისხით გამოირჩევა. მისი დასავლეთი ნაწილი, რომელიც საქართველოს ტერიტორიას უკავია, აღმოსავლეთისაგან გამოირჩევა ნალექების შედარებით მეტი რაოდენობით, მეტი ტენიანობით და ტემპერატურის ნაკლები წლიური ამპლიტუდით; ამიტომ, ამ რაიონის კლიმატი მიეკუთვნება კონტინენტური სუბტროპიკულიდან ზღვის სუბტროპიკულზე გარდამავალ ოლქს. აღმოსავლეთით, მდ. მდ. მტკვრისა და არაქსის ქვედა დინების დაბლობ რაიონში — აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე, კლიმატური პირობები მკვეთრ კონტინენტურ ხასიათს ატარებს, რის გამოც იგი ნახევარუდაბნოს ლანდშაფტითაა წარმოდგენილი. მთლიანად ტერიტორიაზე ზამთარში გაბატონებულია ზომიერი განედების კონტინენტური ჰაერის მასები, ხოლო ზაფხულ-

ში — ტროპიკული. ზამთარში ამინდიანობის პირობები ყალიბდება როგორც ანტიციკლონური, ისე ფრონტალური პროცესების ზეგავლენით; ზაფხულში, ინტენსიური ინსოლაციის შედეგად, ამინდის კონვექციური პროცესები ჭარბობს, მაგრამ აღმოსავლეთ რაიონებში აღნიშნული პროცესები კონდენსაციის დონეს ვერ აღწევს ამ უკანასკნელის მაღლა აწევასთან დაკავშირებით.

ზამთრის თვეებში, მართალია, ხშირია დასავლეთიდან ჰაერის მასების შემოჭრა, მაგრამ მდ. მტკვრის შუა და ქვედა დინების მოსაზღვრე დაბლობი ტერიტორიის (500—600 მ სიმაღლემდე) ტემპერატურასა და ნალექების რაოდენობაზე არსებით გავლენას ვერ ახდენს. აღმოსავლეთიდან შემოჭრის დროს ადგილი აქვს მოღრუბლულობის ზრდას და უმნიშვნელო ნალექებს. ტემპერატურის მკვეთრ დაცემას და ნალექების შედარებით მატებას ადგილი აქვს არქტიკული ჰაერის შემოჭრისას. ასეთი პროცესის დროს ძლიერდება ჩრდილოეთის ქარები, რომლებიც აფშერონის ნახევარკუნძულზე მისი სიძლიერისა და დაბალი ტემპერატურის გამო (საშუალო სიჩქარე ხშირად 20 მ/წმ აღემატება), „ბაქოს ნორდის“ სახელწოდებითაა ცნობილი.

აღმოსავლეთ საქართველოს ფარგლებში იანვრის საშუალო ტემპერატურა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მატულობს: ხაშურში იგი —1,9°-ია, გორში —1,2°, ხოლო თბილისში 0,9°. თბილისის აღმოსავლეთით ტემპერატურა კვლავ კლებულობს და უდაბნოში —1,1°, ხოლო შირაქში —2,7°-ია. აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე მდ. მდ. მტკვრისა და არაქსის ქვედა დინების ფარგლებში კასპიის ზღვის სანაპიროდე იანვრის საშუალო ტემპერატურა მატულობს: ბაქოდან დასავლეთით 150 კმ დაშორებით კიურდამირში იგი 1,9°-ია, სალიანში — 2,4°, ხოლო ბაქოში — +3,8°.

უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მატულობს 21-დან (ხაშური) 29°-მდე (კიურდამირი). კასპიის ზღვის სანაპიროზე იგი 25—26°-მდე ჩამოდის.

ნალექების წლიური რაოდენობა აღმოსავლეთ საქართველოს უმეტეს ნაწილში 400—700 მმ-ს შეადგენს. აღმოსავლეთით ელდარის დაბლობზე ნალექების წლიური ჯამი 300 მმ-მდე მცირდება. აზერბაიჯანის ტერიტორიაზე ნალექების რაოდენობა უფრო ნაკლებია და იგი 170—400 მმ-ს შორის ირყევა. ნალექების მაქსიმალური რაოდენობა გაზაფხულის დასასრულს და ზაფხულის დასაწყისში მოდის (V—VI). კავკასიონის სამხრეთ ფერდობებზე ნალექების რაოდენობა მატულობს.

ვაკე და დაბლობ ზონაში თოვლის მოსვლა და თოვლის საბურველის გაჩენა დაკავშირებულია აღმოსავლეთიდან ცივი ჰაერის მასების შემოჭრასთან, მაგრამ ყველა ცივი შემოჭრა ვერ განაპირობებს თოვლის საბურველის გაჩენას. ამიტომაა, რომ ტერიტორიის უმეტეს ადგილას თოვლის საბურველი ძალზე იშვიათია. კავკასიონის მაღალმთიან ზონაში თოვლის საბურველის საშუალო სიმაღლე 1 მ-ს აჭარბებს.

განსაკუთრებით აღსანიშნავია ლენქორანის დაბლობის კლიმატური პირობები, რომლებიც როგორც თერმული, ისე ტენიანობის რეჟიმის მიხედვით სუბტროპიკულ ნოტიო კლიმატის ტიპს მიეკუთვნება. ლენქორანში იანვრის საშუალო ტემპერატურა 3,2°-ია, ხოლო ივლისში — 25,8°. ნალექების წლიური რაოდენობა 1125 მმ-ია. მაქსიმუმი შემოდგომაზეა (ოქტომბერი 236 მმ), ხოლო მინიმუმი — ივლისში (16 მმ). საშუალო წლიური შეფარდებითი ტენიანობა 83%-ს შეადგენს; აღნიშნულ დაბლობზე ნალექებსა და ტენიანობას ზრდის თალიშის მთები, რომელთა ჩრდილო-აღმოსავლეთ ფერდობზე ხდება ფრონტების გააქტიურება და ნალექების მნიშვნელოვანი რაოდენობით გამოყოფა.

ამიერკავკასიის სამხრეთ მთიანეთის კლიმატური ოლქის დასავლეთი ნაწილი საქართველოს ფარგლებში შემოდის (წალკა-დმანისისა და ჯავახეთის პლატო, ახალციხის ქვაბული და თრიალეთის ქედი). აღმოსავლეთი ნაწილი — სომხეთის პლატო, მათ უშუალო გაგრძელებას წარმოადგენს. ისინი სხვადასხვა სიმაღლის მთებით არიან შემოსაზღვრული და ამიტომ აქ ზამთრის განმავლობაში რადიაციული გაცივების პროცესები ჭარბობს, ხოლო ზაფხულში — რადიაციული გათბობისა და, აქედან გამომდინარე, — კონვექციის პროცესები. ზამთარი ცივია, ხოლო ზაფხული მიუხედავად მნიშვნელოვანი სიმაღლისა (1400—2100 მ. ზღ. დ.) თბილია. ამიტომაა, რომ აქ სიმაღლის ზრდით ტემპერატურის საშუალო წლიური ამპლიტუდა კი არ მცირდება, არამედ იზრდება.

ჯავახეთის ზეგანზე იანვრის საშუალო ტემპერატურა 1700—2100 მ სიმაღლის ფარგლებში —7, —11°-ია, ხოლო აგვისტოში — +14 — +17°. სომხეთის ზეგანზე მეტი კონტინენტურობის გამო იანვრის საშუალო ტემპერატურა —12, —15°-მდე ეცემა. აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურა —30, —35°-ია, ყარსში (1742 მ. ზღ. დ.) აბსოლუტური მინიმუმი — 43,5°-მდე ეცემა. ჯავახეთის ზეგანზე თუ ტემპერატურის წლიური ამპლიტუდა 24—25°-ია, ლენინაკანში ის 29,5°-ს აღწევს. სომხეთის პლატოზე უთბილესი თვის სა-

შუალო ტემპერატურა 15—19°-ის ფარგლებში იცვლება. ზაფხულში ხშირია წყაინვები.

ნალექების რაოდენობა სამხრეთ მთიანეთის ჩრდილოეთ ნაწილში უფრო მეტია (500—700 მმ), ვიდრე სამხრეთში (300—500 მმ). ორივე ნაწილში ნალექების მაქსიმუმი მაის-ივნისზე მოდის. თოვლის საბურველი დაცულ ადგილებში თანაბრადაა განაწილებული, მაგრამ მისი სიმაღლე შედარებით მცირეა.

აღსანიშნავია, რომ ზამთარში კავკასიონის სამხრეთ ფერდობის მოცემულ სიმაღლეზე უფრო მეტი სითბოა, ხოლო ზაფხულში უფრო გრილა, ვიდრე ჯავახეთისა და სომხეთის პლატოს იმავე სიმაღლეზე. მაგალითად, ბურსაჭირში (1760 მ. ზღ. დ.) იანვრის საშუალო ტემპერატურა —6,1°-ია, ივლისისა +14,5°; ახალქალაქში (1716 მ), შესაბამისად —7,3°-სა და 16°-ს შეადგენს.

თავისებური კლიმატური რაიონი გამოიყოფა მდ. არაქსის შუა დინების ზონაში (700—1000 მ. ზღ. დ.). ზაფხული აქ ძალზე ცხელია და ხანგრძლივი, ხოლო ზამთარი შედარებით მოკლე, მაგრამ ცივი. მაგალითად, ერევანში იანვრის საშუალო ტემპერატურა —5,8°, აბსოლუტური მინიმუმი —27°, ივლისში ტემპერატურა 25° შეადგენს და მაქსიმუმმა შეიძლება 40°-ს მიაღწიოს. მოღრუბლულობა მცირეა (თებერვალი 74%, აგვისტო 20%). ნალექების რაოდენობა 150—300 მმ ფარგლებში იცვლება. ნალექების მაქსიმუმი გაზაფხულზეა. არარატის მთისძირში საშუალოდ ნალექების რაოდენობა 158 მმ-ია (არალისი). ტემპერატურის საშუალო წლიური ამპლიტუდა 30 — 31°-ს აღწევს. როგორც ჩანს, აღნიშნული რაიონი განსაკუთრებით მკვეთრი კონტინენტურობით გამოირჩევა.

თავი VI

კლიმატის ცვლილება და რყევადობა

§ 1. წარსულის კლიმატის კვლევის მეთოდები

ადამიანის სამეურნეო და კულტურული მოღვაწეობა მნიშვნელოვნადაა დაკავშირებული კლიმატთან. ამიტომ, ცხადია ის დიდი ინტერესი, რომელსაც იგი იჩენს კლიმატის ცვლილებისა და რყევადობის მიმართ. კლიმატი წარმოადგენს გეოგრაფიული გარემოს ერთ-ერთ მნიშვნელოვან ელემენტს, რომელიც, ისევე როგორც მთელი ბუნება, არ წარმოადგენს რაღაც მუდმივს, უცვლელს, არამედ განიცდის ძირეულ ცვლილებას ან დროის გარკვეულ მონაკვეთში მნიშვნელოვან რყევას. როდესაც კლიმატის ცვლილებაზე ვმსჯელობთ, აუცილებელია დაზუსტდეს თუ რომელ პერიოდს შეეხება იგი: გეოლოგიურს, ისტორიულს თუ ზუსტი მეტეოროლოგიური დაკვირვებისას (ეს უკანასკნელი დაახლოებით 150—200 წელს შეადგენს). გეოლოგიური წარსულის კლიმატური პირობები რადიკალურად განსხვავდება თანამედროვესაგან. ცალკეულ გეოლოგიურ პერიოდებში, რომელიც ათეულ მილიონობით წელს მოიცავს, დედამიწის კლიმატი განუწყვეტელ ცვლილებას განიცდიდა. ცვლილება მიმდინარეობდა როგორც თანმიმდევრულად — მდორედ, ისე ნახტომისებურად (ამის შესახებ ქვემოთ). უკანასკნელი ორი ასეული ან ათასეული წლის განმავლობაში კლიმატის საგრძნობი ცვლილება — კლიმატური ზონების გადაადგილება, შევიწროება ან გაფართოება, რა თქმა უნდა, არ მომხდარა, მაგრამ დედამიწის ცალკეულ ტერიტორიაზე ადგილი ჰქონდა მის რყევას, რომლის დროსაც ცალკეულ წლებში ან რიგი წლების განმავლობაში მორიგეობით ერთმანეთს ცვლიდა ცხელი და ცივი, მშრალი და ნალექიანი პერიოდები. ამას ადასტურებს როგორც მემატიანეთა, მოგზაურთა და ისტორიკოსთა, ისე უკანასკნელი პერიოდის ინსტრუმენტალური დაკვირვების მონაცემები. როგორც ამჟამად, ისე მრავალი საუკუნის წინათაც ზამ-

თარი ყოფილა ძალზე ცივი და ძალზე თბილიც, ან ზაფხული ძლიერ გვალვიანი ან ჭარბად ნალექიანი და ა. შ. მაგალითად, რუსეთის სამხრეთ დაბლობ რაიონებში ყოველ საუკუნეში ადგილი ჰქონია საშუალოდ 2—4 ისეთ ძლიერ გვალვას, რომელსაც მოსავლის მთლიანი განადგურება და მნიშვნელოვანი სიკვდილიანობა გამოუწვევია. მარტო XV საუკუნეში ასეთი გვალვების 13 შემთხვევაა აღწერილი. იგივე უნდა ითქვას მკაცრი და თბილი ან მოცემული განედისათვის დამახასიათებელი „ნორმალურ“ ზამთართა მორიგეობაზე. ზემოაღნიშნული და სხვა მრავალი ფაქტები იმაზე მეტყველებს, რომ ისტორიული პერიოდის განმავლობაში კლიმატის საერთო ცვლილება (ტემპერატურის სისტემატური მომატება ან კლება, აგრეთვე ნალექების რაოდენობის ცვლილება) არ შეინიშნება. ამის კარგ დადასტურებას წარმოადგენს ცნობილ მოგზაურთა და ისტორიკოსთა გადმოცემები საქართველოს ჰავის შესახებ. ანტიკური საბერძნეთის გეოგრაფი სტრაბონი (24 წელი ახალი წელთაღრიცხვით) აღმოსავლეთ საქართველოს ჰავას გამოყოფს (ქართლი, კახეთი, საინგილო) დასავლეთის ნოტიო ჰავისაგან, როგორც შედარებით მშრალსა და არანოტიოს; იგი იბერიას კურთხეულ ქვეყნად თვლიდა, რომელიც ბუნებისაგან ყოველივე ღირსებითა და სიკეთით უხვად იყო დაჯილდოებული.

იაკობ ხუცესი (V საუკუნე), კახეთისა და ქართლის მშრალ ჰავასთან შედარებით, საინგილოს მეტად ნაყოფიერ და მდიდარ ქვეყნად თვლიდა, მაგრამ მეტად ცხელ, ნოტიო და ჯანმრთელობისათვის მავნედ.

ყველა ეს ზოგადი ცნობა იმის დადასტურებაა, რომ ისტორიულ წარსულში მოცემული ტერიტორიის კლიმატური პირობები თითქმის ისეთივე ყოფილა, როგორსაც მას ამჟამად შევიგრძნობთ. ადგილი არ ჰქონია ერთი კლიმატური ტიპის მეორეთი შეცვლას, გარდა იმისა, რომ კლიმატის ზოგიერთი ელემენტი პერიოდულ რყევას განიცდიდა.

ყველაზე ზუსტი ცნობები კლიმატური რეჟიმის შესახებ მოგვეპოვება მხოლოდ ინსტრუმენტული მეტეოროლოგიური დაკვირვების დაწყების პერიოდიდან, რომელიც 150—200 წელს მოიცავს. ამა თუ იმ მეტეოროლოგიური ელემენტის რყევადობის შეფასება და ანალიზი შეიძლება მოვახდინოთ მწკრივის მცოცავი საშუალების მეთოდით. ეს უკანასკნელი საშუალებას იძლევა აღნიშნული მწკრივიდან გამოვრიცხოთ ან მაქსიმალურად შევამციროთ მცირე პერიოდის რყევადობები და უფრო თვალნათლივ გამოვავლინოთ ხანგრძლივი ხასიათის ცვლილებები. მცოცავი საშუალოები გამოითვ-

ლება რომელიმე ელემენტის მწკრივის 5, 10, 20 და ა. შ. წლების ნებისმიერი პერიოდისათვის. 10-წლიანი პერიოდისათვის ჯერ გამოითვლიან მწკრივის პირველი 10 წლის საშუალოს, ხოლო შემდგომ პერიოდს გადასწევენ ერთი წლით, ორი წლით და ა. შ. მაგალითად, თბილისისათვის იანვრის თვის ჰაერის ტემპერატურის 10-წლიანი მცოცავი საშუალოები შემდეგი სიდიდეებით ხასიათდება:

1851—1860 0,5°

1852—1861 0,3°

. . . . . .

1928—1937 0,5° და ა. შ.

მცოცავი 10-წლიანი იანვრის საშუალო ტემპერატურები შეიძლება გამოვსახოთ გრაფიკულად.

სხვადასხვა გეოლოგიურ ეპოქაში კლიმატური პირობების თავისებურებებსა და მათი რეკონსტრუქციის საკითხებს პალეოკლიმატოლოგია შეისწავლის. დიდი ხანია ცნობილია, რომ დედამიწის წარსულში წარმოშობილი დანალექი ქანები, რომლებშიც მრავლადაა მოქცეული მცენარეთა და ცხოველთა ნაშთები, გარკვეული დროისა და ადგილის კლიმატის ცალკეული ნიშნების მატარებელია. მართლაც, დანალექი ქანების გეოქიმიური, მინერალოგიური, ლითოლოგიური ნიშნები და ფლორისა და ფაუნის მორფოლოგიური და ეკოლოგიური თავისებურებანი წარმოადგენენ წარსული კლიმატის კარგ მაჩვენებელს. მათი მეშვეობით წარსულის კლიმატური პირობების აღდგენა და საერთოდ დედამიწის კლიმატების ისტორიის გამოკვლევა პალეოკლიმატოლოგიის ერთ-ერთ ძირითად ამოცანას წარმოადგენს.

განვიხილოთ დანალექი ქანებისა და პალეონტოლოგიური ნიშან-თვისებებით კლიმატის აღდგენის ზოგიერთი საკითხი.

სხვადასხვა მარილების, თაბაშირისა და ლატერიტების წარმოშობისათვის საჭიროა ძლიერი აორთქლება და, მაშასადამე, ჰაერის მაქსიმალური სიმშრალე, ე.ი. არიდული კლიმატის არსებობა.

თბილი კლიმატის საგულისხმო ნიშან-თვისებას წარმოადგენს ზღვიური წარმოშობის კირქვების ძლიერი ფენები.

როგორც ცნობილია, ნოტიო კლიმატის პირობებში ძლიერ ზემოქმედებას დედა ქანებზე ქიმიური გამოფიტვა აწარმოებს. ნოტიო კლიმატის ტიპურ წარმონაქმნად ითვლება თეთრი თიხოვანი ნალექები—კაოლინი, რომელიც გრანიტის ქიმიური გამოფიტვის შედეგია

იმავე ტიპის კლიმატისათვის დამახასიათებელია ტორფიანი ჭაობებისა და ქვანახშირის ნალექების არსებობა.

სეზონური ფენა-ნალექებიდან ყველაზე გავრცელებულია ზოლიანი თიხები. მყინვარულ ტბებში ზაფხულში ილექებოდა გამდნარი წყლის მიერ მოტანილი უმსხვილესი მასალა, ხოლო ზამთარში — უწვრილესი. აღნიშნული ზოლები, გარდა იმისა, რომ ცივი კლიმატის მაჩვენებელია, განსაზღვრავენ წელიწადთა რაოდენობას, რომელიც მათი წარმოშობისათვისაა საჭირო.

ცივი კლიმატის მაჩვენებელია აგრეთვე მორენული ნალექები, რომლებიც მყინვარის უკან დახევის პროცესში წარმოიშობა. კარგ მახასიათებელს წარმოადგენს თოვლის ხაზისა და წიწვიანი ხემცენარეულის მაღალი განედებისაკენ გავრცელების საზღვრის ცოდნა.

სეზონურობის მაჩვენებელია ხემცენარეულობის წლიური რგოლები; გარდა იმისა, რომ ხემცენარეული ზომიერი ან თბილი კლიმატის დამახასიათებელია, ხის რგოლების სისქისა და განლაგების თავისებურებით შეიძლება ვიმსჯელოთ მის წლოვანებაზე, ტენიანობასა და, საერთოდ, ნალექების რაოდენობრივ მაჩვენებელზე.

ხემცენარეულის გავრცელებაზე და საერთოდ უთბილესი თვის 10°-იანი და მეტი საშუალო ტემპერატურის არსებობაზე მეტყველებს ნამარხ ქანებში მტვრიანას არსებობა. ზოგი მეცნიერი მტვრიანას ანალიზს სკეპტიკურად უყურებს, რადგან იგი ქარის მოქმედებით შეიძლება ისეთ რაიონებში მოხვდეს, სადაც საერთოდ ხემცენარეულობა არ ხარობს.

ბოლო ხანებში პალეოკლიმატოლოგიაში წარმატებით გამოიყენება კვლევის გეოფიზიკური მეთოდები. ამ მეთოდით ორგანოგენულ კალციტებში ჟანგბადის იზოტოპების თანაფარდობის მეშვეობით მეტ-ნაკლები სიზუსტით გაიზომა ზღვის წყლის პალეოტემპერატურა. ცნობილი გახდა, რომ სხვადასხვა გეოლოგიურ ეპოქაში დედამიწის მაგნიტური ველის ზემოქმედებით ნალექი ქანები არა მარტო ნარჩენ მაგნიტურობას ინარჩუნებს, არამედ — მაგნიტური ძალოვანი ხაზების ვექტორის იმ პერიოდისათვის დამახასიათებელ ორიენტაციასაც; ამ გარემოებამ ზოგიერთ მეცნიერს საშუალება მისცა მიახლოებით განესაზღვრა სხვადასხვა ეპოქისათვის გეომაგნიტური პოლუსების ადგილმდებარეობა და ამასთან აღედგინა წარსულის კლიმატური ზონების თავისებურებანი. ეს მეთოდი ჯერ კიდევ შესწავლის სტადიაშია.

ამგვარად, გეოლოგიური წარსულის როგორც ორგანულმა, ისე არაორგანულმა ბუნებამ კლიმატის მრავალი ნიშან-თვისება დაგვიტოვა. მათი შემდგომი შესწავლა და ამოხსნა ანუ კლიმატის რესტავრაცია მეცნიერების ერთ-ერთ საგულისხმო უბანს წარმოადგენს.

ამჟამად დედამიწის გეოლოგიური წარსულის კლიმატურ პირობებზე შეიძლება მხოლოდ ზოგადი წარმოდგენა ვიქონიოთ. აქ არ შევჩერდებით ცალკეული გეოლოგიური პერიოდების კლიმატთა დახასიათებაზე, რადგან ბევრი რამ ჯერ კიდევ შესწავლილი და გარკვეული არ არის; აღვნიშნავთ მხოლოდ მესამეული და ბოლო მეოთხეული პერიოდების შესახებ.

მ ე ს ა მ ე უ ლ ი პერიოდის პირველ ნახევარში ტემპერატურული განსხვავებანი არქტიკასა და ეკვატორს შორის იანვარში დაახლოებით 20°-ს აღწევს (ამჟამად 65°-ია), რის გამოც ციკლონური პროცესები (ჰაერის მერიდიანული გაცვლა) ძლიერ იყო შესუსტებული. ძირითადი კლიმატური ზონები, თანამედროვესთან შედარებით, უფრო ჩრდილოეთით გადიოდა. ჩრდილოეთ ტროპიკი 20°-ით უფრო ჩრდილოეთით იყო გადაწეული ახლანდელთან შედარებით. ტროპიკული ზონა მოიცავდა მთლიანად წინა აზიას და ხმელთაშუა ზღვის აუზს, ხოლო სუბტროპიკული — შუა ევროპას, სამხრეთ ციმბირს მდ. ამურის აუზის ჩათვლით. ვინაიდან სუბტროპიკული მაქსიმუმი სეზონურ გადაადგილებას განიცდიდა, ამიტომ ადგილი ჰქონდა მშრალ და ნალექიან სეზონთა მორიგეობას. ევრაზიის კონტინენტის ტროპიკულ ზონაში უთბილესი თვის საშუალო ტემპერატურა 30—35°, ხოლო უცივესი 10°-ზე მეტი იყო. თანამედროვე ტროპიკებთან შედარებით იგი მეტი ტენიანობით ხასიათდებოდა.

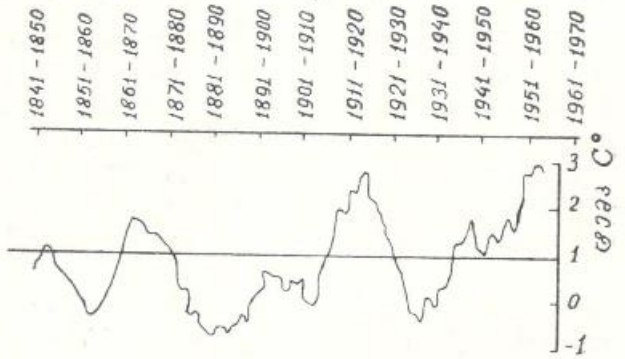
მესამეულის მეორე ნახევრიდან იწყება პროგრესული აცივება და კლიმატიც კონტინენტურ ხასიათს ღებულობს. ჩრდილოეთ რაიონებში მნიშვნელოვანმა აცივებამ გამოიწვია დაბალ და მაღალ განედებს შორის ტემპერატურათა კონტრასტის გაზრდა და, აქედან გამომდინარე, ჰაერის ცირკულაციური პროცესების ინტენსივობის გადიდება. მთათა წარმოშობის პროცესებმა კონტინენტის რელიეფი მრავალფეროვანი გახადა და კლიმატურმა პირობებმაც მეტი დიფერენციაცია განიცადა.

მ ე ო თ ხ ე უ ლ ი პერიოდი გამოირჩევა ბუნებრივი პროცესების განვითარების მეტი სიჩქარით და კონტრასტულობით. ამ პერიოდში მრავალჯერ წარმოებდა ტემპერატურისა და ტენიანობის მკვეთრი რყევა, რომელმაც გამოიწვია მაღალ განედებში გამყინვარებისა და გამყინვარებათშორისი პერიოდების მორიგეობა, ხოლო დაბალ განედებზე — ნალექიანი და მშრალი კლიმატის ცვლა. გამყინვარებამ, რომელიც მაღალმა და ზომიერმა განედებმა განიცადა, გამოიწვია ტემპერატურის 12—15°-ით დაცემა მაღალ განედებზე, ხოლო ეკვა-

ტორულ ზონაში — 4—6°-ით. გამყინვარებათშორისი პერიოდის კლიმატური პირობები ევრაზიაში თანამედროვეს უახლოვდებოდა.

§ 2. თანამედროვე კლიმატის ცვლილება

თანამედროვე კლიმატის ცვლილების შესწავლის მიზნით განიხილავენ ყველაზე მნიშვნელოვან მეტეოროლოგიური ელემენტების (ტემპერატურა, ნალექები) ხანგრძლივ დაკვირვებათა მწკრივს. კლიმატის ცვლილების კარგ ინდიკატორს წარმოადგენს მყინვარები და ზღვისა და ტბის დონის ცვლილება. არანაკლები მნიშვნელობა ენიჭება აგრეთვე ბუნების სხვა ელემენტების ცვლილებასაც (მდინარეთა წყლიანობის რეჟიმს, სხვადასხვა მცენარეთა გავრცელების საზღვრების გადაადგილებას და სხვ). ამ ბოლო დროს მნიშვნელოვანი გამოყენება პოვა ცალკეული მეტეოელემენტების საშუალო მცოცავმა ტემპერატურებმა (ნახ. 21).



ნახ. 21. იანვრის 10-წლიანი საშუალო მცოცავი ტემპერატურები (თბილისი)

როგორც 21-ე ნახ.-იდან ჩანს, იანვრის 10-წლიანი საშუალო ტემპერატურები მნიშვნელოვან რყევადობას განიცდის. მასში ნათლად მოჩანს სხვადასხვა ხანგრძლივობის ციკლი და თბილი პერიოდების მორიგეობა. რყევადობის ამპლიტუდა მეტია ჩრდილოეთ რაიონებში, თუმცა ციკლი და თბილი პერიოდების ხანგრძლივობა შედარებით მოკლეა და ჩამორჩება სამხრეთისას. თბილისში ტემპერატურის მაქსიმალური გადახრა ნორმიდან 2°-ს შეადგენს, ლენინგრადში — 3°-ს. განსაკუთრებულ ყურადღებას იპყრობს უკანასკნელი პერიოდის ათბობა, რომელიც (1920-40-იანი წლები) ძირითადად დაიწყო არქტიკიდან და თითქმის პლანეტარული ხასიათი მიიღო. როგორც ე. რუბინშტეინის გამოკვლევიდან ჩანს, ათბობის ცენტრი მდებარეობდა

გრენლანდიის ჩრდილო-დასავლეთ რაიონში. ათბობა უფრო მეტად ზამთარმა განიცადა, ზაფხულში კი — შედარებით უმნიშვნელო იყო. საშუალო წლიურმა ტემპერატურამ ახალ მიწაზე 2°-ით გადააჭარბა 1876—1912 წლების საშუალო ტემპერატურას. შპიცბერგენზე 1930—1938 ცალკეული წლების საშუალო ტემპერატურა 1,5—2,5°-ით აღემატებოდა მრავალწლიურ საშუალოს. არქტიკის აუზში საგრძნობლად შემცირდა ყინულის რაოდენობა და სიმძლავრე.

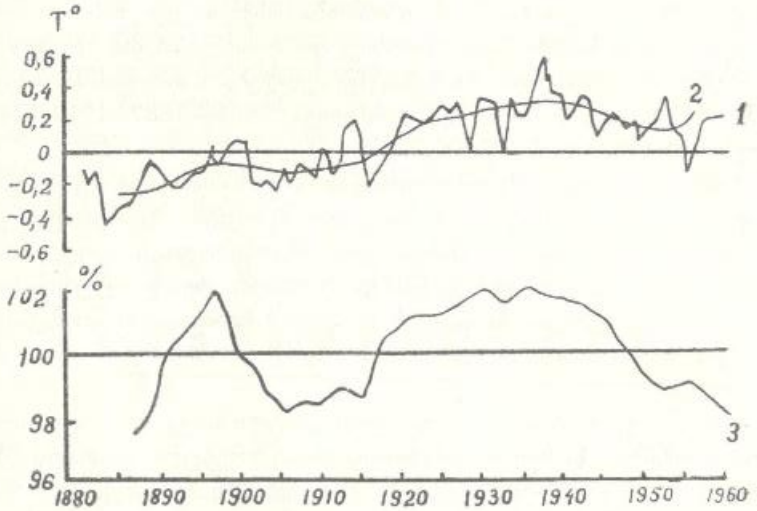
დასავლეთ ევროპის, ჩრდილო ამერიკისა და საბჭოთა კავშირის უმეტეს ჩრდილოეთ რაიონებში ათბობა სინქრონულ ხასიათს ატარებდა; მაგრამ სამხრეთ და აღმოსავლეთ რაიონებში მან დაიგვიანა, ზოგიერთ რაიონში იგი ამჟამადაც გრძელდება. თბილისში თბილი ზამთრით განსაკუთრებით გამოირჩეოდა 1864—1882, 1910—1930 წლები და 1943 წლის შემოდგომა.

ზემოაღნიშნულ თბილ პერიოდებს შორის ზამთარი შედარებით ცივი იყო, მაგრამ 10-წლიანი საშუალო მცოცავი ტემპერატურები მრავალწლიურს მხოლოდ 0,5—2°-ით ჩამორჩებოდა. ი. ცუცქირიძეს მიაჩნია, რომ თბილისში სხვადასხვა პერიოდში ტემპერატურის საუკუნეობრივი მსვლელობა ნაკლებ მერყევი ხასიათისაა და მომავალში მნიშვნელოვან გადახრას საშუალო მნიშვნელობიდან არ უნდა მოველოდეთ.

უკანასკნელი ათბობა, რომელიც გასული საუკუნის დასასრულიდან დაიწყო, მ. ბუდიკოს აზრით, დაკავშირებული ყოფილა მზის პირდაპირი რადიაციის ზრდასთან. 22-ე ნახაზზე მოცემულია ტემპერატურული ანომალიისა და პირდაპირი რადიაციის საუკუნეობრივი მსვლელობა 10-წლიან მცოცავ საშუალოთა მიხედვით.

აღნიშნული სიდიდეები გამოთვლილია ჩრდილოეთ ნახევარსფეროსათვის 17-დან 90° განედამდე. როგორც ნახ.-იდან ჩანს, ათბობას ადგილი ჰქონია 1940 წლამდე, რომლის შემდეგ დაიწყო აცივება. როგორც ჩანს, ტემპერატურის ასეთი რყევა პლანეტარული ხასიათისა ყოფილა. ტემპერატურის რყევა კარგ დამოკიდებულებაშია რადიაციის რყევასთან, მაგრამ ეს უკანასკნელი უფრო მეტი ამპლიტუდით ხასიათდება. რადიაციის ასეთ ცვლას მ. ბუდიკო ვულკანურ მოქმედებას მიაწერს. მისი აზრით, გასული საუკუნის დასასრულიდან რადიაციის მატება დაკავშირებულია ვულკან კრაკატაუს ამოფრქვევის შემდეგ პერიოდში ვულკანური მტვრისაგან ატმოსფეროს თვითგაწმენდასთან. ატმოსფეროს თვითგაწმენდა მარტო აეროზოლის ნაწილაკების დედამიწაზე დალექვას კი არ გულისხმობს. ატმოსფეროში ქიმიური გარდაქმნების შედეგად წარმოიშობა რიგი ელემენტები, რომლებიც დედამიწაზე მოხვედრის შემდეგ შთაინთქ-

მება ოკეანის წყლისა და მცენარეულის მიერ (მაგალითად, ნახშირორჟანგი და სხვ.). რადიაციისა და ტემპერატურის შემდგომ შემცირებას (1900—1915) მიაწერენ ვულკან მონ-პელეს ამოფრქვევასთან დაკავშირებულ ატმოსფეროს გაჭუჭყიანებას; 1915-20-დან 1940 წლამდე იმავე ელემენტების მაქსიმალურ მნიშვნელობებს ვულკანურ სიმშვიდეს უკავშირებენ, რომლის დროსაც ატმოსფერო თანდათანობით სუფთავდებოდა და გამჭვირვალობაც მატულობდა.



ნახ. 22. ტემპერატურული ანომალიისა და რადიაციის საუკუნეობრივი მსვლელობა:
1. ანომალიის ყოველწლიური სიდიდეები, 2. ანომალიის 10-წლიანი საშუალო მცოცავი, 3. რადიაციის 10-წლიანი საშუალო მცოცავი

კლიმატის უკანასკნელ ათბობაზე მეტყველებს მაღალმთიან ზონაში ზოგიერთი მყინვარის უკან დახევა. აღმოსავლეთ კავკასიონზე მყინვართა ფართობი უკანასკნელი 70 წლის განმავლობაში, ვ. ცომაიასი და ი. კისინის მონაცემებით, 47%-ით შემცირებულა, ხოლო შვეიცარიის ალპებში — 25%-ით. მყინვართა ინტენსიური დნობა და მათი უკან დახევა შეიმჩნეოდა აგრეთვე დედამიწის სხვადასხვა მყინვარზე (ანდები, კილმანჯარო — აფრიკაში) და აგრეთვე პოლარულ აუზში (შპიცბერგენი, გრენლანდია, ალიასკა, ანტარქტიდა და სხვ.).

მაღალმთიანი ყაზბეგის მიდამოების მყინვარზე ჩატარებული ყინულის სხვადასხვა ფენის ქიმიურმა ანალიზმა თ. დავითაია მიიყვანა იმ დასკვნამდე, რომ მტვრის ნაწილაკების რაოდენობის მატებამ ყინულის ზედაპირზე გამოიწვია მყინვარის ალბედოს შემცირება, რამაც განაპირობა შთანთქმული რადიაციის გაზრდა და ყინულის ინტენსიური დნობა. აღნიშნული პროცესი ამჟამადაც გრძელდება, მიუხედავად იმისა, რომ 40-იანი წლებიდან მოყოლებული ადგილი აქვს რადიაციის და ტემპერატურის შემცირებას. ასეთი პარადოქსი, თ. დავითაიას აზრით, გამოწვეულია იმით, რომ ატმოსფეროში მტვრის შემცველობის თანდათანობითი ზრდა დასაწყისში იწვევს ტემპერატურის გაზრდას განსაზღვრულ დონემდე, ხოლო შემდგომ თავს იჩენს მტვრის ეკრანული ეფექტი, რომელიც ამცირებს რადიაციას და იწვევს აცივებას. სხვა ხელშემწყობ პირობებთან ერთად აცივების პროგრესულმა განვითარებამ შეიძლება დედამიწის ახალი გამყინვარება გამოიწვიოს. მისი აზრით (მას ბევრი სხვა მეცნიერიც იზიარებს), რადგან ატმოსფეროში მოხვედრილი მტვრის მნიშვნელოვანი ნაწილი ტექნიკის პროგრესითაა გამოწვეული, ამიტომ უნდა მოველოდეთ, რომ უკანასკნელი პერიოდის აცივება იქნება ხანგრძლივი, თუ ატმოსფერო არ გაიწმინდება აეროზოლური შენარევისაგან.

საგულისხმოა ის გარემოება, რომ მაღალმთიან ზონაში მყინვარის ფართის შემცირებისა და უკან დახევის პარალელურად ზოგიერთი მყინვარი აშკარად მატულობს და წინ მოიწევს. როგორც ჩანს, მყინვარის მოძრაობის ინტენსივობას განსაზღვრავს არა მარტო აეროზოლის ნაწილაკთა რაოდენობის მატება და მასთან დაკავშირებული რადიაციისა და ჰაერის ტემპერატურათა ცვლილება, არამედ იგი გაპირობებულია ფაქტორთა მთელი კომპლექსით.

როგორც ჩანს, მყინვართა ზრდა-შემცირებაში, ისევე როგორც კასპიისა და არალის ზღვების წყლიანობაში, გარკვეული გეოგრაფიული სინქრონულობა არ შეინიშნება. იგი ძალზე რთული მიზეზებითაა გამოწვეული და, როგორც აღვნიშნეთ, პლანეტარული და ადგილობრივი ფაქტორების მთელ კომპლექსს მოიცავს.

უკანასკნელმა ათბობამ დიდი გავლენა მოახდინა ტბებში წყლის დონის შემცირებაზე. ლ. ბერგი აღნიშნავს, რომ XVI საუკუნის მეორე ნახევარში, XVII და XVIII საუკუნეების დასაწყისში და XX საუკუნის ათბობის პერიოდში (20—40-იან წლები), როდესაც კასპიის ზღვის დონე ყველაზე დაბალი იყო, ხოლო არალისა მაღალი, არქტიკაში ნაოსნობის პირობები ძალზე ხელსაყრელი ყოფილა, ხოლო ევროპაში ზამთარი მეტი სირბილით გამოირჩეოდა; მარტო 1930-56 წწ. განმავლობაში კასპიის ზღვის წყლის დონემ 192 სმ-ით დაიწია, რამაც ზღვის სარკის ფართის 28.000 კმ²-ით შემცირება გა-

მოიწვია. პირიქით, არქტიკაში და დასავლეთ ევროპაში მკაცრი აცივების პერიოდებში კასპიის ზღვის დონე მაღლა იწევდა, ხოლო არალისა — მცირდებოდა. შემდგომმა კვლევამ ცხადყო, რომ წყლის დონესა და ათბობა-აცივებას შორის კავშირი ძირითადად ატმოსფეროს ცირკულაციური პროცესებითაა გაპირობებული: საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის აღმოსავლეთ ნაწილსა და დასავლეთ ციმბირში, თბილი ზამთრის პერიოდში დამახასიათებელი იყო ანტიციკლონური რეჟიმის განვითარება, ხოლო ევროპისა და ატლანტიკის ჩრდილოეთით და შუა აზიის სამხრეთით ანტიციკლონის პერიფერიაზე ვითარდებოდა ინტენსიური ციკლონური პროცესები. ამან გამოიწვია მდ. ვოლგის აუზში ნალექების შემცირება და, აქედან გამომდინარე, ჩამონადენის დაცემა, ხოლო შუა აზიის მდინარეთა აუზებში ნალექების გადიდება და მათი ჩამონადენის მომატება. ამ გარემოებამ განაპირობა კასპიისა და არალის ზღვების დონეთა საწინააღმდეგო რყევადობა.

ყველა ზემოაღნიშნული იმაზე მეტყველებს, რომ ისტორიულ წარსულში და აგრეთვე მიმდინარე საუკუნეში დედამიწის ცალკეულ რაიონებში ადგილი ჰქონია მხოლოდ ჰავის რყევადობის ცალკეულ ეპიზოდებს.

§ 3. კლიმატის რყევის რითმულობა და 11-წლიანი მზის ციკლები

კლიმატის რყევის პერიოდულობისა და რითმულობის დადგენა და მათ გამომწვევ მრავალ მიზეზთან კავშირის დამყარება მეტად რთულ, მაგრამ პრაქტიკულად და თეორიულად მეტად მნიშვნელოვან საკითხს წარმოადგენს.

კლიმატის რყევის პერიოდულობის დადგენის პირველი ცდა ე. ბრიკნერს ეკუთვნის. მან დიდძალი ისტორიული მასალა შეკრიბა ბუნების სხვადასხვა მოვლენებზე (მდინარეთა გაყინვა და დნობა, ტბებისა და მდინარეების წყლიანობა, მოსავლიანობა და სხვ.) და გამოიყენა რეგულარული მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა მონაცემები. დიდძალმა ისტორიულმა და მეტეოროლოგიურმა მასალამ საშუალება მისცა მას ტემპერატურისა და ნალექების ცვლილებაში დაედგინა რყევის 35-წლიანი პერიოდი. როგორც თვით ბრიკნერი აღნიშნავს, 35 წელი წარმოადგენს საშუალო სიდიდეს, რომელიც შეიძლება 25-დან 50 წლამდე იცვლებოდეს. მისი აზრით, აღნიშნული რყევა მიმდინარეობს ხმელეთის ზედაპირზე ყველგან ერთდროულად.

ბრიკნერის კლიმატურ ციკლს ბევრი მეცნიერი კრიტიკულად შეხვდა, თუმცა ზოგიერთის შემდგომმა კვლევამ იგი დაადასტურა (ა. შნიტნიკოვი, მ. ეიგენსონი).

ამჟამად უკვე ეჭვს არ იწვევს ის გარემოება, რომ ტროპოსფეროში მიმდინარე მნიშვნელოვანი ცვლილებანი დაკავშირებულია მზის აქტიურობის ციკლურ რყევასთან. მზის აქტიურობის ცვლილების გავლენა ტროპოსფეროს პროცესებზე ძირითადად ის არის, რომ მზის აქიტურობის გაძლიერება იწვევს ციკლონების გაღრმავებას და ანტიციკლონის სიმძლავრის გაზრდას, ხოლო ტემპერატურისა და ნალექების პერიოდული ცვლილება დამოკიდებულია აღნიშნულ სისტემათა განვითარებაზე.

მზის აქტიურობა დამოკიდებულია მასზე პერიოდულად წარმოშობილი ლაქების რაოდენობაზე, ხოლო მისი შეფასება წარმოებს ვოლფის * რიცხვის მეშვეობით, რომლის რეგისტრაციაც დაახლოებით 200 წლის წინათ დაიწყო. აღნიშნულმა მონაცემებმა დაგვანახვა, რომ მზის გამოსხივება განიცდის ციკლურ რყევას, რომლის საშუალო ხანგრძლივობა 11 წელს აღწევს. სინამდვილეში კი მისი ხანგრძლივობა 8-დან 16 წლამდე იცვლება. მზის მინიმალური აქტივობისას ლაქების რაოდენობა და ზომა ძალზე მცირეა და შეიძლება ისინი თვეების განმავლობაში სრულიად გაქრნენ.

ამ ბოლო დროს, გარდა 11-წლიანი ციკლისა, შემჩნეულ იქნა 5—6 და 80—90-წლიანი ციკლები; ეს უკანასკნელი ციკლები ჯერ კიდევ შესწავლის სტადიაშია.

ბევრი მეცნიერი შეეცადა მზის აქტივობის ციკლურობასთან დაეკავშირებინა ცალკეული ჰიდრომეტეოროლოგიური ელემენტების ცვლილება. ე. რუბინშტეინს რეალურად მიაჩნია დედამიწის სხვადასხვა პუნქტზე მზის აქტიურობის რყევადობასა და ჰაერის ტემპერატურას შორის კავშირი. მაგრამ ეს კავშირი (ლაპარაკია მზის აქტიურობის 11-წლიან ციკლზე), როგორც იგი აღნიშნავს, შეიძლება იყოს როგორც პირდაპირი, ისე საწინააღმდეგო. ეს გამოწვეულია იმით, რომ მზის ნებისმიერი აქტიურობის მიუხედავად დედამიწის ზედაპირზე ყოველთვის არსებობს არეები ტემპერატურის დადებითი და უარყოფითი ანომალიებით. მზის ლაქების მაქსიმალური რაოდენობისას (მზის მაქსიმალური აქტიურობა) ხდება დადებითი ანო-

* ვოლფის რიცხვი (W) მზის ლაქების შეფარდებითი რაოდენობაა. იგი გამოითვლება ფორმულით: $W = K(10g + f)$, სადაც K მაჩვენებელი დამოკიდებულია დაკვირვების პირობებსა და ინსტრუმენტზე, g ჯგუფებისა და ცალკეული ლაქების რიცხვია, ხოლო f ყველა ლაქის საერთო რიცხვია ჯგუფებში.

მალიური არის შემცირება და უარყოფითის გადიდება, ხოლო მინიმალურისას — საწინააღმდეგო პროცესს აქვს ადგილი.

თბილისის საშუალო წლიური ტემპერატურის მზის აქტიურობის 11-წლიან ციკლთან დაპირისპირებისას ი. ცუცქირიძე მივიდა იმ დასკვნამდე, რომ მათ შორის კავშირი სუსტია (კორელაციის კოეფიციენტი $r<0,5$-ზე) და, ამასთან კორელაციის კოეფიციენტი ხასიათდება როგორც დადებითი, ისე უარყოფითი ნიშნით.

უკანასკნელ წლებში გამოირკვა, რომ მზის ლაქების 11-წლიანი მაქსიმუმის დროს (მზის მაქსიმალური აქტიურობა) მაღალ განედებზე საშუალო წლიური ტემპერატურა უფრო მეტია, ვიდრე მინიმუმის დროს, ხოლო ტროპიკულ ზონაში, პირიქით — იგი ნაკლებია მრავალწლიურ საშუალოზე.

ტ. პოკროვსკაიამ მზის ლაქების საშუალო მდგრადობა (ე. ი. არსებობის ხანგრძლივობა) დააკავშირა ჩრდილოეთ ატლანტიკაზე, ბარენცისა და კარის ზღვებზე გამავალ ღრმა ციკლონების სიხშირესთან და მიიღო თითქმის სრული დამთხვევა, ე. ი. ჩრდილოეთის ზღვებზე ცირკულაციური პროცესები მჭიდრო დამოკიდებულებაში ყოფილა მზის აქტიურობის მდგომარეობასთან.

ზოგიერთი მეცნიერი აღნიშნავს მზის ლაქების მაქსიმუმის დროს ტროპიკებში მეტი ნალექების მოსვლას.

როგორც დავინახეთ, მზის აქტიურობის 11-წლიან ციკლსა და ცალკეულ ჰიდრომეტეოროლოგიურ ელემენტებს შორის სტატისტიკური კავშირი მეტ-ნაკლები სიძლიერით არსებობს, მაგრამ ამ კავშირის ფიზიკური არსი ჯერ კიდევ დაზუსტებული არ არის, იგი შემდგომ მეცნიერულ კვლევას მოითხოვს.

§ 4. ჰიპოთეზები, რომლებიც კლიმატის ცვლილების მიზეზებს ხსნის

კლიმატის ცვლილების ან რყევადობის გამომწვევი ძირითადი მიზეზები ძალზე რთული და მრავალფეროვანია, რადგან ისინი კოსმოსური და პლანეტური ფაქტორებით არიან გაპირობებული და მათი ცალ-ცალკე გამოყოფა და შეფასება გარკვეული მაჩვენებლების მიხედვით დიდ სიძნელეს წარმოადგენს. აღნიშნულმა გარემოებამ განაპირობა კლიმატის ცვლილების მრავალი ჰიპოთეზის წარმოშობა. მათ შორის აღსანიშნავია ასტრონომიული, ფიზიკური და გეოლოგიურ-გეოგრაფიული ჰიპოთეზები.

ა ს ტ რ ო ნ ო მ ი უ ლ ი ჰ ი პ ო თ ე ზ ა კლიმატის ცვლილებას უკავშირებს დედამიწის ორბიტის ელემენტების ცვლილებას და ბრუნვის ღერძის გადაადგილებას. მისი არსი ის არის, რომ დედამიწის მდგომარეობა სივრცეში მზისა და სხვადასხვა კოსმოსური სისტემების ზეგავლენით იცვლება და მასთან ერთად ცვლილებას განიცდის მზის რადიაციული პირობები. პერიოდული ცვლილება ახასიათებს დედამიწის ბრუნვის ღერძის დახრილობას (პერიოდის ხანგრძლივობა 41,000 წელი), დედამიწის ორბიტის ექსცენტრისიტეტს (92.000 წელი) და პერიჰელიუმის (აფელიუმის) დადგომის დროს (21.000 წელი).

დედამიწის ბრუნვის ღერძის დახრილობა (დედამიწის ორბიტის სიბრტყის დახრილობა დედამიწის ეკვატორის სიბრტყესთან) ამჟამად 23,5°-ს შეადგენს. იგი 41.000 წლის განმავლობაში 22-დან 24,5°-მდე იცვლება. რაც უფრო დახრილია ბრუნვის ღერძი, მით უფრო მაღალ განედებზე მატულობს ტემპერატურა, ხოლო ტროპიკებზე — კლებულობს და, პირიქით.

დედამიწის ორბიტის ექსცენტრისიტეტი (ელიფსის მცირე ღერძის დიდთან შეფარდება) ამჟამად 0,017-ს უდრის. იგი შეიძლება 0,0007-მდე შემცირდეს და დედამიწის ორბიტას დაახლოებით წრის ფორმა მიეცეს. მისი ზღვრული სიდიდე 0,0658-ს აღწევს. რაც უფრო მეტია ექსცენტრისიტეტი, მით უფრო ახლოს იქნება მზე ზამთარში ჩრდილოეთ ნახევარსფეროსთან და გამოიწვევს თანამედროვესთან შედარებით თბილ და მოკლე ზამთარს და ხანგრძლივ და გრილ ზაფხულს.

პერიჰელიუმისა და აფელიუმის მდგომარეობას წლის ყველა სეზონი თანმიმდევრულად გაივლის 21,000 წლის განმავლობაში. იგი გამოწვეულია დედამიწის ღერძის გადაადგილებით, რომელიც შემოსწერს გარკვეულ კონუსურ ზედაპირს ზემოაღნიშნულ პერიოდში. ეს გარემოება იწვევს იმას, რომ ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს ზამთრის პერიჰელიუმი 10,500 წლის შემდეგ შეიცვლება აფელიუმით და შემდგომ ისევ პირვანდელ მდგომარეობას დაუბრუნდება.

დედამიწის ორბიტაზე სამივე ელემენტი ერთდროულად მოქმედებს, რის გამოც შეიძლება მათ ერთმანეთი ან გააძლიეროს, ანდა, აქედან გამომდინარე, კლიმატური პირობებიც მეტ-ნაკლები ინტენსივობით შეცვალოს.

აღსანიშნავია, რომ დედამიწის ორბიტის ელემენტების ცვლილება გავლენას არ ახდენს მზის ინსოლაციის წლიურ ჯამზე, მხოლოდ მის გადანაწილებას ახდენს წლის სეზონებსა და დედამიწის ცალკეულ ნაწილებს შორის.

დედამიწის მოძრაობის პარამეტრების ცვლილებიდან გამომდინარე მ. მილანკოვიჩმა 600.000 წლის პერიოდისათვის გამოითვალა მზის რადიაციის საუკუნეობრივი მსვლელობა. ამან საშუალება მისცა ზოგიერთ მეცნიერს ეს უკანასკნელი დაეპირისპირებინა მეოთხე-

ული გამყინვარებისა და გამყინვარებათშორის პერიოდებთან. როგორც მე-60 ცხრილიდან ჩანს, 230.600 და 20.300 წლის წინათ ჩ. წ. აღ.-მდე. ზაფხული მეტად გრილი ყოფილა და მათ შესაბამი-

ცხრილი 60

მზის რადიაცია (კკალ/სმ² წელი) ატმოსფეროს ზედა საზღვარზე წარსულში (მილანკოვიჩით)

ჩრდილოეთი განედი (გრად)	ამჟამად		წლები ჩ. წ.-ამდე					
			9300		2.300		230600	
	ზაფხ.	ზამთ.	ზაფხ.	ზამთ.	ზაფხ.	ზამთ.	ზაფხ.	ზამთ.
5	161	149	+6,7	—7,4	+0,02	—1,0	—2,5	+4,0
75	132	7	+4,7	—1,9	—5,6	0,0	—7,2	+1,2

სად მიაკუთვნებენ მეოთხეული გამყინვარების ე. წ. რისისა და უკანასკნელი ვიურმის სტადიას, ხოლო უკანასკნელი გამყინვარების შემდგომი პერიოდი (9300 წელი) კლიმატური ოპტიმუმით (საუკეთესო, ხელსაყრელი) ხასიათდებოდა.

მიუხედავად იმისა, რომ მილანკოვიჩის ჰიპოთეზას ბევრი მიმდევარი ჰყავდა, ამჟამად მისი ზოგიერთი მხარე კრიტიკას ვერ უძლებს. მაგალითად, მესამეულ პერიოდშიც უნდა ჰქონოდა ადგილი დედამიწის ორბიტის ელემენტთა ცვლილებას, მაგრამ მას გამყინვარება არ გამოუწვევია. თავისი თეორიის შედგენისას მან დაუშვა ატმოსფეროს უძრაობა და დედამიწის ერთგვაროვნება.

ფიზიკური ჰიპოთეზა. გეოლოგიურ წარსულში კლიმატის ცვლილების მიზეზს ზოგიერთი მეცნიერი ატმოსფეროს შემადგენლობის ცვლილებაში ეძებს. ეს განსაკუთრებით ეხება წყლის ორთქლს, ნახშირმჟავა გაზისა (CO_2) და ვულკანური წარმოშობის მტვრისა და ფერფლის კონცენტრაციას ატმოსფეროში. ისინი დიდ გავლენას ახდენენ როგორც მოკლეტალღიან, ისე გრძელტალღიან რადიაციაზე.

წყლის ორთქლის შემცველობა ატმოსფეროში რომელიმე ფაქტორის ზეგავლენით რომ განახევრებულიყო, მაშინ დედამიწის საშუალო ტემპერატურა 5°-ით შემცირდებოდა. საშუალო მოღრუბლულობის (ამჟამად იგი 50%-ია) 10%-ით შემცირება გამოიწვევდა დედამიწის საშუალო ტემპერატურის 8°-ით შემცირებას და გამყინვარებისათვის საჭირო ხელსაყრელ პირობებთან მიახლოებას.

დედამიწის კლიმატზე არსებით გავლენას ახდენს ატმოსფეროში ნახშირმჟავა გაზის (CO_2) კონცენტრაციის ცვლილება; მიუხედავად

იმისა, რომ იგი სრულიად უმნიშვნელო რაოდენობითაა ატმოსფეროში (0,03%), მას დედამიწიდან გამოსხივებული სითბოს შთანთქმის კარგი უნარი აქვს და ამით ხელს უწყობს ატმოსფეროს „სითბური ეფექტის“ გადიდებას. გამოანგარიშებულია, რომ CO_2-ის კონცენტრაციის ახლანდელთან შედარებით ორჯერ გადიდება ან შემცირება გამოიწვევდა ტემპერატურის 3°-ით გადიდებას ან შემცირებას. იგი სრულიად რომ არ ყოფილიყო ატმოსფეროში, მაშინ დედამიწის საშუალო წლიური ტემპერატურა —7° იქნებოდა, ე. ი. ახლანდელთან შედარებით 21°-ით დაეცემოდა.

ატმოსფეროში CO_2-ის შემადგენლობის შესაძლებელი ცვლილების ფიზიკურმა ანალიზმა მეცნიერთა უმრავლესობა იმ დასკვნამდე მიიყვანა, რომ მას წარსულში არ შეეძლო გამოეწვია კლიმატის მნიშვნელოვანი შეცვლა ისეთი მასშტაბით, როგორიცაა მეოთხეულის ან უფრო ადრინდელი გამყინვარებები, ან გამყინვარებათშორისი პერიოდები.

კლიმატის ცვლილებაში დიდ მნიშვნელობას ანიჭებენ ვულკანურ მოქმედებას; მაგალითად, ვულკანების კრაკატაუს (1883) და კატმაის (1912) მოქმედებით ატმოსფეროში შესაბამისად 18 და 21 ათასი კმ³ მტვრისა და ფერფლის ნაწილაკები მოხვდა და ამან მზის რადიაციის 10—20%-ით შესუსტება გამოიწვია.

მზის რადიაციის ძირეული ცვლილების მიზეზად, ჰემფრისი და სხვა მეცნიერები ასახელებენ ვულკანური მოქმედებით გამოწვეულ ატმოსფეროს გამჭვირვალობის რყევადობას. ამავე აზრს იზიარებს მ. ბუდიკო და თ. დავითაია; როგორც აღვნიშნეთ, ისინი უკანასკნელი ათეული წლების რადიაციის შესუსტებას მიაწერენ ატმოსფეროს გაპუჭყიანებას. მათ მიაჩნიათ, რომ ატმოსფეროს გამჭვირვალობის რყევადობა, განაპირობებს რა დედამიწის მიერ შთანთქმული მზის რადიაციის რაოდენობრივ ცვლილებას, იწვევს ხმელეთსა და ოკეანეზე ყინულოვანი საფარის ფართობის ცვლილებას. ამის შედეგად იცვლება პლანეტარული ალბედო, რაც აძლიერებს შთანთქმული რადიაციისა და დედამიწის თერმული რეჟიმის ცვლილებას. რიგმა გამოთვლებმა მ. ბუდიკო იმ დასკვნამდე მიიყვანა, რომ ატმოსფეროს გამჭვირვალობის დაქვეითება, რომელიც მზის რადიაციის 1%-ით შემცირებას გამოიწვევდა, საკმარისი იქნებოდა მეოთხეული გამყინვარების განვითარებისათვის; რადიაციის 1,6%-ით და მეტით შემცირება დედამიწის მთლიან გამყინვარებას გამოიწვევდა.

როგორც ვხედავთ, ვულკანური მოქმედებით ატმოსფეროს გამჭვირვალობის გაუარესება და მზის რადიაციის შესუსტებასთან დაკავშირებული გამყინვარების საკითხი წინა პლანზეა წამოწეული;

მაგრამ გეოლოგიურ წარსულში კლიმატთა ცვლილების მარტო ვულკანური მიზეზებით შემოფარგვლა დამაჯერებელი არ არის.

კლიმატთა მორიგეობის ორიგინალური ჰიპოთეზა წარმოაყენა სიმპსონმა. წინა ჰიპოტეზისაგან განსხვავებით, მან ივარაუდა, რომ მყინვარული ეპოქა წარმოიშობა მზის რადიაციის ინტენსივობის გადიდების შედეგად. რადიაციის გაზრდა იწვევს აორთქლების გაძლიერებას, ციკლონური პროცესების გაძლიერების შედეგად მოღრუბლულობისა და ნალექების რაოდენობის გადიდებას და, აქედან გამომდინარე, მყინვართა წარმოშობას, თუ, რა თქმა უნდა, ზამთარში მოსული თოვლის რაოდენობა აღემატება ზაფხულში დამდნარი თოვლის რაოდენობას. მისი აზრით, დედამიწის გათბობა უნდა მიმდინარეობდეს დაბალ და მაღალ განედებზე არათანაბრად, რის შედეგადაც ტემპერატურული გრადიენტი ეკვატორი — პოლუსი გაიზრდება და შესაბამისად გაძლიერდება ატმოსფეროს ცირკულაციაც, რომელიც დამატებით გაზრდის აორთქლებას, ტენიანობას, ღრუბლებისა და ნალექების რაოდენობას.

სიმპსონი ვარაუდობს მზის რადიაციის ინტენსივობის ორი მაქსიმუმის არსებობას, რომელმაც განაპირობა მეოთხეული პერიოდის ოთხი გამყინვარების წარმოშობა (გიუნცი, მინდელი, რისი და ვიურმი). ამ ჰიპოთეზის ყველაზე სუსტი მხარე ის არის, რომ მინდელ-რისის გამყინვარებათშორისო ეპოქის კლიმატი დახასიათებულია როგორც ცივი და მშრალი; მაგრამ გეოლოგიური მონაცემები საწინააღმდეგო სურათს იძლევა, სახელდობრ, აღნიშნული ეპოქა უფრო თბილი და ნოტიო უნდა ყოფილიყო მომდევნო რის-ვიურმიზე.

ფიზიკური ჰიპოტეზებიდან განსაკუთრებით გამოირჩევა მზის გამოსხივების ციკლური რყევადობით გამოწვეული კლიმატის ცვლილება; იგი გულისხმობს ულტრაიისფერი და კორპუსკულარული რადიაციის ნაკადის ცვლილებას და ატმოსფეროს მაღალ ფენებში მათ მიერ გამოწვეულ რიგ გარდაქმნებს; დაბოლოს, რომ მზის სისტემა თავის გზაზე პერიოდულად ხვდება ნისლოვანებას, რომელიც ასუსტებს რადიაციას და დაბლა სწევს დედამიწის ტემპერატურას (მყინვარების გაჩენა), ან, პირიქით, ნისლოვანებებს შორის არსებული შუალედური გამჭვირვალე არე იწვევს გამყინვარებათშორისო ეპოქას, მიუხედავად ბევრი მომხრისა, ბევრი მოწინააღმდეგეც აღმოაჩნდა.

გ ე ო ლ ო გ ი ურ-გ ე ო გ რ ა ფ ი უ ლ ი ჰ ი პ ო თ ე ზ ა. გეოლოგიურ წარსულში კლიმატის ცვლილებაზე არსებულ შეხედულებებს შორის ყველაზე პოპულარულად ითვლება ვეგენერის ჰიპოთეზა; მისი აზრით, კლიმატის ცვლილება დაკავშირებულია კონტინენტების

სავარაუდო დრეიფთან და დედამიწის პოლუსების შესაძლებელ გადაადგილებასთან. მისი წარმოდგენით, კონტინენტთა დრეიფი გამოწვეულია ცენტრიდანული და მიმოქცევის ძალების ზემოქმედებით; პირველი ძალა იწვევს კონტინენტების პოლუსიდან ეკვატორისაკენ გადაადგილებას, ხოლო მეორე, რომელიც მზისა და მთვარის მიზიდულობითაა გამოწვეული— განაპირობებდა კონტინენტების დასავლეთის მიმართულებით მოძრაობას. კონტინენტთა განცალკევება ხდებოდა თანდათანობით: ჩრდილოეთ ამერიკა გამოეყო ჩრდილოეთ ევროპას, ხოლო სამხრეთ ამერიკა — აფრიკას. აღნიშნულის დასადასტურებლად იგი მიუთითებდა არა მარტო ევრაზიის კონტინენტის დასავლეთ და ამერიკის აღმოსავლეთ სანაპირო ხაზის მოხაზულობის მსგავსებაზე, არამედ აღნიშნული კონტინენტების გეოლოგიურ, პალეონტოლოგიურ და ბიოლოგიურ მსგავსებაზეც. როგორც შემდგომ გამოირკვა, ზემოაღნიშნული ძალები საკმარისი არ ყოფილა კონტინენტებისა და ოკეანეების დანაწევრებისათვის, ხოლო ფლორისა და ფაუნის მსგავსება გამოწვეულია შუალედური კუნძულების მეშვეობით მათი ურთიერთგაცვლით (ლ. ბერგი).

მართალია, კლიმატური პირობები მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული დედამიწის ზედაპირის ხასიათსა და მის ცვლილებაზე, მაგრამ იგი მაინც არ წარმოადგენს კლიმატის ძირეული ცვლილების გადამწყვეტ ფაქტორს, როგორც ეს ვეგენერს აქვს წარმოდგენილი. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს მეოთხეულ პერიოდში კლიმატის ხშირი და მკვეთრი ცვლილებანი, რომელთა დროსაც დედამიწის თითქმის უცვლელი ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათისა და რელიეფის პირობებში მყინვარული ეპოქები იცვლებოდა გამყინვარებათშორისი თბილი ეპოქებით.

განსაკუთრებულ ინტერესს იწვევს პოლუსების გადაადგილებით და დედამიწის ღერძის სხვადასხვა დახრილობით გაპირობებული კლიმატის ცვლილების ჰიპოთეზა, რომელიც ვეგენერმა და კიოპენმა მოგვცა. როგორც ისინი ამტკიცებენ, პალეოზოიდან მოყოლებული ჩრდილოეთი პოლუსი, რომელიც დაახლოებით წყნარი ოკეანის ცენტრალურ ნაწილში (ჩრდილოეთ ტროპიკზე) იყო მოთავსებული, დიდი მანძილით გადაადგილდა აღნიშნულ ოკეანეზე და საბოლოოდ მიიღო თანამედროვე მდგომარეობა. პოლუსების გადაადგილებამ გამოიწვია გეოგრაფიული განედების ცვლილება და სხვადასხვა პუნქტების კოორდინატთა შეცვლა. დედამიწის ზოგიერთ პუნქტს, როგორც ისინი აღნიშნავენ, რამდენჯერმე განუცდია ტროპიკებსა და პოლარულ აუზებს შორის გადანაცვლება და კლიმატური პირობების შეცვლა. მათი ვარაუდით, ცალკეულ გეოლოგიურ პერიოდებ-

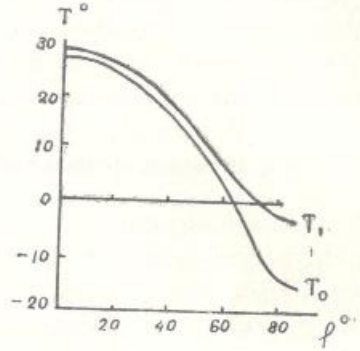
ში არსებობდა იგივე კლიმატური ზონები, როგორიც იგი ამჟამად გვაქვს, მხოლოდ კონტინენტთა დრეიფის ან პოლუსთა გადაადგილების შედეგად ამა თუ იმ ოლქის კლიმატური პირობები იცვლებოდა. აღნიშნული ჰიპოთეზის სასარგებლოდ მეტყველებს ის შედეგები და დებულებები, რომლებიც მიღებულია შემდგომი პერიოდის პალეოკლიმატური და პალეომაგნიტური კვლევის შედეგად.

ა. ვოეიკოვისა და სხვა მეცნიერების აზრით, გეოლოგიურ წარსულში კლიმატის ცვლილება უნდა გამოეწვია დედამიწის ქერქის ვერტიკალურ მოძრაობას, რომელიც განაპირობებდა სხვადასხვა ზომის კონტინენტებისა და ოკეანეების ურთიერთგანლაგების ცვლილებას, მთების წარმოშობას, ოკეანეთა დინებების ცვლილებას, ოკეანეთა ტრანსგრესიას და რეგრესიას და ა. შ. მაგალითად, ზღვის ტრანსგრესიის დროს ზღვის ფართობის მომატებით, როგორც ვარაუდობენ (ი. ლუკაშევიჩი), ჰაერის ტემპერატურა მოიმატებდა 1—2°-ით, ხოლო რეგრესიისას — იმავე სიდიდით დაიკლებდა. ს. ბრუჭსის აზრით, ტრანსგრესიის დროს ტემპერატურის მომატება ძირითადად მაღალ განედებზე მოხდებოდა, ხოლო ტროპიკულში, პირიქით, დაიკლებდა.

ა. ვოეიკოვის აზრს იზიარებს მ. ბუდიკოც, როდესაც იგი განიხილავს მეზოზოური ერისა და მესამეული პერიოდის კლიმატურ თავისებურებას და მეოთხეული გამყინვარების მიზეზებს. როგორც ცნობილია, მესამეულ პერიოდში, ისევე როგორც მის წინა მეზოზოურ ერაში, გამყინვარებას ადგილი არ ჰქონია. პოლარული აუზი, რომელიც თავისუფალი იყო ყინულისაგან და მაღალი ტემპერატურით ხასიათდებოდა, ეკვატორთან შედარებით ნაკლებ კონტრასტულობას იჩენდა. აღნიშნულ პერიოდებშიც ჰქონია ადგილი ვულკანური მოქმედებით ატმოსფეროს მნიშვნელოვან გაჭუჭყიანებას და ამის შედეგად მზის რადიაციის შესუსტებას, მაგრამ მას გამყინვარება არ გამოუწვევია. ამის მიზეზად მ. ბუდიკოს მიაჩნია ის გარემოება, რომ აღნიშნულ პერიოდებში პოლარული აუზი უფრო ფართო სრუტეებით უნდა ყოფილიყო შეერთებული დაბალი განედების ოკეანეებთან. ეს გამოიწვევდა ჰიდროსფეროს ცირკულაციის გაძლიერებას და ოკეანური დინებებით ეკვატორიდან მაღალი განედებისაკენ სითბოს ნაკადის 1,5—2,0-ჯერ მომატებას ახლანდელთან შედარებით. როგორც გამოთვლებიდან ირკვევა, ამ შემთხვევაში, არქტიკის საშუალო წლიური ტემპერატურა 10°-ს მიაღწევდა. სითბოს ეს მნიშვნელოვანი რაოდენობა, რადიაციის საგრძნობი ცვლილების დროსაც კი გამორიცხავს გამყინვარების ყოველგვარ შესაძლებლობას.

მესამეულის შუა პერიოდის შემდეგ მთათა წარმოშობის პროცესების გაძლიერებამ და კონტინენტის რელიეფის მრავალფეროვანმა ცვლილებამ განაპირობა პოლარული აუზის ტროპიკული ოკეანეებისაგან თანდათანობითი იზოლაცია, მათ შორის ცირკულაციის შესუსტება და პოლუსებზე ტემპერატურის ძლიერი დაცემა. ამ პერიოდში მაღალ და ზომიერ განედებზე მუდმივ აცივებას არ უნდა ჰქონოდა ადგილი — ცალკეულ ეპოქებში იგი ათბობითაც იცვლებოდა, მაგრამ ტემპერატურის კლების საერთო ტენდენცია უფრო ძლიერი ყოფილა.

მ. ბუდიკოს მიაჩნია, რომ კონტინენტებისა და ოკეანეების თანამედროვე განაწილების პირობებში შესაძლებელია ორი კლიმატური რეჟიმის არსებობა: 1. ყინულის მასივები, რომლებიც მოიცავს ჩრდილოეთ ნახევარსფეროს პოლარულ ზონას, განაპირობებს პოლუსსა და ეკვატორს შორის მნიშვნელოვან ტემპერატურულ კონტრასტს (ნახ. 23-ის T_0 მრუდი), და 2. პოლარული ზონა, რომელიც ყინულსაფარისაგან თავისუფალია, მერიდიანული მიმართულებით ტემპერატურის გრადიენტი ამ დროს მნიშვნელოვნადაა შემცირებული (ნახ. 23-ის T_1 მრუდი). მისი აზრით, ორივე კლიმატური რეჟიმი არამდგრადია, რადგან ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს ცირკულაციის მცირეოდენმა რყევამაც კი შეიძლება გამოიწვიოს არსებული ყინულსაფარის მთლიანად დნობა ან ყინულსაფარს მოკლებული პოლარული ოკეანის მთლიანად გაყინვა. ვინაიდან ერთი კლიმატური რეჟიმიდან მეორეზე გადასვლას ძირითადად მზის რადიაციის არასტაბილურობა განსაზღვრავს, ამიტომ ყველაზე მოსალოდნელია, რომ ეს უკანასკნელი გამოიწვევდა მეოთხეულ პერიოდში კლიმატის მრავალფეროვან ცვლილებას.



ნახ. 23. ყინულსაფარის გავლენა ტემპერატურის განაწილებაზე

მ. ბუდიკოს აზრით, ვულკანური მოქმედების აქტივობის დაქვეითების პერიოდში ტემპერატურის განაწილება შეესაბამებოდა (ყინულსაფარის გარეშე) შედარებით თბილ გამყინვარებათშორის ეპოქებს, ხოლო ვულკანური მოქმედების გადიდება (ატმოსფეროს ძლიერი გაჭუჭყიანება და რადიაციის შემცირება) თავდაპირველად გამოიწვევდა არქტიკის ზღვებში ყინულსაფარის გაჩენას, ხოლო შემდ-

გომ ხმელეთის ზედაპირზე განვითარდებოდა მეტ-ნაკლები სიძლიერის გამყინვარება.

მ. ბუდიკო კლიმატის ცვლილების სხვა მიზეზებსაც (მაგალითად, დედამიწის ორბიტის ცვლილება და სხვ.) გარკვეულ მნიშვნელობას ანიჭებს, მაგრამ დომინირებულ ფაქტორად მაინც ვულკანური მოქმედებით მზის რადიაციის საუკუნეობრივი მსვლელობის არასტაბილურობა მიაჩნია.

როგორც დავინახეთ, დედამიწის კლიმატის ცვლილების ამხსნელ ჰიპოთეზათა სიმრავლე მიუთითებს აღნიშნული პრობლემების სირთულეზე; მაგრამ ერთი რამ ცხადია, სხვადასხვა გეოლოგიურ ეპოქებში დედამიწის კლიმატის რადიკალური ცვლილება გამოწვეული უნდა ყოფილიყო როგორც დედამიწისეული, ისე კოსმოსური და ასტრონომიული ფაქტორების ერთობლივი ზემოქმედების შედეგად.

§ 5. კლიმატის ხელოვნური გარდაქმნის ზოგიერთი საკითხი

ადამიანის პრაქტიკული მოღვაწეობა მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული კლიმატურ პირობებთან, მის თავისებურებებთან. მას ხშირად უხდება არახელსაყრელი კლიმატური პირობების წინააღმდეგ ბრძოლა და, აქედან გამომდინარე, მასზე სხვადასხვა საშუალებით ზეგავლენა.

ადამიანთა საზოგადოება თავის მოღვაწეობის პროცესში დიდ გავლენას ახდენს კლიმატზე. დიდ სამრეწველო ქალაქებში წვისა და სხვა გზით წარმოშობილი ბოლი, ტყისა და ტორფის მასივების ხანძარი, მტვრიანი ქარიშხალი, რომელიც არასწორად დამუშავებულ ნიადაგის ფენებს მთლიანად აშიშვლებს, იწვევს მზის რადიაციის მნიშვნელოვნად შესუსტებას; ან კიდევ, ადამიანის უნებლიე ზემოქმედების შედეგია ის, რომ ტყეების უგეგმო გაჩეხვა იწვევს მდინარეებისა და წყალსაცავების გაშრობას, ამ ტერიტორიის გაუდაბნოებას და ა. შ. არახელსაყრელი კლიმატური პირობების ხელოვნური შეცვლა შეიძლება მოხდეს ტყის მასივებისა და ქარსაცავი ზოლების გაშენებით, ნიადაგის სითბური რეჟიმის შეცვლით, ხელოვნური მორწყვით, ჭაობების ამოშრობით, ქალაქების მიკროკლიმატის მელიორაციით და სხვ. როგორც ჩანს, ადამიანისათვის ყველაზე მისაწვდომია მცირე მასშტაბის ქვეფენილი ზედაპირის ხასიათის შეცვლა და მასთან დაკავშირებული მიწისპირა ჰაერის ფენების კლიმატური პირობების ცვლილება. ადგილობრივი კლიმატის ან მიკროკლიმატის ცვლილება ლოკალური ხასიათისაა და არსებით გავლენას ვერ ახდენს მაკროკლიმატზე; ამ უკანასკნელის ცვლილება, როგორც ცნობილია, მოითხოვს ისეთ კლიმატწარმომშობ ფაქტორებზე ზემოქმედებას, როგორიცაა რადიაციის ელემენტები, ცირკულაციური პროცესები და დიდი ტერიტორიის ქვეფენილი ზედაპირი (კონტინენტები, ოკეანეები, ოროგრაფია, ოკეანური დინებები, ყინულოვანი საფარი და სხვ.). რაც უფრო დიდია ტერიტორია, მით უფრო რთულდება კლიმატის გარდაქმნის ამოცანა.

დიდი მასშტაბით კლიმატის ხელოვნური გარდაქმნის პრობლემას საერთაშორისო ხასიათი ენიჭება, რადგან დედამიწის ერთ რომელიმე ნაწილში კლიმატის გარკვეულმა ცვლილებამ შეიძლება გამოიწვიოს მის სხვადასხვა ნაწილში კლიმატის ელემენტთა სრულიად განსხვავებული ცვლილება. უფრო მეტიც, კლიმატურ მახასიათებელთა ცვლილება, რომელიც ხელსაყრელია ზოგიერთი ბიოლოგიური და ზოოლოგიური მოვლენებისა და პროცესებისათვის, შეიძლება დამღუპველი შეიქნეს სხვებისათვის. ამის კარგ მაგალითს წარმოადგენს სამხრეთ ამერიკაში პერუს სანაპირო, სადაც პერუს ცივი დინებაა გაბატონებული, მაგრამ პერიოდულად აქ ელ-ნინეს საწინააღმდეგო თბილი დინებებიც ვრცელდება ხოლმე. ჩვეულებრივ, პერუს სანაპიროზე ნალექები თითქმის არ მოდის და წყნარი ოკეანისაკენ ექსპოზირებული მთის ფერდობები მცენარეული საფარით ძალზე ღარიბია. უხვი ნალექები აქ მოდის მაშინ, როდესაც მთელს სანაპიროზე ვრცელდება ელ-ნინეს თბილი დინების წყლის მასები. ასეთ შემთხვევას ადგილი ჰქონდა 1925 წლის იანვარში. ხანგრძლივმა განუწყვეტელმა ნალექებმა გამოიწვია წყალდიდობა და დასახლებული ადგილების ნგრევა. წყლის ტემპერატურის მომატებამ თევზის საკვები პლანქტონების განადგურება გამოიწვია, რის შედეგადაც ისინი მასობრივად იხოცებოდნენ. აქ მობინადრე ფრინველები ჭირმა მოიცვა და მათი უმეტესობა დაიხოცა, ხოლო მოსახლეობაში სხვადასხვა დაავადებათა ეპიდემიამ სიკვდილიანობის გაზრდა გამოიწვია.

როგორც ზემოაღნიშნულიდან ჩანს, ბუნებრივი პროცესის ნორმიდან მცირეოდენ გადახრასაც კი მნიშვნელოვანი არასასიამოვნო შედეგების გამოწვევა შეუძლია. მაგრამ, ჯერ კიდევ გაურკვეველია, თუ რას გამოიწვევდა კლიმატის შეცვლა პლანეტარული მასშტაბით მთლიანად ან მის რომელიმე ნაწილში. შეიძლება ისეც მოხდეს, რომ ერთ რაიონში ხელსაყრელი კლიმატური პირობების შექმნამ, მეორე მეზობელ რაიონში ან უფრო მოშორებით არახელსაყრელი პირობები გამოიწვიოს. აღნიშნული საკითხები მოითხოვს ღრმამეცნიერულ შესწავლას, რადგან ყოველგვარ მცირეოდენ შეცდომასაც კი შეუძლია გამოუსწორებელი შედეგები მოჰყვეს.

დედამიწის სხვადასხვა ნაწილში კლიმატის გარდაქმნის პროექტების უმეტესობა ძირითადად მიზნად ისახავს ხელოვნური გზით ტემპერატურების, ტენიანობისა და ნალექების მომატებით მუდმივ სიცივესა და სიმშრალესთან ბრძოლას. პროექტების დიდი ნაწილი ეხება ჩრდილოეთის პოლარულ რაიონებში ან დედამიწის სხვა ნაწილში კლიმატის გაუმჯობესების საკითხებს. მათ შორის თავისი მეცნიერული დონით გამოირჩევა მ. ბუდიკოს პროექტი, რომელიც ითვალისწინებს ჩრდილოეთის პოლარულ აუზში მუდმივი ყინულოვანი საფარის ხელოვნურად გადნობას. მას მიაჩნია, რომ ერთხელ გადნობილი ყინული შემდგომში აღარ აღსდგება, რადგან იგი რელიქტური ყინულია, რომელიც უკანასკნელი გამყინვარების პერიოდმა დაგვიტოვა. მზის სითბოს დიდ ნაწილს, რომელიც ყინულის ზედაპირიდან აირეკლებოდა ან მის დნობაზე იხარჯებოდა, ხელოვნური გადნობის შემდეგ ზღვის წყალი შთანთქავდა და გამოიწვევდა მთელს პოლარულ აუზში კლიმატის ათბობას. ავტორი იძლევა აგრეთვე ყინულის ხელოვნური დნობისათვის საჭირო მისი ზედაპირის ალბედოს შემცირების საშუალებასაც. თუ განსაზღვრულ ფართობზე ალბედოს შემცირებით მივაღწევთ ყინულის გადნობას, მაშინ დანარჩენ ფართობზე დნობა წარიმართება მზის სითბოს ხარჯზე, რომელიც შთაინთქმება ყინულისაგან თავისუფალი ოკეანის მიერ.

არსებობს არქტიკის ხელოვნურად გათბობის სხვა პროექტიც, რომელიც გულისხმობს ბერინგის სრუტის კაშხალით გადაღობვას და შემდგომში კუროსიოს თბილი დინებით გამთბარი ბერინგის ზღვის წყლის გადაქაჩვას არქტიკის აუზში, ან პირიქით, ამ უკანასკნელიდან პირველში; ავტორის აზრით, არქტიკიდან ბერინგის ზღვაში წყლის გადმოქაჩვა გამოიწვევდა გოლფსტრიმის თბილი დინების გაძლიერებულ ცირკულაციას და არქტიკის აუზში ყინულის დნობას და ათბობას.

არქტიკის ყინულის მოსპობა და მთელს აუზში კლიმატის ათბობა დროთა განმავლობაში გამოიწვევდა გრენლანდიის ყინულის დნობას, რომელიც ოკეანეთა დონეს 6 მეტრით ასწევდა მაღლა და ბევრ არასასიამოვნო შედეგს მივიღებდით (ანტარქტიდის ყინულის დნობით მსოფლიო ოკეანის დონე 60 მ-ზე აიწევა). ამასთან ეკვატორსა და პოლარულ აუზებს შორის ტემპერატურული კონტრასტი შემცირდებოდა იმდენად, რომ მაღალ განედებზე გამოიწვევდა ციკლონური პროცესების შესუსტებას და ატმოსფეროს ზოგადი ცირკულაციის მექანიზმის მთლიან ცვლილებას.

პლანეტარული მასშტაბით კლიმატური პირობების გარდაქმნა მომავლის საქმეა და მოითხოვს მის ყოველმხრივ ღრმა კომპლექსურ შესწავლას, რათა გავითვალისწინოთ და თავიდან ავიცილოთ ის ზოგიერთი შეცდომა და უარყოფითი შედეგი, რომლებიც აღნიშნული პრობლემების განხორციელებას მოჰყვება და რომელთა გამოსწორებაც შემდგომში თითქმის შეუძლებელი გახდება.

გარდა მიკროკლიმატისა და პლანეტარულ კლიმატზე ზემოქმედებისა, მეცნიერები ეძებენ გზებსა და საშუალებებს ზეგავლენა მოახდინონ ცალკეულ უარყოფით პროცესებზე, რომელთაც ადგილი აქვთ დედამიწის სხვადასხვა ადგილას. ასეთს მიეკუთვნება ნოვოროსიისკის ბორა, რომელიც ძალზე დიდ ზიანს აყენებს სახალხო მეურნეობას. არსებობს მრავალი პროექტი აღნიშნული ქარის სიჩქარის შემცირების ან მისი მთლიანად შეწყვეტის. ლოკალური ხასიათის პროცესებზე ზემოქმედება, მათი გარდაქმნის თვალსაზრისით, არ გამოიწვევს მეზობელი რაიონების კლიმატური პირობების ცვლილებას.

თავი VII

მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა კლიმატოლოგიური დამუშავების მეთოდები

ამა თუ იმ ტერიტორიის კლიმატური პირობების შესწავლა უნდა ემყარებოდეს სათანადოდ შემოწმებულ მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა მონაცემებს. ამინდის ელემენტებზე დაკვირვების მასალის პირველადი დამუშავება პირველ ყოვლისა მეტეოროლოგიურ სადგურებზე ხდება, ხოლო მათი ტექნიკური კონტროლი ჰიდრომეტსამსახურის სამმართველოში ხორციელდება. პირველადი დამუშავების შედეგად ადგენენ ცალკეული მეტეოროლოგიური ელემენტების მონაცემთა წელიწდეულს, რომელიც შეიცავს ყოველდღიურ დაკვირვებებს, ელემენტთა თვიურ და წლიურ შედეგებს, თვითმწერთა მონაცემებს და სხვ.

მეტეოროლოგიური დაკვირვების მასალის პირველადი დამუშავება საფუძვლად ედება მეორად — კლიმატოლოგიურ დამუშავებას. კლიმატოლოგიური დამუშავების ძირითადი მიზანია ისეთი კლიმატური მაჩვენებლების შერჩევა, რომლებიც ყველაზე უკეთ გამოავლენდა სხვადასხვა გეოგრაფიულ პირობებში კლიმატთა მრავალფეროვან თავისებურებებს, და საკმაოდ ზუსტი სიდიდეების მისაღებად ისეთი მეთოდების შემუშავება, რომელიც დროსა და სივრცეში აღნიშნული მაჩვენებლების შედარების საშუალებას მოგვცემდა.

სხვადასხვა ელემენტის კლიმატურ მაჩვენებელს წარმოადგენს საშუალო არითმეტიკული, მაქსიმალური და მინიმალური მნიშვნელობები, საშუალო და აბსოლუტური ამპლიტუდები (დღეღამური, თვიური და წლიური), სხვადასხვა მოვლენათა განმეორება (ალბათობა) %-ში და სხვ.

ამა თუ იმ ელემენტის კლიმატური მაჩვენებელი მით უფრო ზუსტი და შესადარისია დროსა და სივრცეში, რაც უფრო ხანგრძლივ

დაკვირვების პერიოდიდან და ერთგვაროვან მწკრივიდანაა გამოთვლილი და კლიმატოლოგიურად ერთიანი მეთოდითაა დამუშავებული.

საბჭოთა კავშირში მეტეოროლოგიურ მასალათა კლიმატოლოგიური დამუშავების მეთოდთა თეორიის შექმნაში დიდი ღვაწლი მიუძღვით ა. კამინსკის, ე. რუბინშტეინს, ო. დროზდოვს, ე. კუზნეცოვს და სხვებს. მათ თეორიულად დაამუშავეს მათემატიკური სტატისტიკის ზოგიერთი საკითხი, რომელმაც უშუალო გამოყენება პოვა მეტეოროლოგიური მასალის კლიმატოლოგიურ დამუშავებაში. დიდ სიძნელეს წარმოადგენდა ურთიერთ შეუდარებელი სხვადასხვა ხანგრძლივობის დაკვირვებათა მწკრივის დამუშავება, განსაკუთრებით კი, ხანმოკლე დაკვირვებათა მწკრივის ხანგრძლივ ან ერთ გარკვეულ პერიოდზე მიყვანის თეორიული საფუძვლების შექმნა და მათი პრაქტიკაში გამოყენება. საბჭოთა მეცნიერების მიერ აღნიშნული საკითხი მაღალმეცნიერულ დონეზე იქნა გადაწყვეტილი.

მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა მასალის კლიმატოლოგიურად დამუშავების პროცესი შეიძლება ორ ეტაპად გაიყოს: პირველ ეტაპზე წარმოებს მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა მწკრივის ერთგვაროვნების დადგენა, მეორე ეტაპზე კი — ხანმოკლე დაკვირვებათა მწკრივის ხანგრძლივ ან ერთი პერიოდის მწკრივზე მიყვანა. ასეთი გზით მიღებული კლიმატურ ელემენტთა საშუალო სიდიდეები მეტი სიზუსტით და მდგრადობით ხასიათდებიან; ეს საშუალებას გვაძლევს აღნიშნული სიდიდეებით მოვახდინოთ არა მარტო მოცემული ტერიტორიის კლიმატური აღწერა ან დახასიათება, არამედ ვაწარმოოთ კლიმატური დარაიონება და კლასიფიკაცია.

ვინაიდან დაკვირვების მასალათა კლიმატოლოგიური დამუშავების ძირითადი მეთოდი სტატისტიკურია, ამიტომ სანამ უშუალოდ საკითხის განხილვაზე გადავიდოდეთ, საჭიროდ მიგვაჩნია მოკლედ შევჩერდეთ მათემატიკური სტატისტიკის იმ ხოგად საკითხებზე, რომლებიც გამოყენებულია დამუშავების მეთოდებში.

§ 1. კლიმატოლოგიურ დამუშავებაში გამოყენებული მათემატიკური სტატისტიკის ზოგიერთი საკითხი

ა) მწკრივის საშუალო სიდიდე

როგორც აღვნიშნეთ, მასალათა კლიმატოლოგიური დამუშავების მეთოდები დამყარებულია მათემატიკური სტატისტიკის საფუძვლებზე. ამა თუ იმ მოვლენის დაკვირვებათა მწკრივის სტატისტიკურად დახასიათებისას მნიშვნელოვანი ადგილი უკავია მწკრივის საშუალოებს. მწკრივის საშუალოები წარმოადგენს იმ ცენტრებს,

რომელთა გარშემოც ჯგუფდება მოვლენათა სხვადასხვა მნიშვნელობები. კლიმატური ელემენტის სტატისტიკური საშუალო წარმოადგენს მოცემული ელემენტის მწკრივის სინთეზურ დახასიათებას. მეტეოროლოგიური მოვლენის დახასიათება ან აღწერა ხდება მწკრივის არა ცალკეული წევრების, არამედ ერთი საშუალოს მეშვეობით, რომლის დროსაც უცვლელადაა შენარჩუნებული აღნიშნული მწკრივის ზოგიერთი განსაზღვრული თვისება.

სხვადასხვა მეტეოროლოგიური მოვლენის საშუალოს გამოსახატავად იხმარება საშუალო არითმეტიკული, მედიანა და მოდა.

მოცემული ტერიტორიის კლიმატის დახასიათებისათვის ზემოაღნიშნულ საშუალოთა შორის ყველაზე მნიშვნელოვანია და ძირითად კლიმატურ მაჩვენებელს წარმოადგენს საშუალო არითმეტიკული. იგი საშუალებას იძლევა ზოგადად დავახასიათოთ წლის ცალკეული თვეები ან სეზონები: ზაფხული ცხელია და მშრალი თუ გრილი და ნალექიანი, ზამთარი თბილია და მშრალი თუ ცივი და ნოტიო, წლის რომელი სეზონისათვისაა დამახასიათებელი ქარი ან სიწყნარე, ნათელი ან მოღრუბლული დღეები და სხვა. მისი მეშვეობით შეიძლება მოვძებნოთ ისეთი ანალოგიური რაიონი, სადაც შესაძლებელია სოფლის მეურნეობის ამა თუ იმ კულტურის მოყვანა, განსაზღვრა საჰაერო და სარკინიგზო ხაზების ხელსაყრელი მიმართულებისა და სხვ.

თუ მოცემულია რომელიმე მეტეოროლოგიური ელემენტის დაკვირვებათა მწკრივი $X_1, X_2, X_3, \ldots Xn$, რომლის წევრთა რიცხვიც n-ის ტოლია, მაშინ საშუალო არითმეტიკული გამოისახება ასეთი ფორმულით:

$$\overline{X} = \frac{\sum_{1}^{n} X_i}{n}. \qquad (9)$$

სადაც $\overline{X}$ საშუალო არითმეტიკულია, X_i—მწკრივის ცალკეული წევრები.

იმ შემთხვევაში, როდესაც მოცემულია ამა თუ იმ ელემენტის განაწილება, მაშინ საშუალო არითმეტიკულს შემდეგნაირად გამოითვლიან. ვთქვათ, მოცემულია X ელემენტის დაკვირვებათა მწკრივი შესაბამისი n სიხშირით:

$$X_1, X_2, X_3, \ldots, X_i$$

$$n_1, n_2, n_3, \ldots, n_i$$

თუ გავამრავლებთ $X_1 \cdot n_1$, $X_2 \cdot n_2 \ldots$ და ნამრავლთა ჯამს გავყოფთ სიხშირეთა ჯამზე, მივიღებთ X ელემენტის განაწილების საშუალო არითმეტიკულს, ე. ი.

$$\overline{X} = \frac{X_1 n_1 + X_2 n_2 + \cdots + X_i n_i}{n_1 + n_2 + \ldots n_i}$$

ან

$$\overline{X} = \frac{\sum X_i n_i}{\sum n_i}. \qquad (10)$$

აღნიშნული სიდიდის გამოყვანა მოცემულია 64-ე ცხრილში.

მედიანა (*Me*). ვთქვათ, მოცემულია X არგუმენტის მატებადი მწკრივი $X_1, X_2, X_3 \cdots, X_{n+1}, X_{n+2} \cdots, X_{2n+1}$; ამ მწკრივში X_{n+1} წარმოადგენს საშუალო სიდიდეს ან მედიანას, რადგან მწკრივში მასზე ნაკლებ ($X_1, X_2, \cdots, X_n$) და მეტ ($X_{n+2}, \cdots X_{2n+1}$)n წევრთან გვაქვნება საქმე. მაშასადამე, ვინაიდან ზემომოყვანილი მწკრივი კენტი რიცხვისაგან შედგება, ამიტომ მედიანა მწკრივის შუა წევრის ტოლი იქნება:

$$Me = X_{n+1}. \qquad (11)$$

თუ მწკრივი ლუწი რიცხვიდანაა შემდგარი, მაშინ მედიანა ტოლია ორი შუა რიცხვის ჯამის ნახევრის, ე. ი.

$$Me = \frac{X_n + X_{n+1}}{2}. \qquad (12)$$

მოდა (*Mo*) ეწოდება X არგუმენტის იმ სიდიდეს, რომლისთვისაც n განაწილება აღწევს უდიდეს მნიშვნელობას. კოორდინატთა სისტემაში მოდა წარმოადგენს განაწილების მრუდის მწვერვალს (უმაღლეს წერტილს).

კ. პირსონმა მოდისათვის იპოვა მიახლოებითი გამოსახულება:

$$M_0 = \overline{X} + 3(Me - \overline{X}). \qquad (13)$$

როგორც ფორმულიდან ჩანს, მოდის გამოსათვლელად საჭიროა საშუალო არითმეტიკულისა და მედიანას ცოდნა.

ბ) მწკრივის გაბნევის ზომა

მარტო საშუალო სიდიდეების მეშვეობით კლიმატური ელემენტის შინაგანი ბუნების გამოვლენა ყოვლად შეუძლებელია. საინტერესოა ვიცოდეთ აგრეთვე მოცემული ელემენტის მნიშვნელობების

წლიდან წლამდე რყევის სიდიდე. სხვადასხვა ელემენტს რყევის სხვადასხვა ინტენსივობა გააჩნია, მაგრამ ერთი და იმავე ელემენტის რყევა წლის სხვადასხვა სეზონში შეიძლება ერთმანეთისაგან საგრძნობლად განსხვავდებოდეს. ამა თუ იმ ელემენტის მწკრივის რყევის მაჩვენებლად გამოყენებულია საშუალო აბსოლუტური და საშუალო კვადრატული გადახრა.

საშუალო აბსოლუტური გადახრა გამოითვლება ფორმულით:

$$V = \pm \frac{\sum |X_i - \overline{X}|}{n}, \qquad (14)$$

სადაც X_i მოცემული ელემენტის მწკრივის ცალკეული წევრებია,

$\overline{X}$ — იმავე ელემენტის მრავალწლიური საშუალო;

n — წევრთა რიცხვი მწკრივში.

როგორც (14) ფორმულიდან ვხედავთ, საშუალო აბსოლუტური გადახრის გამოსათვლელად საჭიროა მწკრივის ყოველ წევრს (X_i) ალგებრულად გამოვაკლოთ მრავალწლიური საშუალო სიდიდე ($\overline{X}$). ყოველწლიური სხვაობების აბსოლუტური მნიშვნელობები შევაჯამოთ (ნიშნებს არ ავცევნ ყურადღებას) და გავყოთ n — წელთა რიცხვზე.

61-ე ცხრილში მოცემულია თბილისისათვის **V** გამოანგარიშების მაგალითი. როგორც ჩანს, თბილისში იანვრის თვეში ტემპერატურის საშუალო აბსოლუტური გადახრა $\mathbf{V} = \pm 1{,}61$, ივლისში — $\pm 0{,}94$ და საშუალო წლიურში — $\pm 0{,}49$. ტემპერატურები ყველაზე არამდგრადია იანვარში, ყველაზე მეტი სიმდგრადით ისინი წლიურ მონაკვეთში ხასიათდებიან.

გარდა საშუალო აბსოლუტური გადახრისა, მეტეოროლოგიური ელემენტის ცვალებადობას ახასიათებენ საშუალო კვადრატული გადახრითაც:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \overline{X})^2}{n}}. \qquad (15)$$

როგორც (15) ფორმულიდან ვხედავთ, σ-ს (სიგმა) გამოთვლისათვის საჭიროა საშუალოდ ან გადახრების ($X_i - \overline{X}$) ყოველი მნიშვნელობა ავიყვანოთ კვადრატში, შევაჯამოთ, ამოვიღოთ კვადრატული ფესვი და შემდგომ გავყოთ კვადრატულ ფესვზე წელთა რიცხვიდან. იმავე 61-ე ცხრილში თბილისისათვის მოცემულია σ-ს მნიშვ-

ცხრილი 61

მაღის ტემპერატურის გადახრები მრავალწლიური საშუალოდან
(თბილისი 1845—1957 წწ.)

წელი	ტემპერატურა			გადახრა საშუალო მრავალწლიურიდან			გადახრათა კვადრატი		
	იანვარი	ივლისი	წლიური	იანვარი $(X_i - \overline{X})$	ივლისი $(X_i - \overline{X})$	წლიური $(X_i - \overline{X})$	იანვარი $(X_i - \overline{X})^2$	ივლისი $(X_i - \overline{X})^2$	წლიური $(X_i - \overline{X})^2$
1845	—2,7	24,3	12,7	—3,4	—0,1	0,1	11,56	0,01	0,01
1846	2,4	24,0	13,1	1,7	—0,4	0,5	2,89	0,16	0,25
1847	—0,3	26,1	—	—1,0	1,7	—	1,00	2,89	—
1848	—0,8	26,5	13,3	—1,5	2,1	0,7	2,25	4,41	0,49
1849	1,9	24,2	13,5	1,2	—0,2	0,9	1,44	0,04	0,81
. .	. . .	. .	. .	. . .	. . .	. .	. . .	. .	. .
. .	. . .	. .	. .	. . .	. . .	. .	. . .	. .	. .
1953	3,9	24,5	12,9	3,2	0,1	0,3	10,24	0,01	0,09
1954	0,1	26,0	13,2	—0,6	1,6	0,6	0,34	2,56	0,36
1955	3,7	24,8	13,7	3,0	0,4	1,1	9,00	0,16	1,21
1956	3,7	25,2	11,9	3,0	—1,2	—0,7	9,00	1,44	0,49
1957	0,5	24,9	14,1	—0,2	0,5	1,5	0,04	0,25	2,25
ჯამი	79,5	2757,0	1424,0	182,0	105,9	54,5	419,98	144,07	40,09
							$\sqrt{\frac{419,98}{}} = \pm 20,49$	$\sqrt{\frac{144,07}{}} = \pm 12,03$	$\sqrt{\frac{40,09}{}} = \pm 6,33$
				საშუალო აბსოლუტური გადახრა (V)			საშუალო კვადრატული გადახრა (σ)		
საშუალო 113 წლის	0,7	24,4	12,6	$\pm 1,61$	$\pm 0,94$	$\pm 0,49$	1,93	1,14	0,59

ნელობები. σ ცოტათი აღემატება **V**-ს; მათ შორის თანაფარდობა საშუალოდ შეიძლება ასე გამოისახოს: $\mathbf{V}=0{,}8\sigma$. ვინაიდან V-ს გამოთვლა σ-ზე უფრო მარტივია, ამიტომ მას პრაქტიკული მიზნებისათვის უფრო იყენებენ. მათემატიკური სტატისტიკის თეორიული საკითხების გადაწყვეტაში σ-ს მეტი უპირატესობა ენიჭება.

თუ მოცემულია X ელემენტის განაწილება n სიხშირით, მაშინ **V** და σ გამოითვლიან ფორმულით:

$$V=\pm\frac{\sum n_i(X_i-\overline{X})}{\sum n_i} \tag{16}$$

და

$$\sigma=\sqrt{\frac{\sum n_i(X_i-\overline{X})^2}{\sum n_i}} \tag{17}$$

V და σ-ს გამოთვლა მოცემულია 64-ე ცხრილში.

გ) გაუსის ნორმალური განაწილების მრუდი

მეტეოროლოგიურ ელემენტთა განაწილების მრუდეთა ფორმები საერთოდ მრავალფეროვანია. მათ ხშირად ადარებენ გ ა უ ს ი ს ნ ო რ მ ა ლ უ რ ი გ ა ნ ა წ ი ლ ე ბ ი ს მ რ უ დ ს, რომელიც ს ი მ ე ტ რ ი უ ლ ი ა და გამოითვლება ფორმულით:

$$y=\frac{n}{\sigma}\cdot\frac{1}{\sqrt{2\pi}}e^{-\frac{(X-\overline{X})^2}{2\sigma^2}}, \tag{18}$$

სადაც **e** ნატურალური ლოგარითმის ფუძეა, n არის X არგუმენტის სიხშირეთა რიცხვი.

მრუდის გამოანგარიშების გასაადვილებლად თავისუფლდებიან σ პარამეტრისაგან და აბსცისთა ღერძზე σ-ს ერთეულის ტოლად ღებულობენ. თუ (18) ფორმულაში შევიტანთ აღნიშვნას $t=\frac{X-\overline{X}}{\sigma}$, მაშინ

$$y=\frac{n}{\sigma}\cdot\frac{1}{\sqrt{2\pi}}e^{-\frac{t^2}{2}}. \tag{19}$$

$f(t)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}e^{-\frac{t^2}{2}}$ ფუნქციისათვის შედგენილია ცხრილი t არგუმენტის სხვადასხვა მნიშვნელობისათვის (ცხრ. 62).

ცხრილი 62

ნორმალური განაწილების სიხშირე t-ს ზოგიერთი მნიშვნელობისათვის
(ცხრილი მოცემულია შემოკლებით)

t	0,0	2	4	6	8	9
0,0	0,3989	0,3989	0,3986	0,3982	0,3977	0,3973
0,5	3521	3485	3448	3410	3372	3352
1,0	2420	2371	2323	2275	2227	2203
1,5	1295	1257	1219	1182	1145	1127
2,0	0540	0519	0498	0478	0459	0449
2,5	0175	0167	0158	0151	0143	0139
3,0	0044	0024	0012	0006	0003	0002
4,0	0001	0001	0001	0	0	0

(19) ფორმულით შეიძლება ავაგოთ სიმეტრიული მრუდი (ნახ. 24). თუ $X=\overline{X}$, მაშინ $t=0$; თუ ჩავსვამთ ფორმულაში, მივიღებთ მაქსიმალური ორდინატას (y_{max}) მნიშვნელობას, ე. ი.

$$y_{max}=\frac{n}{\sigma}\cdot 0{,}3989.$$

თუ $t=\pm 1$, მაშინ $X-\overline{X}=\pm\sigma$ ან $X=\overline{X}\pm\sigma$; მაშასადამე, ეს უკანასკნელი სიდიდე წარმოადგენს X-ის იმ მნიშვნელობას, რომელიც $\overline{X}$-ს ორივე მხარეზე სიმეტრიულადაა განლაგებული σ მანძილით; ამგვარად, თუ $t=\pm 1$, მაშინ

$$y=\frac{n}{\sigma}\cdot\frac{1}{\sqrt{2\pi}}e^{-\frac{1}{2}}=0{,}2420\frac{n}{\sigma}.$$

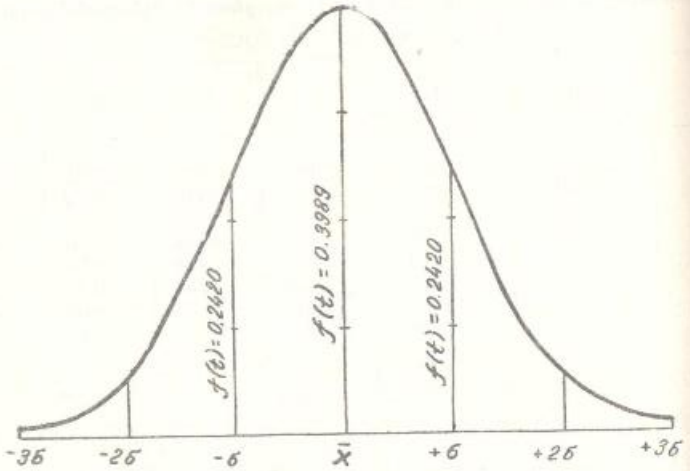
თუ $t=\pm 2$, ე. ი. $X-\overline{X}=2\sigma$ ან $X=\overline{X}\pm 2\sigma$, მაშინ

$$y=0{,}0540\,\frac{n}{\sigma}.$$

როგორც ვხედავთ, t-ს მომატებით ფუნქცია $f(t)$ საგრძნობლად მცირდება და როდესაც $t=\pm 4$ (ცხრ. 62) იგი უმნიშვნელო სიდიდეს წარმოადგენს.

როგორც 24-ე ნახაზიდან ჩანს, აბსცისთა ღერძი (XX) წარმოადგენს მრუდის ასიმპტოტას (მრუდი უსასრულობაში უახლოვდება X ღერძს).

გაუსის ნორმალური განაწილების მრუდი აგრეთვე ალბათობის მრუდია, რადგან იგი საშუალებას იძლევა მოვძებნოთ X-ის ყოველი მნიშვნელობისათვის y-ის საალბათო მნიშვნელობა.



ნახ. 24. ნორმალური განაწილების მრუდი

გაუსის განტოლებიდან გამომდინარეობს, რომ სხვადასხვა გადახრათა ალბათობა ხასიათდება შემდეგი მნიშვნელობებით:

საშუალოდან გადახრა მოთავსებულია		გადახრათა ალბათობა (%-ით)
$-\frac{1}{2}\sigma$ და $+\frac{1}{2}\sigma$	შორის	38,3
$-\sigma$ „ $+\sigma$	„	68,3
-2σ „ $+2\sigma$	„	95,4
-3σ „ $+3\sigma$	„	99,7

როგორც ვხედავთ, $\pm 3\sigma$ საზღვრის გარეთ გამოდის ყველა გადახრის შემთხვევათა მხოლოდ 0,3%.

თბილისისათვის ჰაერის ტემპერატურის 113 წლის იანვრის, ივლისის და წლის ცალკეულ გადახრათა შემთხვევების მონაცემები (ცხრ. 63) ახლოს დგას ზემოაღნიშნულ სიდიდეებთან.

ცხრილი 63

საშუალოდან გადახრის შემთხვევათა რაოდენობა თბილისისათვის

გადახრათა ინტერვალი	შემთხვევათა რაოდენობა %-ით		
	იანვარი	ივლისი	წლიური
$-\frac{1}{2}\sigma - +\frac{1}{2}\sigma$	40,7	44,2	40,2
$-\sigma - +\sigma$	67,3	65,5	78,6
$-2\sigma - +2\sigma$	95,6	99,1	98,2

მ. კორძახია ადასტურებს, რომ თბილისში, ისევე როგორც საერთოდ ყველგან, ცალკეულ წლებში თვიური ტემპერატურების საშუალოდან გადახრათა განრიგება საერთოდ ემორჩილება შემთხვევათა ნორმალური განაწილების კანონს (გაუსის განრიგება).

ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების განაწილება უმრავლეს შემთხვევაში ასიმეტრიულია და არ ეთანხმება გაუსის ნორმალური (სიმეტრიული) განაწილების მრუდს, ამის გამო მათ ხშირად ასწორებენ ზემომოყვანილი გაუსის (19) ფორმულით (ცხრილი 64). ეს საშუალებას იძლევა გრაფიკულად განვსაზღვროთ მოცემული ელემენტის განაწილების მოდაც.

64-ე ცხრილში მოცემულია წნევათა განაწილება თბილისის უნივერსიტეტის მეტეოლაბორატორიის მონაცემებით და აქვე განსაზღვრულია ყველა ის სიდიდე, რომლებზეც ზემოთ გვქონდა ლაპარაკი. ცხრილის ცალკეულ სვეტში მოქმედება მიმდინარეობს შემდეგი თანმიმდევრობით:

1-ლ და მე-2 სვეტში მოცემულია წნევები (X) მმ-ით და მისი სიხშირე (n);

მე-3. 1-ელი სვეტის ცალკეულ წევრს (X_i) ვამრავლებთ მე-2 სვეტის წევრებზე (n_i) და ვგებულობთ $\overline{X}$-ს:

$$\overline{X} = \frac{\sum X_i n_i}{\sum n_i} = \frac{410178}{539} = 761 \text{ მმ.}$$

მე-4, მე-5 და მე-6 სვეტებში მოცემული სიდიდეები გამოყენებულია საშუალო აბსოლუტური და კვადრატული გადახრების გამოსათვლელად:

$$V = \pm \frac{\sum n_i (X_i - \overline{X})}{\sum n_i} = \frac{1369}{539} = \pm 2{,}54.$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum n_i (X_i - \overline{X})^2}{\sum n_i}} = \sqrt{\frac{5242}{539}} = 3{,}12,$$

მე-7. $t = \frac{X_i - \overline{X}}{\sigma}$; ამ სვეტის სიდიდეები მიღებულია მე-4 სვეტის სიდიდეების σ-ზე (3, 12) გაყოფით.

მე-8. $f(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}}$ ფუნქცია წარმოადგენს გაუსის ფორმულის ძირითად წევრს. t-ს ყოველი წევრისათვის 62-ე ცხრილის მეშვეობით ვპოულობთ $f(t)$ ფუნქციას.

მე-9. n_1 წარმოადგენს გაუსის ფორმულით გამოთვლილ X არგუმენტის სიხშირეს. იგი მიიღება $f(t)$-ს ყოველი წევრის $\frac{n}{\sigma}$-ზე გამრავლებით:

ცხრილი 64

წნევის ფაქტიური განაწილება და მისი გასწორება გაუსის ფორმულით
(თბილისის უნივერსიტეტის მეტეოლაბორატორიის 1969-70 წლების ზაფხულის მონაცემებით)

X	n	$X_i \cdot n_i$	$X_i - \overline{X}$	$n(X_i - \overline{X})$	$n(X_i - \overline{X})^2$	t	$f(t)$	n'	$n - n'$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
754	6	4524	—7	—42	294	2,24	0,0325	6	0
55	12	9048	—6	—72	432	1,92	0,0632	11	1
56	20	15120	—5	—100	500	1.60	0,1109	19	1
57	23	17411	—4	—92	368	1,28	0,1758	30	—7
58	51	38658	—3	—153	459	0,96	0,2516	44	7
59	78	59202	—2	—156	312	0.64	0,3251	56	22
60	64	48640	—1	—64	64	0,32	0,3790	66	—2
761	64	48704	0	0	0	0,0	0,3989	69	—5
62	52	39642	1	52	52	0,32	0,3790	66	—14
63	45	34335	2	90	90	0,64	0,3251	56	—11
64	41	31324	3	123	369	0.96	0,2516	44	—3
65	34	26010	4	136	544	1,28	0,1758	30	4
66	24	18384	5	120	600	1,60	0,1109	19	5
67	13	9971	6	78	468	1,92	0,0632	11	2
68	7	5376	7	49	343	2,24	0,0325	6	1
69	3	2307	8	24	192	2,56	0,0151	3	0
770	2	1540	9	18	162	2,88	0,0063	1	1
ჯამი	539	410178		1369	5249			537	+2

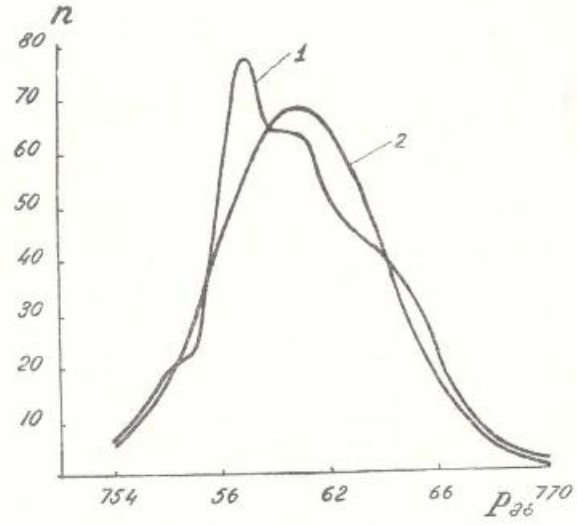
$\overline{X} = 761$ მმ

$$y = \frac{n}{\sigma} \cdot f(t).$$

$$\left(\frac{n}{\sigma} = \frac{539}{3{,}12} = 172{,}8\right).$$

მე-10. $n - n'$ წარმოადგენს სხვაობას ფაქტიურსა და გაუსის ფორმულით გამოთვლილ სიხშირეს შორის.

როგორც 64-ე ცხრილიდან ჩანს, $n - n'$ სხვაობა ცალკეულ შემთხვევებში საგრძნობია (—14, +22), მაგრამ წლიურ ჯამში იგი მხოლოდ +2-ს შეადგენს. ასეთი განსხვავება უნდა აიხსნას იმით, რომ წნევების ფაქტიური განაწილება ძალზე ასიმეტრიულია (ნახ. 25). როგორც ნახაზიდან ჩანს, მისი გასწორების შემდეგ შესაძლებელია მოდის მოძებნაც; იგი წარმოადგენს მრუდის მწვერვალს, რომელიც ზუსტად შეესაბამება გამოთვლილ $\overline{X}$-ს ($Mo = 761$ მმ).

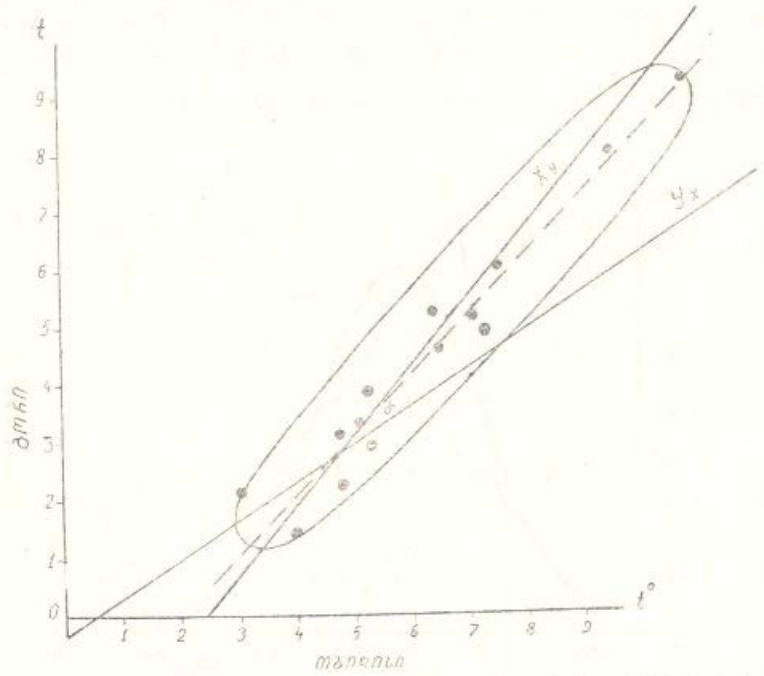


ნახ. 25. წნევების ფაქტიური (1) და გამოთვლილი (2) სიდიდეების განაწილება

კლიმატოლოგიურ დამუშავებაში დიდ გამოყენებას პოულობს სხვადასხვა კლიმატურ ელემენტთა შორის ურთიერთ დამოკიდებულება. ორ ცვლად კლიმატურ მოვლენას შორის შესაძლებელია ადგილი ექნეს ორგვარ დამოკიდებულებას — ფუნქციონალურსა და კორელაციურს.

თუ კოორდინატთა სისტემაზე წერტილები განლაგდება ისე, რომ მათი შეერთება შესაძლებელი იქნება თანმიმდევრული სწორით ან მრუდით (წერტილები ხაზიდან ან მრუდიდან არ გამოდის), მაშინ აბსცისას (ორდინატას) ღერძზე ათვლილ ნებისმიერ მნიშვნელობას შეესაბამება ორდინატას (აბსცისას) ერთი მნიშვნელობა. ასეთ დამოკიდებულებას ფ უ ნ ქ ც ი ო ნ ა ლ უ რ ს უწოდებენ. მაგალითად, ჰაერის ტემპერატურასა და წყლის ორთქლის მაქსიმალურ დრეკადობას შორის სრული ფუნქციონალური დამოკიდებულებაა.

იმ შემთხვევაში, როდესაც ორი მოვლენის შესაბამის სიდიდეთა წერტილები გრაფიკზე გაბნეულია, მაგრამ იძლევა გარკვეულ ზოლს, რომელსაც ელიფსისებრი მოყვანილობა აქვს, წერტილების თანმიმ-



ნახ. 26. თბილისისა და გორის მარტის თვის ტემპერატურებს შორის კორელაციური დამოკიდებულება

დევრული შეერთება ერთი სწორით ან მრუდით შეუძლებელია. ამ დროს აბსცისას (ორდინატას) ერთ მნიშვნელობას შეესაბამება ორდინატას (აბსცისას) რამდენიმე მნიშვნელობა (ნახ. 26).

ორ ცვლადს შორის ასეთ დამოკიდებულებას კ ო რ ე ლ ა ც ი უ რ ს უწოდებენ. რომ გაიგონ თბილისის და გორის მარტის ტემპე-

რატურებს შორის ურთიერთ დამოკიდებულების ხასიათი, ამისათვის გრაფიკზე ატარებენ ისეთ საშუალო ხაზს, რომელიც შუაზე გაყოფდა ელიფსისებურად განლაგებულ წერტილებს. ამ ხაზს კ ო რ ე ლ ა ც ი უ რ ი დ ა მ ო კ ი დ ე ბ უ ლ ე ბ ი ს ხ ა ზ ს უწოდებენ. რაც უფრო ახლოს და მჭიდროდაა წერტილები ხაზის ირგვლივ განლაგებული, მით უფრო მჭიდრო დამოკიდებულება არსებობს ორ ცვლადს შორის.

ორ ან რამდენიმე ცვლად სიდიდეთა შორის კორელაციური დამოკიდებულების სტატისტიკურ გამოსახვას ახდენენ კ ო რ ე ლ ა ც ი ი ს კ ო ე ფ ი ც ი ე ნ ტ ი ს საშუალებით. ორ X და y ცვლადისათვის კორელაციის კოეფიციენტი გამოითვლება ფორმულით:

$$r_{xy}=\frac{\sum(X_i-\overline{X})(y_i-\overline{y})}{\sqrt{\sum(X_i-\overline{X})^2\sum(y_i-\overline{y})^2}}. \qquad (20)$$

სადაც $X_i-\overline{X}$ და $y_i-\overline{y}$ ცალკეული წლების (დღეების) გადახრებია საშუალო მრავალწლიურიდან.

კორელაციის კოეფიციენტი r იცვლება 0-დან ± 1-მდე. თუ $r=0$, მაშინ ორ ცვლადს შორის არავითარი კავშირი არ არსებობს. ხოლო როცა $r=\pm 1$, კავშირი ფუნქციონალურია. კორელაციის კოეფიციენტი დადებითია მაშინ, როდესაც ერთი ცვლადის მატება ან კლება იწვევს მეორის მატებას ან კლებას.

კორელაციის კოეფიციენტს გააჩნია საალბათო ცდომილება:

$$E_r = 0{,}67\,\frac{1-r^2}{\sqrt{n}}, \qquad (21)$$

სადაც r კორელაციის კოეფიციენტია, n — დაკვირვებათა რიცხვი.

საალბათო ცდომილება E_r მოთავსებულია $r\pm E_r$ საზღვრებში, ხოლო მისი მაქსიმალური მნიშვნელობა $r\pm 4E_r$ ფარგლებში მერყეობს. თუ ეს უკანასკნელი ინარჩუნებს r-ის ნიშანს, მაშინ ორ ცვლადს შორის კავშირი დამტკიცებულად ითვლება, ე. ი. კორელაციური კავშირი კარგია, თუ $r_{xy}>4E_r$. (21) ფორმულიდან გამომდინარეობს აგრეთვე, რომ, რაც უფრო მეტია დაკვირვებათა რიცხვი n, r-ის გამოთვლაში მით უფრო ნაკლებ ცდომილებას დავუშვებთ (r_{xy}-ის გამოთვლა მოცემულია 65-ე ცხრილში).

ერთი მოვლენის მეორესთან (ან რამდენიმესთან) სტატისტიკური დამოკიდებულება გამოიხატება რ ე გ რ ე ს ი ი ს გ ა ნ ტ ო ლ ე ბ ი თ. თუ ცნობილია X და y-ის მნიშვნელობები, მაშინ რეგრესიის განტო-

ლებების გამოყენებით შესაძლებელია მიახლოებით ვიპოვოთ შესაბამისი y ან X სიდიდეები. მაშასადამე, თუ ცნობილია X სიდიდე, y შეიძლება გამოვთვალოთ სწორი ხაზის განტოლებით, რომელსაც ასეთი სახე ექნება:

$$y-\bar{y}=r_{xy}\frac{\sigma_y}{\sigma_x}(x-\bar{x}). \qquad (22)$$

ამ განტოლებას ეწოდება რეგრესიის განტოლება y-ი X-ით. ასევე შეიძლება გავიგოთ X_y-ით.

$$X-\bar{X}=r_{xy}\frac{\sigma_x}{\sigma_y}(y-\bar{y}). \qquad (23)$$

ცხრილი 65

თბილისისა და გორის ტემპერატურებს შორის კორელაციური დამოკიდებულების პოვნა

წელი	თბილისი X_i	გორი y_i	$X_i-\bar{X}$	$y_i-\bar{y}$	$(X_i-\bar{X})^2$	$(y_i-\bar{y})^2$	$(X_i-\bar{X})(y_i-\bar{y})$
1935	5,1	3,4	—0,9	—0,9	0,81	0,81	0,81
36	6,3	5,2	0,3	0,9	0,09	0,81	0,27
37	7,4	6,1	1,4	1,8	1,96	3,24	2,52
38	4,7	2,2	—1,3	—2,1	1,69	4,41	2,73
39	5,2	3,8	—0,8	—0,5	0,64	0,25	0,40
1940	5,2	3,2	—0,8	—1,1	0,64	1,21	0,88
41	7,0	5,2	1,0	0,9	1,00	0,81	0,90
42	4,9	3,1	—1,1	—1,2	1,21	1,44	1,32
43	3,0	2,2	—3,0	—2,1	9,0	4,41	6,30
44	9,5	8,0	3,5	3,7	12,25	13,69	12,95
45	5,2	2,9	—0,8	—1,4	0,64	1,96	1,12
46	6,4	4,6	0,4	0,3	0,16	0,09	0,12
47	10,7	9,3	4,7	5,0	22,09	25,00	23,50
48	4,0	1,3	—2,0	—3,0	4,00	9,00	6,00
49	4,8	3,1	—1,2	—1,2	1,44	1,44	1,44
1950	7,2	4,9	1,2	0,6	1,44	0,36	0,72
ჯამი	96,6	68,5	24.4	26.7	59.06	68,93	61,98
საშ.	$\bar{X}=6,0$	$\bar{y}=4,3$	$v_x=1.53$	$v_y=1,76$	$\sigma_x=1,9$	$\sigma_y=2,1$	

$$r_{xy}=\frac{\sum(X_i-\bar{X})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum(X_i-\bar{X})^2\sum(y_i-\bar{y})^2}}=\frac{61,98}{\sqrt{59,06\cdot 68,93}}=\frac{61.98}{63,91}$$

$$r_{xy}=0,97.$$

ორივე განტოლებაში $r_{xy}\frac{\sigma_y}{\sigma_x}$ და $r_{xy}\frac{\sigma_x}{\sigma_y}$ წარმოადგენს რეგრესიის კოეფიციენტს.

რეგრესიის განტოლებაში კორელაციის კოეფიციენტის არსებობა აზუსტებს სწორი ხაზის განტოლებას და ამასთან იგი სხვადასხვა მოვლენის ცვალებადობას ზომის მაჩვენებელიცაა.

65-ე ცხრილში მოცემული მონაცემებით შესაძლებელია ვიპოვოთ რეგრესიის ხაზები y_x და Xy, რომელნიც ერთმანეთს გადაკვეთენ α კუთხით (ნახ. 26).

თუ

$$\bar{X}=6,0^\circ;\ \bar{y}=4,3^\circ;\ \sigma_x=1,9^\circ;\ \sigma_y=2,1^\circ;\ r_{xy}=0,97,$$

მაშინ

$$y-4,3=0,97\frac{2,1}{1,9}(X-6,0),$$

საიდანაც

$$y_x=1,07X-2,1.$$

$$X-6,0=0,97\frac{1,9}{2,1}(y-4,3),$$

საიდანაც

$$X_y=0,87y+2,3.$$

სწორი ხაზის ორივე განტოლებაში თუ მოვძებნით tg 1,07 და tg 0,87, მაშინ თბილისისა და გორის ტემპერატურების დამოკიდებულების გრაფიკზე (ნახ. 26) შესაძლებელია გავატაროთ სწორი ხაზები y_x და X_y-ით. რაც უფრო მცირე კუთხით (α) გადაკვეთენ y_x და X_y ხაზები ერთმანეთს, მით უფრო უკეთესი დამოკიდებულებაა ორ ცვლადს შორის; თუ $\alpha=0$, მაშინ დამოკიდებულება ფუნქციონალურია.

კლიმატოლოგიური და ჰიდროლოგიური კვლევის პრაქტიკაში ხშირია შემთხვევები, როდესაც კორელაციური კავშირის დამყარება გვიხდება სამ და მეტ ელემენტებს ან მოვლენებს შორის. თუ მოცემულია X, y და z კლიმატური ან ჰიდროლოგიური ელემენტების ან მოვლენების მრავალწლიური მწკრივი, მაშინ მათ შორის კორელაციური დამოკიდებულების გამომსახველი საერთო კოეფიციენტი R გამოითვლება ფორმულით:

$$R_{xyz}=\sqrt{\frac{r_{xz}^2+r_{yz}^2-2r_{xz}\cdot r_{yz}\cdot r_{xy}}{1-r_{xy}^2}}, \qquad (24)$$

როგორც ფორმულიდან ჩანს, სამი ცვლადის საერთო კორელაციის კოეფიციენტის გამოთვლისათვის საჭიროა პირველ ყოვლისა განვსაზღვროთ კორელაციის კოეფიციენტი (r_{xy}, r_{xz}, r_{yz}) ცალკეული წყვილი ელემენტებისათვის.

§ 2. მეტეოროლოგიური მწკრივის ერთგვაროვნების დადგენა

როგორც შესავალში აღვნიშნეთ, დამუშავების პირველი ეტაპი ის არის, რომ დავადგინოთ მწკრივის ერთგვაროვნება; თუ იგი არაერთგვაროვანია, მაშინ საჭიროა მისი გამომწვევი მიზეზების დადგენა და შემდგომ, თუ ეს შესაძლებელია, — ცალკეული შეცდომების გამოსწორება.

მწკრივის არაერთგვაროვნების გამომწვევი მიზეზი შეიძლება იყოს: 1. მეტეოსადგურის ერთი ადგილიდან მეორეზე გადატანა და მასთან დაკავშირებული ადგილის მიკროკლიმატის შეცვლა, 2. ერთი ტიპის მეტეოროლოგიურ ხელსაწყოთა მეორეთი შეცვლა, 3. დაკვირვების მეთოდებისა და ვადების ცვლილება, 4. დამკვირვებლის სუბიექტივიზმი.

მეტეოროლოგიური მწკრივის არაერთგვაროვნება შეიძლება გამოვავლინოთ ვიზუალურად მწკრივის ცალკეული წევრების თანმიმდევრული ურთიერთდაპირისპირებით. თუ მწკრივის რყევადობა წლიდან წლამდე უმნიშვნელოა, მაგრამ მის რომელიმე ნაწილში ადგილი აქვს მნიშვნელოვან ნახტომს, მაშინ მეტეოსადგურის პასპორტით აღვადგენთ ისტორიას და დავადგენთ მწკრივში აღნიშნული ნახტომის გამომწვევ მიზეზებს.

მწკრივის არაერთგვაროვნების გამოვლენის ვიზუალური ხერხი არ იძლევა ერთგვაროვნების დადგენის საშუალებას, რადგან ზოგიერთი ელემენტი წლიდან წლამდე მნიშვნელოვანი რყევით ხასიათდება. ასეთი ელემენტების მწკრივის ერთგვაროვნების დასადგენად მიმართავენ ორ და მეტ სადგურებზე მეტეოროლოგიურ ელემენტთა შესაბამისი სიდიდეების სხვაობისა და შეფარდების მეთოდს. მათ საფუძვლად უდევთ შემდეგი პრინციპი: ატმოსფერული პროცესები მახლობელ პუნქტებს შორის მჭიდრო ურთიერთკავშირშია და ამიტომ მეტეოროლოგიური ელემენტების ცვლილებაც იმავე პუნქტებზე შეთანხმებულად წარიმართება; აქედან გამომდინარე, თუ მოცემული ელემენტი წლიდან წლამდე მნიშვნელოვან რყევას განიცდის, მეზობელ სადგურებს შორის იმავე ელემენტების შესაბამისი სხვაობა ან შეფარდება შედარებით მდგრადობით ხასიათდება. თუ რომელიმე პუნქტზე მწკრივი არაერთგვაროვანია, მაშინ

იგი ადვილად გამოვლინდება მეზობელ სადგურთან შედარებისას. 66-ე ცხრილში მოცემული ბორჯომი-ბაკურიანის ჰაერის ტემპერატურათა სხვაობების მწკრივიდან ჩანს, რომ იგი 1938 წლიდან მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის. როგორც გამოირკვა, აღნიშნულ წელს ბორჯომში მეტეოსადგური გადაუტანიათ პირვანდელიდან 0,5 კმ დაშორებით. ამ გარემოებამ გამოიწვია მიკროკლიმატური პირობების შეცვლა და, აქედან გამომდინარე, ტემპერატურული მწკრივის არაერთგვაროვნება. ბორჯომის ტემპერატურის მწკრივის არა-

ცხრილი 66

ბაკურიანისა და ბორჯომის იანვრის ტემპერატურებს შორის სხვაობები

წელი	ტემპერატურა (გრად.)		სხვაობა ბორჯომი-ბაკურიანი	ბორჯომის გასწორებული მწკრივი
	ბაკურიანი	ბორჯომი		
1930	—4,5	—3,0	1,5	—0,9
1931	—4,1	—2,8	1,3	—0,7
1932	—7,4	—4,5	2,9	—2,4
1933	—6,9	—3,5	3,4	—1,4
1935	—4,8	—4,0	0,8	—1,9
1936	—4,5	—2,6	1,9	—0,5
1937	—7,4	—4,8	2,6	—2,7
1938	—4,7	—0,7	4,0	
1939	—3,8	0,3	4,1	
1940	—6,3	—2,2	4,1	
1941	—5,1	—1,3	3,8	
1942	—6,8	—2,6	4,2	
1943	—5,0	—1,5	3,5	
1944	—6,8	—2,3	4,5	
1945	—5,0	—0,9	4,1	
1946	—7,5	—2,0	5,5	
1947	—4,9	—1,1	3,8	
1948	—2,3	2,0	4,3	

საშუალო სხვაობა 1930-37 წწ.—2,1°
„ 1938-48 წწ.—4,2°
სხვაობების საშუალო განსხვავება
4,2—2,1=2,1°

ერთგვაროვნება შეიძლება გამოვასწოროთ, თუ სხვაობების საშუალო განსხვავებას (4,2°—2,1°=2,1°) დაეუმატებთ მწკრივის ცალკეულ სიდიდეებს 1937 წლის ჩათვლით.

ბორჯომის ტემპერატურების აღდგენის საჭიროებაზე მიუთითებს ის გარემოება, რომ აღდგენამდე ბორჯომისა და ბაკურიანის ტემპე-

რატურებს შორის კორელაციის კოეფიციენტი შეადგენდა 0,68, ხოლო მის შემდეგ — 0,96-ს.

იმისათვის, რომ საბოლოოდ გაირკვეს, თუ რომელი აღნიშნული სადგურის მწკრივია არაერთგვაროვანი, საჭიროა მათი შედარება მეზობელ მესამე სადგურის მწკრივთან.

ზოგიერთი მწკრივის (ნალექები, თოვლის საბურველის სიმაღლე და სხვ.) ერთგვაროვნების დადგენისათვის სხვაობის მეთოდი გამოუყენებელია, რადგან ორ მეზობელ პუნქტს შორის ელემენტთა შესაბამისი სხვაობები მნიშვნელოვან რყევას განიცდის; ასეთი ელემენტებისათვის შესაბამის სიდიდეთა შეფარდებანი ნაკლები რყევით და მეტი მდგრადობით ხასიათდება.

საერთოდ უნდა აღინიშნოს, რომ ნალექების რაოდენობა და თოვლის საბურველის სიმაღლე წლიდან წლამდე უფრო მნიშვნელოვანი რყევით ხასიათდება, ვიდრე სხვა რომელიმე მეტეოროლოგიური ელემენტი.

ორი ან რამდენიმე მეზობელი პუნქტის ნალექებს შორის დამოკიდებულების გამოსარკვევად ერთმანეთს ადარებენ არა ცალკეული დღეების ან თვიური ჯამების შესაბამის სიდიდეებს (მათ მნიშვნელოვანი რყევა ახასიათებთ), არამედ ღებულობენ დროის უფრო მეტ ინტერვალს — სეზონებს, წლის ცივ (ნოემბრიდან მარტამდე) ან თბილ (აპრილიდან ოქტომბრამდე) პერიოდს და წლიურ ჯამებს. ამ უკანასკნელთა ნალექების წლიდან წლამდე რყევა პირველთან შედარებით მეტი მდგრადობით ხასიათდება. ნალექების არაერთგვაროვნების ძირითადი მიზეზი ის არის, რომ მისი გაზომვის მეთოდიკა ჯერ კიდევ სრულყოფილი არ არის. დასაწყისში თუ იგი უბრალო წვიმსაზომის კასრით იზომებოდა, შემდგომში (900-იან წლებში) კასრში ნალექების მეტი რაოდენობით მოხვედრის მიზნით (განსაკუთრებით თოვლის სახით) მას ნიფერის ფარი გაუკეთეს. ამჟამად იგი უფრო გაუმჯობესებული ტრეტიაკოვის ნალექმზომით იზომება. აღნიშნული გარემოებით გამოწვეული ნალექების მწკრივის არაერთგვაროვნება შეიძლება გამოსწორდეს პარალელური დაკვირვებიდან (წვიმსაზომი — ნალექმზომი) გამოყვანილი კოეფიციენტის მეშვეობით ან მეზობელი პუნქტის ერთგვაროვან მწკრივთან შედარებით. 67-ე ცხრილში მოცემულია y პუნქტის ნალექების არაერთგვაროვანი მწკრივის აღდგენა X პუნქტის მეშვეობით. როგორც ცხრილიდან ჩანს, ნალექების შეფარდებებში ნახტომისებური გადასვლა მოხდა 1902 წელს. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ y სადგურზე წვიმსაზომს 1902 წელს გაუკეთეს ნიფერის ფარი, რომელმაც ქარის მოქმედებით გამოწვეული ზამთრის ნალექების ამობერტყვა კასრიდან შეამცი-

რა და გაზარდა ნალექების რაოდენობა. y პუნქტის ნალექები შეიძლება აღვადგინოთ, თუ 1891—1902 წლების პერიოდის ცალკეული წლების ნალექების რაოდენობას გავამრავლებთ 1902-09 წლების ნალექთა შეფარდების საშუალო სიდიდეზე — $K=1,12$ (შედეგი მოცემულია 67-ე ცხრილის ბოლო სვეტში).

ცხრილი 67

ნალექების არაერთგვაროვანი მწკრივის აღდგენა

წელი	X	y	შეფარდება $K=\frac{y}{X}$	აღდგენილი y მწკრივი
	ნალექები (XI—III)	ნალექები (XI—III)		
1895	100	47	0,47	53
1896	105	44	0,42	49
1897	125	68	0,54	76
1898	132	82	0,62	92
1899	130	64	0,49	72
1900	108	57	0,53	64
1901	165	107	0,65	120
1902	172	174	1,01	
1903	97	97	1,00	
1904	112	125	1,12	
1905	175	189	1,08	
1906	85	100	1,18	
1907	128	154	1,20	
1908	121	131	1,08	
1909	155	181	1,18	

ო. დროზდოვის წინადადებით, პრაქტიკაში შეფარდების გამოანგარიშების მაგიერ გამოიყენებენ „კორელაციურ გრაფიკებს“, სადაც დაიტანენ X და y სადგურთა ნალექების შესაბამისი წლების მონაცემებს. თუ ერთ-ერთ პუნქტზე არაერთგვაროვნებას ექნა ადგილი, მაშინ შესაძლებელი იქნება გრაფიკზე არა ერთი, არამედ ორი დამოკიდებულების ხაზის გატარება.

ტრეტიაკოვის ნალექმზომის მასობრივმა გამოყენებამ (როგორც ცნობილია, იგი მყარ ნალექებს უკეთესი სიზუსტით ზომავს) გამოიწვია ნიფერისფარიანი წვიმსაზომებით გაზომილ ნალექებში შესწორებათა შეტანა; შესასწორებელ კოეფიციენტს გამოთვლიან ნალექმზომისა და წვიმსაზომის პარალელური დაკვირვებებიდან; თუ ასეთი არ არის, მიმართავენ ზემოაღნიშნულ ხერხს.

თუ მოცემულ პუნქტზე გამოვლინებულია რომელიმე ელემენტის მწკრივის არაერთგვაროვნება, საჭიროა გადავწყვიტოთ საკითხი, როგორ დავამუშავოთ იგი. თუ არაერთგვაროვანი მწკრივი ხანგრ-

ძლივი დაკვირვებებიდანაა მიღებული (50—100 წელი და მეტი), მაშინ სასურველია დამუშავებაში არ შევიტანოთ მწკრივის ის ნაწილი, რომლის ვარგისიანობაც ყველაზე მეტ ეჭვს იწვევს ჩვენში; მცირე პერიოდიანი არაერთგვაროვანი მწკრივი აუცილებლად საჭიროებს აღდგენას, ხოლო მოცემული ადგილის მიკროკლიმატური თავისებურების შესწავლის თვალსაზრისით, არაერთგვაროვანი მწკრივის ორივე ნაწილი სასურველია ცალ-ცალკე დამუშავდეს.

§ 8. მეტეოროლოგიური მწკრივის ერთ პერიოდზე ან მრავალწლიურ საშუალოზე მიყვანის ძირითადი ფორმულები

ხანმოკლე დაკვირვებათა მწკრივის ერთ პერიოდზე ან მრავალწლიურ საშუალოზე მიყვანის მიზანდასახულობა სხვადასხვაა. პირველი მიზნად ისახავს ისეთი კლიმატური მაჩვენებლების მიღებას, რომელიც ურთიერთ შესადარისი იქნებოდა დროსა და სივრცეში, ხოლო მეორე შემთხვევა გულისხმობს საშუალო კლიმატური მნიშვნელობების რაც შეიძლება მეტი სიზუსტით მიღებას.

ერთ პერიოდზე მიყვანის უპირატესობა ის არის, რომ მიღებული სიდიდეები ურთიერთ შესადარისია. მაგრამ ასეთ მასალას იმ შემთხვევაში ენიჭება უპირატესობა, თუ კლიმატურ ელემენტთა განაწილების შედარებითი სურათი მომავალში ძალზე არ იცვლება. მაგალითად, თუ დადგენილია, რომ ერთი პუნქტის ნალექები სჭარბობს მეორისას, ჩვენ ვვარაუდობთ, რომ ეს გარემოება მომავალშიც ასე დარჩება. 20—25 წლის დაკვირვებები ამის გარანტიას არ იძლევა; როგორც ჩანს, პერიოდი, რომელზეც მიყვანა წარმოებს, უნდა იყოს რაც შეიძლება ხანგრძლივი, რომ დარწმუნებული ვიყოთ ამა თუ იმ ელემენტის განაწილების მდგრადობაში.

ხანმოკლე დაკვირვებათა მრავალწლიურზე მიყვანის სიზუსტე პრაქტიკულად ვერ უზრუნველყოფს ურთიერთ შესადარისი კლიმატური მაჩვენებლების მიღებას. საიმედო კლიმატურ სიდიდეთა მისაღებად საჭიროა დაკვირვებათა ხანგრძლივი მწკრივი. ამჟამად საკმარისად დაგროვილი მეტეოროლოგიური დაკვირვების მასალა საშუალებას გვაძლევს ხანმოკლე დაკვირვებები მივიყვანოთ ერთ ხანგრძლივ პერიოდზე; ეს გარემოება ერთდროულად იძლევა კლიმატური მაჩვენებლების როგორც სიზუსტეს, ასევე მათ ურთიერთ შესადარისობას დროსა და სივრცეში.

აბსოლუტურად ზუსტი საშუალო კლიმატური მაჩვენებლების მისაღებად საჭიროა ისეთი ხანგრძლივობის პერიოდი, როდესაც შემდგომი ახალი წლების მიმატებით საშუალო კლიმატური მნიშვნელობა პრაქტიკულად უცვლელი დარჩებოდა. სხვადასხვა პერიოდი-

დან გამოთვლილი საშუალო კლიმატური მაჩვენებლის ცდომილებას განსაზღვრავენ საშუალო აბსოლუტური ან კვადრატული გადახრების მეშვეობით; მათ აგრეთვე ცდომილებასაც უწოდებენ. ამა თუ იმ კლიმატური მაჩვენებლის საშუალო ცდომილება გამოითვლება ფორმულით:

$$\overline{V}_n = \frac{V}{\sqrt{n}} \quad \text{და} \quad \overline{\sigma}_n = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}, \tag{25}$$

სადაც $\overline{V}_n$ და $\overline{\sigma}_n$ კლიმატური მაჩვენებლის საშუალო ცდომილებაა; V და σ — საშუალო აბსოლუტური და კვადრატული გადახრები;

n — დაკვირვების პერიოდის ხანგრძლივობა.

(25) ფორმულით გამოითვლიან საშუალო ცდომილებას ნებისმიერი პერიოდისათვის. მაგალითად, თუ ჩავთვლით, რომ თბილისისათვის 113 წლის (იხ. ცხრ. 61) პერიოდიდან გამოთვლილი საშუალო ტემპერატურები ზუსტი არ არის, მაშინ (25) ფორმულით გამოთვლილი მათი საშუალო ცდომილება იქნება:

	იანვარი	ივლისი	წლიური
$\overline{V}_{113}$	0,15°	0,09°	0,05°
$\overline{\sigma}_{113}$	0,18	0,11	0,06

მაშასადამე, თუ კვადრატული გადახრებით ვიმსჯელებთ, გამოდის, რომ 113 წლის პერიოდიდან გამოთვლილი საშუალო ტემპერატურის ცდომილება იანვარშია 0,18, ივლისში — 0,11 და წლიურში — 0,06°.

ვინაიდან კლიმატოლოგიაში საშუალო ტემპერატურები გამოითვლება 0,1° სიზუსტით, ამიტომ საინტერესოა ვიცოდეთ პერიოდის ხანგრძლივობა, რომელიც უზრუნველყოფდა საშუალო ტემპერატურის აღნიშნული სიზუსტით მიღებას. ამ შემთხვევაში (25) ფორმულას ასეთი სახე მიეცემა:

$$n = \frac{V^2}{\overline{V}_n^2} \quad \text{და} \quad n = \frac{\sigma^2}{\overline{\sigma}_n^2}. \tag{26}$$

(26) ფორმულაში $\overline{V}_n$ და $\overline{\sigma}_n$ შესაბამისად ტოლია ჩვენთვის საჭირო სიზუსტისა (0,1°). თუ მასში ჩავსვამთ თბილისის მონაცემებს, მაშინ საშუალო ტემპერატურების 0,1° სიზუსტით მიღებისათვის საჭირო ყოფილა პერიოდების შემდეგი ხანგრძლივობა (წლობით):

	იანვარი	ივლისი	წლიური
$\overline{V}_n$-თვის	259	88	24
$\overline{\sigma}_n$-თვის	372	130	35

როგორც ჩანს, თბილისისათვის ივლისისა და წლიური საშუალო ტემპერატურების 0,1° სიზუსტით მიღება დაგროვილ მასალათა საფუძველზე თითქმის უზრუნველყოფილია. რაც შეეხება იანვარს, ტემპერატურების მეტი რყევის გამო, მდგრადი საშუალო სიდიდის მისაღებად უფრო ხანგრძლივი დაკვირვების პერიოდი სჭირდება (259—372 წელი).

ნალექები ტემპერატურებზე უფრო მეტი რყევით ხასიათდება. მაგალითად, ბათუმისათვის 53 წლის პერიოდიდან გამოთვლილი იანვრის ნალექების საშუალო სიდიდე 13 მმ სიზუსტითაა გამოთვლილი ($\sigma=97{,}4$ მმ), ივლისში—12 მმ ($\sigma=90{,}1$ მმ), ხოლო ნოემბერში—21 მმ-ით ($\sigma=154{,}5$ მმ); იმავე თვეებისათვის ნალექების საშუალო თეორიული ჯამების 5 მმ სიზუსტით მისაღებად შესაბამისად საჭიროა 358, 325 და 955 წელი.

როგორც ვხედავთ, კლიმატურ მაჩვენებელთა მდგრადი საშუალო სიდიდეების მისაღებად სხვადასხვა ხანგრძლივობის დაკვირვების პერიოდია საჭირო. ხანმოკლე დაკვირვებიდან მიღებულ საშუალო სიდიდეს მნიშვნელოვანი ცდომილება გააჩნია და ამიტომ მდგრადი საშუალოების მიღების მიზნით მათ მიიყვანენ ხანგრძლივი დაკვირვების პერიოდზე.

მიყვანის თეორიას საფუძვლად უდევს იგივე იდეა, რაც სხვაობისა და შეფარდების მეთოდით მწკრივის ერთგვაროვნების დადგენას. როგორც აღვნიშნეთ, ერთი და იგივე ატმოსფერული პროცესი მნიშვნელოვან ტერიტორიას მოიცავს და მახლობელ პუნქტებზე იწვევს მეტეოელემენტების შეთანხმებულ რყევადობას; აქედან გამომდინარე, მეზობელ პუნქტებს შორის ცალკეულ ელემენტთა შესაბამისი სხვაობანი ან შეფარდებანი წლიდან წლამდე მეტი მდგრადობით ხასიათდება, ვიდრე თვით ამ ელემენტების მნიშვნელობები.

აღნიშნულ გარემოებას ადასტურებს 68-ე ცხრილი, რომელიც გორისა და თბილისის მონაცემების შედეგადაა მიღებული (იხ. 65-ე ცხრილი). როგორც ცხრილიდან ჩანს, გორისა და თბილისის ტემპერატურების წლიდან წლამდე რყევა ($\sigma_x=1{,}9°$, $\sigma_y=2{,}1°$) თითქმის ოთხჯერ აღემატება იმავე ტემპერატურების შესაბამის სხვაობათა რყევას ($\sigma_D=0{,}66°$). ორივე პუნქტზე ტემპერატურათა ამპლიტუდა თუ 7,7 და 8,0° შეადგენს, სხვაობებში იგი 1,9°-ია.

ცხრილი 68

გორისა და თბილისის ჰაერის ტემპერატურებს შორის სხვაობები და მათი გადახრები (მარტი)

წელი	სხვაობა გორი-თბილისი (D_i)	$D_i-\overline{D}_n$	$(D_i-\overline{D}_n)^2$
1935	—1,7	0,0	0.0
1936	—1,1	0,6	0,36
1937	—1,3	0,4	0,16
1938	—2,5	—0,8	0.64
1939	—1,4	0,3	0,09
1940	—2,0	—0.3	0,09
1941	—1,8	—0,1	0.01
1942	—1.8	—0,1	0.01
1943	—0.8	0,9	0,81
1944	—1,5	0.2	0.04
1945	—2,3	—0.6	0,36
1946	—1,8	—0,1	0,01
1947	—1,4	0,3	0,09
1948	—2,7	—1,0	1,00
1949	—1,7	0,0	0,00
1950	—2,3	—0,6	0.36
	$D=-1.7$	$V=0{,}39$	$\sigma=0{,}66$

ხანმოკლე დაკვირვების მქონე ორი მეზობელი პუნქტის ტემპერატურათა შესაბამისი სხვაობები (D_i) თუ შედარებით მუდმივობით ხასიათდება ($\overline{D}_n \simeq \text{const}$), უნდა ვიფიქროთ, რომ იმავე პუნქტების ხანგრძლივი დაკვირვებიდან მიღებული შესაბამისი სხვაობებიც ($\overline{D}_N$) მუდმივი იქნება და მიახლოებით ერთმანეთს გაუტოლდება, ე. ი.

$$\overline{D}_n \simeq \overline{D}_N, \tag{27}$$

სადაც: n და N ხანმოკლე და ხანგრძლივი დაკვირვების მწკრივია ($N>n$).

ვინაიდან $$\overline{D}_n=\overline{y}_n-\overline{X}_n$$

და $$\overline{D}_N=\overline{y}_N-\overline{X}_N,$$

ამიტომ $$\overline{y}_n-\overline{X}_n=\overline{y}_N-\overline{X}_N, \tag{27ა}$$

საიდანაც $$\overline{y}_N=\overline{X}_N+\overline{y}_n-\overline{X}_n$$

ან $$\overline{y}'_N=\overline{X}_N+\overline{D}_n. \tag{28}$$

(28) განტოლება წარმოადგენს y პუნქტის ხანმოკლე დაკვირვებათა მწკრივის $(n)X$ პუნქტის ხანგრძლივ დაკვირვებათა პერიოდზე (N) სხვაობის მეთოდით მიყვანის ფორმულას.

აღნიშნულ ფორმულაში: $\bar{y}'_N$ მიყვანის შედეგად მიღებული საშუალო მნიშვნელობაა, $\bar{X}_N$—მწკრივის მრავალწლიური საშუალო, ხოლო $\bar{D}_n = \bar{y}_n - \bar{X}_n$—ხანმოკლე მწკრივის საშუალო სხვაობა.

ხანმოკლე დაკვირვებათა მწკრივის მრავალწლიურ პერიოდზე მიყვანა მიზანშეწონილია მაშინ, როცა მიყვანილი სიდიდე ნაკლებ ცდომილებას შეიცავს და უფრო ზუსტია მიუყვანელზე. ეს შეიძლება განხორციელდეს იმ შემთხვევაში, როდესაც სხვაობათა მწკრივის რყევადობა (საშუალო გადახრა) ნაკლებია მისაყვანი y მწკრივის რყევადობაზე (საშუალო გადახრაზე), ე. ი.

$$V_D < V_y \quad \text{ან} \quad \sigma_D < \sigma_y. \tag{29}$$

(29) ფორმულა წარმოადგენს მიყვანის ხელსაყრელობის კრიტერიუმს; მის მეშვეობით შეიძლება დავადგინოთ არა მარტო ერთ პერიოდზე, არამედ ხანგრძლივ პერიოდზე მიყვანის ხელსაყრელობაც.

ხანმოკლე დაკვირვების ხანგრძლივ პერიოდზე მიყვანის ხელსაყრელობის კრიტერიუმი შეიძლება გამოისახოს ავრეთვე X და y მწკრივის კორელაციური დამოკიდებულებისა (r_{xy}) და მათი საშუალო გადახრების თანაფარდობიდან:

$$r_{xy} > \frac{1}{2}\frac{\sigma_x}{\sigma_y}. \tag{30}$$

მიყვანის ხელსაყრელობის კრიტერიუმის ორივე ფორმულით გამოთვლა რთული ტექნიკური პროცესია და მოითხოვს მეტ შრომასა და დროს. ო. დროზდოვმა მათი გამარტივების მიზნით საშუალო გადახრები შეცვალა y და D მწკრივის ამპლიტუდების თანაფარდობით, ე. ი.

$$A_D < A_y. \tag{31}$$

(31) ფორმულით მიყვანის მიზანშეწონილობის დადგენა აღნიშნულ კრიტერიუმებთან შედარებით უფრო ადვილია და არანაკლებ შედეგიანი.

მაგალითი: მივიყვანოთ გორის 16-წლიანი ხანგრძლივობის მარტის ტემპერატურები თბილისის 100 წლის (1851—1950) ხანგრძლივ დაკვირვებათა მწკრივზე.

მიყვანას ვაწარმოებთ სხვაობის მეთოდით. 65-ე ცხრილში მოცემულია თბილისისა (X) და გორის (y) ტემპერატურები, საშუალო აბსოლუტური და კვადრატული გადახრები და კორელაციის კოეფი-

ციენტის სიდიდე, ხოლო 68-ე ცხრილში — აღნიშნული ტემპერატურების სხვაობები (D) და მათი გადახრები.

საწყის მონაცემებს ასეთი სახე აქვს:

$\bar{X}_{100} = 6{,}6°$	$\bar{y}_N = ?$	$\bar{D}_n = -1{,}7°$
$V_x = 1{,}53°$	$V_y = 1{,}67°$	$V_D = 0{,}39°$
$\sigma_x = 1{,}90°$	$\sigma_y = 2{,}10°$	$\sigma_D = 0{,}66°$
$r_{xy} = 0{,}97$	$A_y = 8{,}0°$	$A_D = 1{,}9°$

შესაბამისი სიდიდეები ჩავსვათ სხვაობის ფორმულაში:

$$\bar{y}'_N = \bar{X}_N + D_n = 6{,}6 + (-1{,}7) = 4{,}9°.$$

მიყვანა მიზანშეწონილია, რადგან

$$V_D < V_y; \qquad \sigma_D < \sigma_y; \qquad r_{xy} > \frac{1}{2}\frac{\sigma_x}{\sigma_y}; \qquad A_D < A_y;$$

$$0{,}39 < 1{,}67; \qquad 0{,}66 < 2{,}10; \qquad 0{,}97 > 0{,}45; \qquad 1{,}9 < 8{,}0.$$

ამგვარად, გორის მარტის მრავალწლიური საშუალო ტემპერატურა იქნება 4,9°.

როგორც აღნიშნული იყო, ნალექების, თოვლის სიმაღლისა და ზოგიერთი სხვა ელემენტისათვის დამახასიათებელია მეზობელ პუნქტებს შორის შესაბამისი სიდიდეების შეფარდებათა მდგრადობა.

ისევე როგორც სხვაობების მეთოდში, ამ შემთხვევაშიც თუ ორი მეზობელი (X და y) პუნქტის ხანმოკლე მწკრივის ნალექების შესაბამისი შეფარდებები $\left(\bar{K}_n = \frac{\bar{y}_n}{\bar{X}_n}\right)$ შედარებით მუდმივობით ხასიათდება, მაშინ ხანგრძლივი დაკვირვების შესაბამისი შეფარდებებიც $\left(\bar{K}_N = \frac{\bar{y}_N}{\bar{X}_N}\right)$ მუდმივი დარჩება და მიახლოებით ერთმანეთს გაუტოლდება:

$$\bar{K}_n \simeq \bar{K}_N, \tag{32}$$

ვინაიდან $\bar{K}_n = \frac{\bar{y}_n}{\bar{X}_n}$ და $\bar{K}_N = \frac{\bar{y}_N}{\bar{X}_N}$,

ამიტომ $\frac{\bar{y}_n}{\bar{X}_n} = \frac{\bar{y}_N}{\bar{X}_N}$,

საიდანაც

$$\bar{y}_N = \bar{X}_N \cdot \frac{\bar{y}_n}{\bar{X}_n}$$

ან

$$\bar{y}'_N = \bar{X}_N \cdot \bar{K}_n. \qquad (33)$$

(33) განტოლება წარმოადგენს y ხანმოკლე მწკრივის X ხანგრძლივ პერიოდზე შ ე ფ ა რ დ ე ბ ი ს მეთოდით მიყვანის ფორმულას.

ხანმოკლე მწკრივის ხანგრძლივ პერიოდზე მიყვანას მაშინ აქვს აზრი, როცა X და y მწკრივს შორის კორელაციის კოეფიციენტი მნიშვნელოვანი სიდიდით ხასიათდება და ადგილი აქვს შემდეგ უტოლობას:

$$r_{xy} > \frac{1}{2} \cdot \frac{\bar{y}_n}{\bar{X}_n} \cdot \frac{\sigma_x}{\sigma_y},$$

ვინაიდან

$$\bar{K}_n = \frac{\bar{y}_n}{\bar{X}_n},$$

ამიტომ

$$r_{xy} > \frac{\bar{K}_n}{2} \cdot \frac{\sigma_x}{\sigma_y}. \qquad (34)$$

(34) უტოლობა წარმოადგენს შეფარდების მეთოდით მიყვანის ხელსაყრელობის კრიტერიუმს. ვინაიდან აღნიშნული ფორმულით გამოთვლა შრომატევადია და დიდ დროს მოითხოვს, ამიტომ მიყვანის მიზანშეწონილობის დადგენა შესაძლებელია ა მ პ ლ ი ტ უ დ ი ს მეთოდით ($A_D < A_y$).

მ ა გ ა ლ ი თ ი: მივიყვანოთ თბილისის აეროპორტის (y) 14-წლიანი თბილი პერიოდის (IV—X) ნალექები თბილისის ობსერვატორიის 100 წლის პერიოდზე (ცხრ. 69).

მიყვანას შეფარდების მეთოდით ვაწარმოებთ, რადგან, როგორც 69-ე ცხრილიდან ჩანს, სხვაობები ($y-x$) წლიდან წლამდე მნიშვნელოვანი რყევადობით ხასიათდება. ცხრილში მოცემული სიდიდეები ჩავსვათ (33) ფორმულაში:

$$\bar{y}'_N = 387 \text{ მმ} \cdot 0{,}85;$$

$$\bar{y}'_{100} = 329 \text{ მმ}.$$

გავიგოთ მიყვანის მიზანშეწონილობა (34) ფორმულით:

$$r_{xy} > \frac{k}{2} \cdot \frac{\sigma_x}{\sigma_y};$$

ცხრილი 69

თბილისის აეროპორტის ნალექების (IV—X) მიყვანა თბილისის ობსერვატორიის ნალექებზე

წელი	თბილისი ობსერვ. (X)	თბილისი აეროპორტი (y)	$K=\frac{y}{X}$	$D=y-X$
1957	409	374	0.91	—35
1958	352	208	0.59	—144
1959	448	387	0,86	—61
1940	454	366	0.81	—88
1941	226	209	0 92	—17
1942	378	344	0,91	—34
1943	570	554	0.96	—16
1944	372	363	0.98	—9
1945	308	158	0,51	—150
1946	415	420	1.01	5
1947	279	289	1,04	10
1948	491	418	0.85	—73
1949	353	290	0,82	—63
1950	329	257	0.78	—72
საშ.	$\bar{X}_n=370$მმ	$\bar{y}_n=317$მმ	$\bar{K}_n=0.85$	$A_D=19$მმ
	$\bar{X}_{100}=387$მმ	$A_y=26$მმ		
	$\sigma_x=65$მმ	$\sigma_y=80$მმ		
	$r_{xy}=0{,}818$			

ჩავსვათ სიდიდეები:

$$0{,}818 > \frac{0{,}85}{2} \cdot \frac{65}{80},$$

მივიღებთ:

$$0{,}818 > 0{,}340.$$

ამპლიტუდების უტოლობის (31) ფორმულის მიხედვით გვექნება

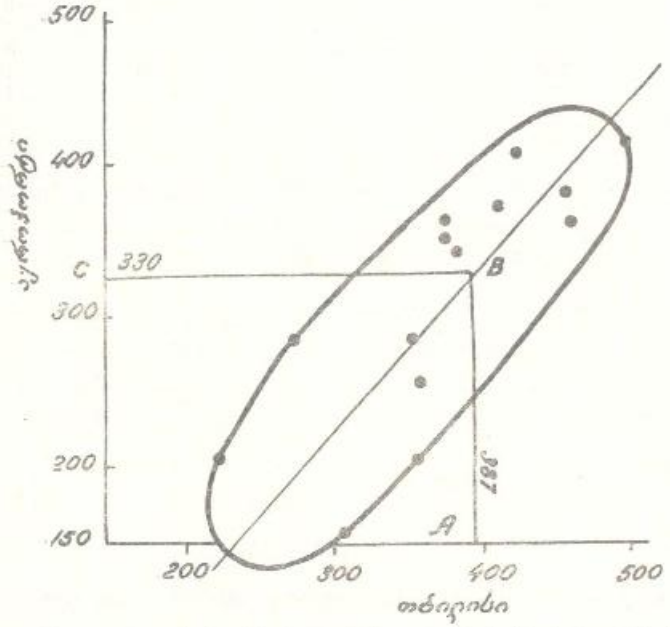
$$160 \text{ მმ} < 262 \text{ მმ}.$$

როგორც ვხედავთ, მიყვანა მიზანშეწონილი ყოფილა, რადგან ორივე კრიტერიუმი პირობას აკმაყოფილებს.

დროის მოგების მიზნით მოსახერხებელია $\frac{y}{x}$ შეფარდება გამოვთვალოთ არა ცალკეული წლების მიხედვით, როგორც ეს 69-ე ცხრილშია მოცემული, არამედ ნალექების საშუალო ჯამიდან.

ნალექების მიყვანა შეიძლება ვაწარმოოთ კორელაციური დამოკიდებულების გრაფიკის მეშვეობითაც (ნახ. 27). აღნიშნულ გრა-

ფიკზე დატანილია 69-ე ცხრილში მოცემული თბილისის ობსერვატორიისა (X ღერძზე) და აეროპორტის (y ღერძზე) თბილი პერიოდის (IV—X) ნალექების შესაბამისი სიდიდეები. X ღერძზე გადავითვალოთ თბილისის 100 წლის პერიოდიდან გამოთვლილი ნალექების საშუალო ჯამი ($\overline{X}_{100}=387$ მმ); აღნიშნული წერტილიდან აღვმართოთ AB სწორი კორელაციური დამოკიდებულების ხაზამდე და შემდეგში B წერტილიდან გავატაროთ X ღერძის პარალელური BC სწორი y ღერძის გადაკვეთამდე. y ღერძზე C წერტილში ათვლილი ნალექების რაოდენობა (330 მმ) თბილისის აეროპორტისათვის იქნება 100-წლიან პერიოდზე მიყვანილი საშუალო სიდიდე.



ნახ. 27. თბილისის ობსერვატორიისა დ აეროპორტის ნალექების (IV—X) კორელაციური დამოკიდებულება

გრაფიკული მეთოდით მიყვანის მიზანშეწონილობა შეიძლება დავადგინოთ თვით გრაფიკიდან (ნახ. 27) და 70-ე ცხრილიდან; ამ უკანასკნელში მოცემულია კორელაციის კოეფიციენტის სიდიდენი, რომლებიც მიღებულია გრაფიკზე დატანილი წერტილების გარშემო შემოხაზული ელიფსის დიდი და მცირე ღერძების თანაფარდობიდან.

თუ გრაფიკზე კორელაციური დამოკიდებულების ხაზთან წერტილები შედარებით მჭიდროდაა განლაგებული და მათზე შემოხა-

ცხრილი 70

კორელაციის კოეფიციენტის მნიშვნელობები ელიფსის დიდი და მცირე ღერძების სხვადასხვა შეფარდებისა

კორელაციის კოეფიციენტი	0,00	0,25	0,50	0,75	0,90	0,95	1,00
დიდი ღერძის მცირესთან შეფარდება	1,00	1,37	1,73	2,64	4,35	6,24	∞

ზული ელიფსის დიდი ღერძის მცირესთან შეფარდება 2,5-ზე მეტია, მიყვანა მიზანშეწონილია. თუ აღნიშნული შეფარდება 1,5-დან 2,5-მდე იცვლება, უნდა ავიღოთ მიყვანილი და მიუყვანელი მნიშვნელობების საშუალო სიდიდე, და ბოლოს, შეფარდება თუ 1,5-ზე ნაკლებია, მიყვანას არ აწარმოებენ.

გრაფიკული მეთოდით თბილისის აეროპორტის ნალექების მიყვანა ობსერვატორიის მრავალწლიურ პერიოდზე შესაძლებელი ყოფილა, რადგან ელიფსის დიდი ღერძის მცირესთან შეფარდება შეადგენს 3,42-ს (ნახ. 27).

გრაფიკული მეთოდით მიყვანა შეფარდების მეთოდის თვალსაჩინო ვარიანტია და პრაქტიკული მუშაობისათვის ადვილად გამოსაყენებელი.

ხშირია შემთხვევები, როდესაც რთული რელიეფის პირობებში და ზღვის სანაპიროებზე ხანმოკლე დაკვირვებათა ხანგრძლივ პერიოდზე მიყვანა სხვაობისა და შეფარდების მეთოდით შეუძლებელია, მიუხედავად იმისა, რომ მეზობელ პუნქტებზე მეტეოელემენტთა წლიდან წლამდე რყევა შეთანხმებულად წარმოებს და კორელაციური დამოკიდებულებაც კარგია. საქმე ისაა, რომ ყველა პუნქტზე სხვადასხვა ელემენტების წლიდან წლამდე რყევა ერთნაირი ინტენსივობის არ არის, ზოგან რყევის ამპლიტუდა მეტია, ზოგან ნაკლები. ასეთ შემთხვევაში ტოლობას, რომელიც (27ა) ფორმულიდან გამომდინარეობს:

$$\bar{y}_n-\bar{X}_n=\bar{y}_N-\bar{X}_N \text{ ან } \bar{y}_N-\bar{y}_n=\bar{X}_N-\bar{X}_n$$

ადგილი არ ექნება, მათ შორის მხოლოდ შეიძლება არსებობდეს პროპორციულობა:

$$\bar{y}_N-\bar{y}_n=K(\bar{X}_N-\bar{X}_n),$$

საიდანაც

$$\bar{y}'_N=\bar{y}_n+K(\bar{X}_N-\bar{X}_n). \qquad (35)$$

სადაც K პროპორციულობის კოეფიციენტია.

(35) ფორმულა წარმოადგენს ხანმოკლე დაკვირვებათა ხანგრძლივ პერიოდზე მიყვანის ზოგად სახეს. სხვაობისა და შეფარდების მეთოდით მისაყვანი (28) და (33) ფორმულები წარმოადგენენ ზოგადი ფორმულის კერძო შემთხვევებს. მართლაც, თუ $K=1$, მაშინ (35) ფორმულა სხვაობის ფორმულად გარდაიქმნება, ხოლო თუ $K=\frac{\overline{y}_n}{\overline{X}_n}$, იგი შეფარდების ფორმულის სახეს მიიღებს.

ვილდმა ზოგად ფორმულაში K-ს მაგივრად აიღო $\frac{V_y}{V_x}$ შეფარდება, ხოლო ო. დროზდოვმა აღნიშნული შეფარდება $\frac{\sigma_y}{\sigma_x}$-ით შეცვლა და (35) ფორმულამ მიიღო ასეთი სახე:

$$\overline{y}'_N = \overline{y}_n + \frac{\sigma_y}{\sigma_x}(\overline{X}_N - \overline{X}_n). \qquad (36)$$

ამ ფორმულას ვილდის განზოგადებული ფორმულა ეწოდება. ვილდის ფორმულით მიყვანა მიზანშეწონილია მაშინ, როდესაც:

$$r_{xy} > \frac{1}{2}. \qquad (37)$$

იმ შემთხვევაში, თუ $K=r_{xy}\cdot\frac{\sigma_y}{\sigma_x}$, (36) ფორმულა რეგრესიის განტოლებად გარდაიქმნება (იხ. 22 ფორმულა):

$$\overline{y}'_N = \overline{y}_n + r_{xy}\frac{\sigma_y}{\sigma_x}(\overline{X}_N - \overline{X}_n). \qquad (38)$$

რეგრესიის განტოლებით მიყვანის ხელსაყრელობის კრიტერიუმი შემდეგი სახისაა:

$$r_{xy} > \frac{1}{2} r_{xy}. \qquad (39)$$

როგორც ვხედავთ, (39) ფორმულის პირობა ყოველთვის შეიძლება შესრულდეს, თუ $r_{xy} \neq 0$.

პრაქტიკულად მიყვანას აწარმოებენ მხოლოდ კორელაციის კოეფიციენტის მაღალი მნიშვნელობისას ($r_{xy}>0{,}75$). ასეთ პირობებში მისაყვანად რეგრესიის განტოლების გამოყენება აუცილებლობას არ წარმოადგენს, რადგან ვილდის ფორმულასთან შედარებით იგი

მაინცდამაინც მეტი სიზუსტით არ გამოირჩევა; ორივე ფორმულით მიღებული შედეგები ერთმანეთისაგან მცირედ განსხვავდებიან.

როგორც აღვნიშნეთ, ორ მეზობელ პუნქტზე ამა თუ იმ ელემენტის წლიდან წლამდე რყევა (σ_x და σ_y) ერთმანეთისაგან თუ საგრძნობლად განსხვავებულია, მაშინ მისაყვანად გამოიყენებენ ვილდის ან რეგრესიის განტოლებას. აღნიშნულ ფორმულებს მიმართავენ მაშინ, როდესაც $\sigma_x \geqslant 2\sigma_y$, ე. ი. X მწკრივის კვადრატული გადახრა ორჯერ და მეტად აღემატება y მწკრივისას.

მ ა გ ა ლ ი თ ი: მივიყვანოთ საქარის 10 წლის ივლისის თვის ნალექები ბათუმის 50-წლიან დაკვირვებათა პერიოდზე (ცხრ. 71).

ცხრილი 71

საქარის ივლისის ნალექების მიყვანა ბათუმის მრავალწლიურ ნალექებზე

წელი	ბათუმი X	საქარა y	$X_i-\overline{X}$	$y_i-\overline{y}$	$(X_i-X)^2$	$(y_i-\overline{y})^2$	$(X_i-X)(y_i-\overline{y})$
1937	38	51	—137	—15	18.769	225	2.055
38	206	84	31	18	961	324	558
39	152	86	—23	20	529	400	—460
1940	244	65	69	—1	4.761	1	—69
41	105	45	—70	—21	4.900	441	1470
42	123	68	—52	2	2.704	4	—104
43	150	40	—25	—26	625	676	650
44	211	36	36	—30	3.600	900	—1080
45	115	42	—60	—24	1.296	576	1440
46	408	138	233	72	54.184	5.184	16.776
	$\overline{X}_{10}=$ $=175$მმ	$\overline{y}_{10}=66$მმ	$\overline{v}_x=74$მმ	$\overline{v}_y=22{,}9$მმ	$\sqrt{9245{,}4}=$ $=304$	$\sqrt{8731}=$ $=93{,}4$	21336
	$\overline{X}_{50}=$ $=169$მმ	$r_{xy}=\frac{\pm 1336}{304\cdot 93{,}4}=0{,}752$			$\sigma_x=96{,}2$მმ	$\sigma_y=29{,}5$მმ	

როგორც 71-ე ცხრილიდან ჩანს, ბათუმში ნალექების რყევა 3-ჯერ და მეტად აღემატება საქარისას, ე. ი. $\frac{\sigma_x}{\sigma_y}=\frac{96{,}2}{29{,}5}=3{,}26$. ამიტომ, მიუხედავად იმისა, რომ მათ შორის კორელაციის კოეფიციენტი მნიშვნელოვანი სიდიდით გამოირჩევა ($r_{xy}=0{,}752$), შეფარდების მეთოდით ნალექების მიყვანა შეუძლებელია. მიყვანას ვაწარმოებთ ვილდის (36) ფორმულით:

$$\overline{y}'_N = \overline{y}_n + \frac{\sigma_y}{\sigma_x}(\overline{X}_N - \overline{X}_n).$$

აღნიშნულ ფორმულაში 71-ე ცხრილიდან ჩავსვათ შესაბამისი სიდიდეები, მივიღებთ

$$\overline{y'_N} = 66 + \frac{29,5}{96,2}(169-175);$$

$$\overline{y'_N} = 64 \text{მმ}.$$

მიყვანა მიზანშეწონილია, რადგან (37) ფორმულით:

$$0,752 > \frac{1}{2}.$$

75 წლის დაკვირვებით საქარაში, ივლისში ნალექის საშუალო სიდიდე 64 მმ ყოფილა.

§ 4. ჰაერის ტემპერატურის დამუშავება

ჰაერის ტემპერატურის ძირითად კლიმატურ მაჩვენებელს წარმოადგენს: საშუალო ტემპერატურები (დღეღამური, თვიური, მინიმალური და მაქსიმალური), აბსოლუტური მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურები, დღეთა რიცხვი საშუალო დღეღამური ტემპერატურებით ყოველ 5°-ის ინტერვალში, პირველი და უკანასკნელი ყინვის საშუალო თარიღები და ყველა მაჩვენებლის სხვადასხვა მნიშვნელობათა ალბათობა და უზრუნველყოფა.

სხვადასხვა ვადაში ტემპერატურაზე დაკვირვებამ (1936 წლამდე 07, 13 და 21 საათზე, ხოლო შემდგომ 01, 07, 13 და 19 საათზე) გამოიწვია არაერთგვაროვნება საშუალო ტემპერატურათა მწკრივში. ერთგვაროვანი და ურთიერთ შესადარისი საშუალო დღეღამური ტემპერატურების მიღების მიზნით სამ და ოთხვადიანი დაკვირვებიდან მიღებულ საშუალო სიდიდეებს მიიყვანენ ჭეშმარიტ დღეღამურ (24 საათიან) საშუალო სიდიდეებზე. მიყვანას აწარმოებენ იმ შემასწორებელი მნიშვნელობების მეოხებით, რომლებიც წარმოადგენს სხვაობას აღნიშნული ვადებიდან მიღებულ საშუალოსა და ჭეშმარიტ დღეღამურ საშუალო სიდიდეს შორის.

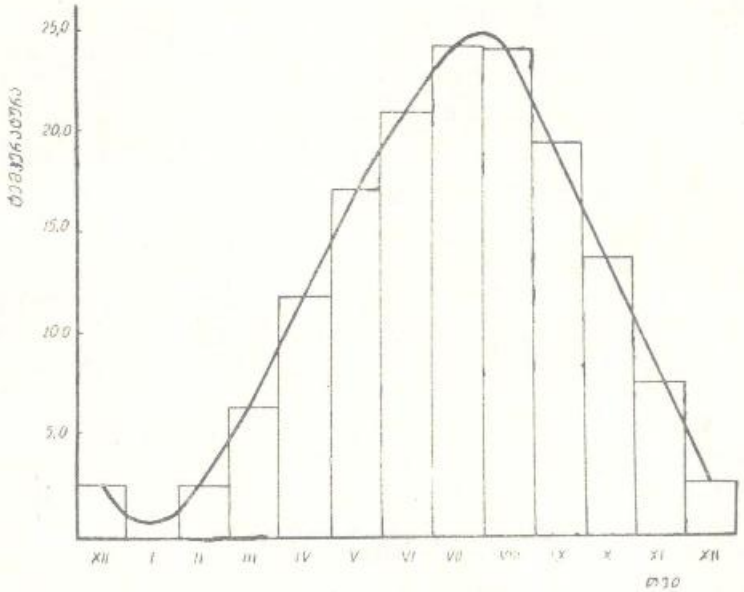
ჭეშმარიტ საშუალო დღეღამურ ტემპერატურებს გამოითვლიან რამდენიმე წლის თერმოგრაფის ჩანაწერებიდან.

შემასწორებელი სიდიდეები ზოგჯერ საგრძნობ მნიშვნელობებს აღწევენ: მაგალითად, თბილისში სამვადიან დაკვირვებაზე შესწორება წლის განმავლობაში 0,0-დან 0,4°-მდე იცვლება, ხოლო აბასთუმანში — 0,1-დან—0,7°-მდე; იმავე პუნქტებისათვის ოთხვადიან დაკვირვებაზე შესწორება შესაბამისად — 0,0-დან 0,2°-მდე და —0,1-დან 0,4°-მდე იცვლება.

ჭეშმარიტ დღეღამურ საშუალო ტემპერატურაზე მიყვანისა და მწკრივის ერთგვაროვნების დადგენის შემდეგ საშუალო ტემპერატურებს სხვაობის მეთოდით მიიყვანენ ხანგრძლივ დაკვირვებათა პერიოდზე.

საშუალო მაქსიმალური და მინიმალური ტემპერატურების დამუშავებაც საშუალო ტემპერატურების ანალოგიურად მიმდინარეობს.

რიგი ტემპერატურული მაჩვენებლების გამოთვლას აწარმოებენ ჰისტოგრამის მეშვეობით (ნახ. 28). ჰისტოგრამას აგებენ მილიმეტრიან ქაღალდზე.



ნახ. 28. საშუალო თვიური ჰაერის ტემპერატურის მსვლელობა თბილისში (ჰისტოგრამა)

აბსცისთა ღერძზე გადაზომავენ თვის დღეებს მასშტაბში: 1 მმ 1 დღე, ხოლო ორდინატზე ტემპერატურას 1 მმ — 0,1°.

ჰისტოგრამაზე ყოველი თვის საშუალო ტემპერატურა სწორკუთხედის სახითაა წარმოდგენილი, რომლის ფუძე მოცემული თვის დღეთა რიცხვია, ხოლო სიმაღლე — იმავე თვის საშუალო ტემპერატურა. ტემპერატურათა მრუდს ატარებენ მოცემული თვის მე-15 რიცხვზე ისე, რომ სწორკუთხედის მოკვეთილი ფართობი უდრიდეს

მრუდის მეორე მხარეზე მიმატებულ ფართობს. ამით უცვლელი რჩება სვეტის ფართობი და, მაშასადამე, ტემპერატურის თვიური ჯამიც არ შეიცვლება.

ჰისტოგრამის მეშვეობით განსაზღვრავენ წლის ნებისმიერი დღის, პენტადის და დეკადის საშუალო ტემპერატურებს, განსაზღვრული სიდიდის საშუალო დღეღამური ტემპერატურების დადგომის თარიღებს და დღეთა რიცხვს ტემპერატურებით, რომლებიც აღემატება აღნიშნულ სიდიდეს და საშუალო დღეღამური ტემპერატურების ჯამს, რომელიც ნაკლებია 0, —5, —10, —15°-ზე და მეტია 0, 5, 10, 15, 20 და 25°-ზე.

თბილისში საშუალო დღეღამური 5°-იანი ტემპერატურის დადგომის საშუალო თარიღი 4 მარტია, დამთავრებისა — 30 ნოემბერი, ხოლო დღეთა რიცხვი იმავე თარიღებს შორის — 270.

ტემპერატურათა ჯამის გამოთვლა ასე ხდება: თუ მოცემული თვე მთლიანად მოიცავს ამა თუ იმ საშუალო დღეღამურ ტემპერატურას, მაშინ მის საშუალო თვიურ ტემპერატურას ამრავლებენ თვის დღეთა რიცხვზე; მაგალითად, თბილისში, აპრილში 5°-ისა და უფრო მეტი ტემპერატურების ჯამი შეადგენს:

$$11{,}9° \cdot 30 \text{ დღე} = 257°.$$

თუ თვე სრული არ არის, ე. ი. მრუდი მოცემულ ტემპერატურას გადაკვეთს თვის რომელიმე რიცხვზე, მაშინ თვის დარჩენილი დღეების საშუალო ტემპერატურას ამრავლებენ დღეთა რიცხვზე. მაგალითად, თბილისში 5°-იანი ტემპერატურის დადგომის თარიღი 4 მარტია (ნახ. 28), დანარჩენ 27 დღის საშუალო ტემპერატურას (იგი აითვლება მრუდზე 17 და 18 მარტს შორის) გადავამრავლებთ 27-ზე, ე. ი.

$$7{,}0° \cdot 27 \text{ დღე} = 189°.$$

ამგვარად, თუ შევაჯამებთ 5° და მეტი საშუალო დღეღამურ ტემპერატურათა თვიურ ჯამს, თბილისისათვის მივიღებთ 4462°-ს.

აბსოლუტური მინიმალური და მაქსიმალური ტემპერატურები წარმოადგენენ ყველაზე უფრო დაბალ და მაღალ ტემპერატურებს, რომელთაც ადგილი აქვთ მოცემულ წელს ხანგრძლივ დაკვირვებათა პერიოდში. თუ დაკვირვებათა მწკრივი ხანმოკლეა, მაშინ შეიძლება იგი სხვაობის მეთოდით მივიყვანოთ ერთ ან რამდენიმე მეზობელი სადგურის ხანგრძლივ დაკვირვებაზე. ამისათვის საჭიროა შეირჩეს ისეთი წყვილი პუნქტები, სადაც ექსტრემალური ტემპერატურების რყევადობა დაახლოებით

ერთნაირია ($V_x \simeq V_y$ ან $\sigma_x \simeq \sigma_y$). თუ პუნქტები სხვადასხვა ფიზიკურ-გეოგრაფიულ და კლიმატურ პირობებშია განლაგებული, ტემპერატურების შესაბამისი სხვაობების ისედაც საგრძნობი რყევადობა უფრო მეტად მატულობს და ამიტომ მიყვანას ზოგადი ფორმულით აწარმოებენ:

$$y'_i = \bar{y} + \frac{\sigma_y}{\sigma_x}(X_i - \bar{X}), \tag{40}$$

სადაც y'_i მიყვანილი კიდური ტემპერატურაა, $\bar{X}$ და $\bar{y}$ ყოველწლიურ ექსტრემუმთა საშუალო სიდიდე, ხოლო X_i — მრავალწლიანი მწკრივის კიდური მნიშვნელობა.

აღნიშნული ფორმულით მიყვანა გაძნელებულია, რადგან მოკლე მწკრივიდან σ_x და σ_y-ის განსაზღვრა დიდ ცდომილებას შეიცავს, ამასთან მიყვანის ხელსაყრელობის კრიტერიუმი ძალზე რთულია.

ამგვარად, თუ $\sigma_x \simeq \sigma_y$ ($V_x \simeq V_y$) სხვაობის მეთოდით ექსტრემალური ტემპერატურების მრავალწლიურზე მიყვანის ფორმულა ასეთ სახეს მიიღებს:

$$y'_i = X_i + \bar{D}_n \tag{41}$$

$\bar{D}_n$ საშუალო სხვაობაა ($\bar{y}_n - \bar{X}_n$).

ამ შემთხვევაში მიყვანის ხელსაყრელობის კრიტერიუმი მარტივია: მიყვანას აზრი აქვს იმ შემთხვევაში, თუ

$$\left.\begin{aligned} X_i - y_i + \bar{D}_n > 0 \quad &\text{აბს. მაქსიმუმისათვის} \\ X_i - y_i + \bar{D}_n < 0 \quad &\text{აბს. მინიმუმისათვის} \end{aligned}\right\}, \tag{42}$$

სადაც y_i კიდური ტემპერატურაა მოკლეპერიოდიანი y მწკრივისა.

(42) ფორმულიდან გამომდინარეობს, რომ მიყვანა ხელსაყრელია, თუ მიყვანის შედეგად მიღებული აბსოლუტური მინიმუმი ნაკლებია, ხოლო მაქსიმუმი მეტია y მწკრივის მიუყვანელ სიდიდეებზე.

აღნიშნული კრიტერიუმი გამოსაყენებელია როგორც კონკრეტული, ისე განსაზღვრული ხანგრძლივობის პერიოდზე მიყვანის შემთხვევებისათვის.

კონკრეტულ პერიოდზე მიყვანისას საჭიროა შესრულდეს მეორე პირობაც, კერძოდ, ადგილი უნდა ექნეს უტოლობას

$$1{,}1\sqrt{\frac{\overline{n}}{N}}\sigma_D < |X_i - y_i + \bar{D}_n| \tag{43}$$

ან, თუ σ_D-ს შევცვლით V_D-თი

$$1{,}35\sqrt{\frac{\overline{n}}{N}}V_D < |X_i - y_i + \bar{D}_n| \tag{44}$$

ქვემოთ მოგვყავს მაგალითი (ცხრ. 72), სადაც მოცემულია გარდაბნის 10-წლიანი მწკრივის მიყვანა თბილისის ობსერვატორიის 1891—1964 წლების (74 წლის) კონკრეტულ პერიოდზე.

ცხრილი 72

აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურის მიყვანა 1891—1964 წწ პერიოდზე

წელი	თბილისი (X)	გარდაბანი (y)	სხვაობა ($y-X$)	გადახრა ($X_i-\overline{X}$)	გადახრა ($y_i-\overline{y}$)	გადახრა სხვაობების
1955	—7,6	—7,6	0,0	1,0	2,3	1,4
1956	—9,4	—10,2	—0,8	—0,8	—0,3	0.6
1957	—9 3	—16,1	—7,1	—0,7	—6,5	—5,7
1958	—7.0	—9.4	—2.4	1,6	0,5	—1,0
1959	—10,3	—10,8	—0.5	—1.7	—0,9	0,9
1960	—7.8	—9 5	—1,7	0,8	0.4	—0.3
1961	—10.3	—9,4	0.9	—1,7	0,5	0.5
1962	—4,9	—5,5	—0,6	3,7	4,4	0,8
1963	—7,1	—8 8	—1.7	1,5	1.1	—0,3
1964	—11,8	—11,6	0,2	—3,2	—1,7	1,2
საშუალო	$\overline{X}=-8,6$	$\overline{y}=-9,9$	$\overline{D}_n=-1,4$	$\overline{V}_x=\mp1,7$	$\overline{V}_y=\pm1,8$	$\overline{V}_D=\pm1,3$

აღნიშნულ პერიოდში (74 წელი) თბილისში აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურა —23° ყოფილა. როგორც თბილისში, ისე გარდაბანში აბსოლუტური გადახრები თითქმის ერთნაირია ($\overline{V}_x=\pm1,7°$, $\overline{V}_y=\pm1,8°$), ამიტომ მიყვანას ვაწარმოებთ სხვაობის მეთოდით:

$$\overline{y}_3=-23+(-1,4)=-24,4°$$

59 წლის დაკვირვებიდან ირკვევა, რომ გარდაბანში აბსოლუტური მინიმალური ტემპერატურა —25° ყოფილა. ვინაიდან აქ 10 წლის მონაცემებით (ცხრ. 72) ყველაზე დაბალი ტემპერატურა —16,4° შეადგენს, მიყვანის მიზანშეწონილობის კრიტერიუმის პირველი პირობა შესრულებულად ჩაითვლება, ე. ი. მიყვანილი სიდიდე ნაკლებია მიუყვანელზე (—24,4°<—16,4°). თანახმად (44) ფორმულისა, მეორე კრიტერიუმის პირობაც სრულდება:

$$1,35\sqrt{\frac{10}{74}}\cdot 1,3=0,65;$$

$$-23-(-16,4)+(-1,4)=-8,0;$$

$$0,65<8,0.$$

იმ შემთხვევაში, როცა მიყვანა შეუძლებელია, ექსტრემალურ ტემპერატურებს ღებულობენ თვით დაკვირვების მოკლე მწკრივიდან. ან ეს უკანასკნელი შეიძლება მოიცავდეს (რაც იშვიათია) უკიდურესად დაბალი და მაღალი ტემპერატურების მქონე წლებს.

თერმული დახასიათებისათვის მნიშვნელოვან კლიმატურ მახასიათებელს წარმოადგენს დღეთა რიცხვი საშუალო დღეღამური ტემპერატურებით ყოველ 5°-იან ინტერვალში; მას უშუალოდ დაკვირვების მასალებიდან გამოითვლიან. მაგალითად, მწვანე კონცხზე საშუალოდ ასეთ სურათს აქვს ადგილი (ცხრ. 73).

ცხრილი 73

დღეთა რიცხვი საშუალო დღეღამური ტემპერატურებით
(მწვანე კონცხი)

ტემპერატურა (გრად.)	იანვარი	ივლისი
—9,9-დან — 5,0-მდე	0.02	
—4,9 — 0,0	0,9	
0,1 — 5,0	9,1	
5,1 — 10,0	14,0	
10,1 — 15,0	6,3	0,07
15,1 — 20,0	0,7	4.5
20,1 — 25,0	0,02	25,2
25,1 — 30,0	—	1,2

იანვარში დღეთა რიცხვი 0,02 იმას ნიშნავს, რომ ტემპერატურას —9,9-დან —5,0°-მდე ინტერვალში 100 წლის განმავლობაში 2 დღეს ჰქონია ადგილი.

გარდა დღეთა რიცხვისა, 73-ე ცხრილიდან შეიძლება გამოვიანგარიშოთ მოცემულ ინტერვალში ტემპერატურათა განმეორება (ალბათობა %-ში) და მათი უზრუნველყოფა (ცხრ. 74).

როგორც 74-ე ცხრილიდან ჩანს, მწვანე კონცხზე იანვარში ყველაზე მეტი ალბათობით (45,3%) ხასიათდება ტემპერატურები 5,1-დან 10,0°-მდე. 0,0°-ზე დაბალი ტემპერატურებით მოცემული ტერიტორია იანვარში მხოლოდ 3%-თაა უზრუნველყოფილი, ხოლო 10°-ზე დაბლა — 77,4%-ით.

კარგ მახასიათებელს წარმოადგენს პირველი და უკანასკნელი ყინვის დადგომის საშუალო თარიღებისა და უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობის ცოდნა. მათი დამუშავება წარმოებს უშუალო დაკვირვების მასალიდან (არანაკლები 15 წლის პერიოდი). ხანმოკლე პე-

რიოდის ხანგრძლივზე მიყვანას აწარმოებენ გრაფიკულად — მოცემული სადგურის პირველი ან უკანასკნელი ყინვის საშუალო თარიღსა და იმავე წლისა და თვის საშუალო მინიმალური ტემპერატურების დამოკიდებულების მიხედვით. როგორც ცნობილია, ამ უკანასკნელს ხანგრძლივი დაკვირვების პერიოდი გააჩნია.

§ 5. ნალექების დამუშავება

როგორც აღვნიშნეთ, ნალექები დიდ რყევას განიცდის დროსა და სივრცეში, რის გამოც მწკრივის ერთგვაროვნების დადგენის ან მათი ხანგრძლივ პერიოდზე მიყვანის თვალსაზრისით საჭიროა აღებულ იქნეს რაც შეიძლება ახლომდებარე და ხანგრძლივი დაკვირვების მქონე პუნქტები. როგორც ვიცით, მეზობელ პუნქტება-

ცხრილი 74

საშუალო დღეღამურ ტემპერატურათა განმეორება და უზრუნველყოფა მოცემულ ინტერვალში (მწვანე კონცხი)

ტემპერატურა (გრად.)	იანვარი		ივლისი	
	ალბათობა %	უზრუნველყოფა %	ალბათობა %	უზრუნველყოფა %
—9,9-დან —5,0-დე	0,1	0,1		
—5,0-დან 0,0 „	2,9	3,0		
0,1-დან 5,0 „	29,1	32,1		
5,1—10,0	45,3	77,4		
10,1—15,0	20,3	97,7	0,2	0,2
15,1—20,0	2,2	99,9	14,5	14,7
20,1—25,6	0,1	100	81,4	96,1
25,1—30,0			3,9	100

შორის ნალექების შესაბამისი შეფარდებები შედარებით მუდმივობით ხასიათდება და მწკრივის ერთგვაროვნების დადგენას და ხანგრძლივ პერიოდზე მიყვანასაც აღნიშნული მეთოდით ახორციელებენ. როგორც აღვნიშნეთ, ამ მეთოდით ორივე საკითხის დამუშავებას ახდენენ კორელაციური გრაფიკებით. თუ წერტილები გრაფიკზე მჭიდროდაა განლაგებული კორელაციური დამოკიდებულების ხაზთან, მაშინ ორიკე პუნქტზე მწკრივი ერთგვაროვანია. ამ შემთხვევაში გრაფიკის მეშვეობით ვაწარმოებთ მოკლე დაკვირვების y მწკრივის მიყვანას X მრავალწლიურზე. ვინაიდან ნალექი ძლიერ ცვალებადი ელემენტია, ამიტომ მიყვანას აწარმოებენ წლის ცივი (XI—III) და თბილი (IV—X) პერიოდებისათვის ცალ-ცალკე (ნახ. 27). იმ შემთხვევაში, თუ წერტილები გრაფიკზე შედარებით გაბნე-

ულია, დამოკიდებულება სუსტი იქნება და მიყვანასაც აზრი არ აქვს. ხშირია შემთხვევა, როცა გრაფიკზე წერტილები ისე განლაგდება, რომ შესაძლებელი ხდება ორი კორელაციური დამოკიდებულების ხაზის გავლება. ამ შემთხვევაში მწკრივი არაერთგვაროვანია, მაგრამ უნდა გაირკვეს, რომელი მწკრივია არაერთგვაროვანი და რამ გამოიწვია იგი. ამის გარკვევა შეიძლება ორი პუნქტის (ძირითადი და მისაყვანი) მესამესთან შედარებით.

იმ შემთხვევაში, როცა შეფარდების მეთოდით მიყვანა შეუძლებელია, მას ვილდის განზოგადებული ფორმულით ახორციელებენ.

პრაქტიკაში ნალექების მოყვანას სრულიად სხვა ხერხით აწარმოებენ: იგი ემყარება იმ ფაქტს, რომ ნალექების წლიური მსვლელობის ხასიათი მანძილის გადიდებით უფრო ნელა იცვლება.

მოცემულ ტერიტორიაზე თანაბრად განლაგებული ხანგრძლივი დაკვირვების მქონე პუნქტებზე ყოველი თვის ნალექთა რაოდენობას გამოხატავენ პროცენტობით ნალექების იმ რაოდენობიდან, რომლებიც წლის თბილ ან ცივ პერიოდში მოდის. აღნიშნულ პროცენტებს დაიტანენ რუკაზე (სულ ადგენენ 12 რუკას, ყოველი თვისა-ეის ცალ-ცალკე), შემდეგ კი ერთნაირ სიდიდეებს შეაერთებენ ხაზებით, რომელთაც იზომერები ეწოდებათ. ხანმოკლე დაკვირვების მქონე სადგურებისათვის იზომერების ყოველი რუკიდან შეიძლება ავითვალოთ მოცემული თვის ნალექთა პროცენტული რაოდენობა. თუ y პუნქტის თბილი ან ცივი პერიოდის ნალექები გრაფიკულად უკვე მიყვანილია X_N პუნქტის ხანგრძლივ დაკვირვებაზე, მაშინ მიყვანილი პერიოდებიდან განვსაზღვრავთ y პუნქტის ყოველი თვის ნალექთა რაოდენობას მილიმეტრებში.

მაგალითად, იზომერების მეთოდით განვსაზღვროთ თბილისის აეროპორტის თბილი პერიოდის ცალკეულ თვეთა ნალექები.

ამისათვის თბილისის რაიონისა და უფრო მეტი ტერიტორიისათვის, სადაც ხანგრძლივი დაკვირვების მქონე პუნქტები თანაბრადაა განაწილებული, შეადგენენ ცალკეულ თვეთა იზომერების რუკებს.

ამის შემდეგ აეროპორტის თბილი პერიოდის ნალექებს გრაფიკულად მიიყვანენ ობსერვატორიის 100-წლიან პერიოდზე (ნახ. 27). იგი, როგორც ვიცით, შეადგენს 330 მმ. აეროპორტისათვის იზომერების რუკებიდან ცალკეული თვეებისათვის აითვლიან ნალექების %-ლ სიდიდეებს (დავუშვათ, რომ ისინი წარმოადგენენ 75-ე ცხრილში მოცემულ სიდიდეებს), ხოლო შემდეგ მათ გადაიყვანენ მილიმეტრებში (330 მმ-დან).

ნალექების თვიური და წლიური ჯამების რყევის დახასიათებისათვის გამოიყენებენ საშუალო მნიშვნელობიდან აბსოლუტურ (V)

ცხრილი 75

ნალექების თვიური ჯამების გამოთვლა იზომერების მეთოდით

პუნქტი	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	პერიოდი (IV—X)
თბილისი —ობსერვატორია ნალექების ჯამი (მმ-ით)	57	88	74	51	35	43	39	387
ნალექ. %-ით თბილი პერიოდიდან	15	23	19	13	9	11	10	100
ნალექ. %-ით თბილ პერიოდში	17	20	18	9	13	12	12	100
თბილისი — აეროპორტი ნალექ. ჯამი (მმ-ით)	56	65	59	36	30	43	40	330

და კვადრატულ (σ) გადახრებს და ნალექების სხვადასხვა ინტერვალში ცვლილების ალბათობას (%-ით). მაგალითისათვის მოგვყავს 76-ე ცხრილი, სადაც მოცემულია მაისის თვის საშუალო ნალექიდან სხვადასხვა სიდიდის გადახრის ალბათობა თბილისის ობსერვატორიის 100 წლის დაკვირვებიდან.

ცხრილი 76

სხვადასხვა რაოდენობის ნალექების მოსვლის ალბათობა მაისში
(თბილისი)

მრავალწლიურიდან გადახრის გრადაცია (მმ-ით)		ალბათობა %-ით	
-დან	-მდე	მოცემულ საზღვრებში	მოცემულ სიდიდეზე მეტი (მესამე სვეტის შეჯამებით)
—80	—40	28	100
—39	0	30	72
1	40	25	42
41	80	12	17
81	120	4	5
121	160	1	1

მაისის თვეში საშუალო აბსოლუტური გადახრა $V=38{,}5$ მმ, ე. ი. ის უახლოვდება ცხრილში მოცემულ გადახრათა ინტერვალს (გრადაცია 40 მმ). ცხრილიდან შეიძლება გამოვთვალოთ საშუალო ნალექებზე (83 მმ) მეტი ან ნაკლები ნალექების მოსვლის ალბათობა ან მოცემულ სიდიდეზე მეტი ნალექების უზრუნველყოფა.

თეორიული და პრაქტიკული მიზნებისათვის გამოითვლიან ნალექების შეფერადებით ცვალებადობას ანუ ვარიაციის კოეფიციენტს; იგი წარმოადგენს საშუალო კვადრატული გადახრის შეფარდებას საშუალო არითმეტიკულთან:

$$C_V = \frac{\sigma}{\overline{X}} = \sqrt{\frac{\sum(X_i-\overline{X})}{\overline{X}^2 n}} = \sqrt{\frac{\sum(K-1)^2}{n}}, \qquad (45)$$

სადაც C_V ვარიაციის კოეფიციენტია, $\overline{X}$—საშუალო არითმეტიკული, n—წევრთა რიცხვი, X_i—მწკრივის ცალკეული წევრები, ხოლო

$$K = \frac{X_i}{\overline{X}}.$$

ვარიაციის კოეფიციენტი წარმოადგენს ამა თუ იმ ელემენტის (ამ შემთხვევაში ნალექების) დროსა და სივრცეში ცვალებადობის ობიექტურ კლიმატურ მაჩვენებელს. მისი საშუალებით შეიძლება მოვახდინოთ მოცემული ტერიტორიის კლიმატური დაყოფა და მოვძებნოთ ცალკეული რაიონების კლიმატისათვის დამახასიათებელი საერთო ნიშნებიც. მაგალითად, ყველაზე ტენიანი რაიონებისათვის წლიურ ნალექთა ვარიაციის კოეფიციენტი უფრო ნაკლებია მშრალ რაიონებისაზე. შავი ზღვის სანაპიროსა და კოლხეთის დაბლობზე $C_V=0{,}14$—$0{,}19$-ს, ხოლო აღმოსავლეთ საქართველოს დაბლობ ზონაში — $0{,}20$—$0{,}26$-ს.

საყურადღებოა ისიც, რომ ნალექების ვარიაციაზე მნიშვნელოვნადაა დამოკიდებული აორთქლებისა და სეზონური წლიური ჩამონადენის ცვალებადობა.

თუ ცნობილია ვარიაციის კოეფიციენტი, შესაძლებელია განვსაზღვროთ ასიმეტრიულობის კოეფიციენტი (Cs) ანუ მწკრივის ასიმეტრიულობის ხარისხი:

$$C_S = \frac{\sum(K-1)^3}{n \cdot C_V^3}, \qquad (46)$$

სადაც C_S ასიმეტრიულობის კოეფიციენტია.

როდესაც $C_S=0$, მაშინ განაწილების მრუდი სიმეტრიულია.

ნალექების უზრუნველყოფას (P) პროცენტებში გამოითვლიან (47) ფორმულით:

$$P = \frac{m-0{,}25}{n+0{,}50} \cdot 100\,\%. \qquad (47)$$

სადაც n მწკრივის წევრთა რიცხვია, m — მოცემული წევრის რიგითი ადგილი მწკრივში.

77-ე ცხრილში შემოკლებულად მოგვყავს თბილისისათვის მაისის თვის 77 წლის პერიოდიდან Cv, Cs და P-ს განსაზღვრის მაგალითი.

პირველ ყოვლისა ნალექების მწკრივს დაალაგებენ კლებადი რიგის მიხედვით, გამოითვლიან K-ს, რომელიც მიიღება მწკრივის ყოველი წევრის საშუალო სიდიდესთან შეფარდებით $\left(K=\frac{X_i}{\overline{X}}\right)$, ხოლო შემდგომში მოქმედება წარიმართება ისე, როგორც ეს 77-ე ცხრილშია მოცემული.

ცხრილი 77

ნალექების უზრუნველყოფის გამოთვლა

(თბილისი, მაისი 1881—1957 წწ.)

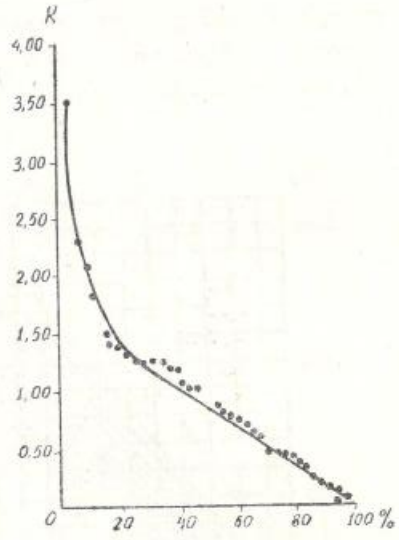
წელი	რიგითი №№	ნალექები (მმ-ით) კლებადი რიგით	$K=\frac{X_i}{\overline{X}}$	$K-1$	$(K-1)^2$	$(K-1)^3$	$P_0/_0$
1888	1	228	2,59	1,59	2,528	4,020	1,0
1916	2	198	2,25	1,25	1,563	1,953	2,2
1926	3	195	2,22	1,22	1,488	1,816	3,5
1936	4	189	2,15	1,15	1,323	1,521	4,8
1893	5	186	2,12	1,12	1,254	1,405	6,1
. .	.	.	.	. . .	. .	. . .	. .
. .	.	.	. .	. . .	. .	. .	. .
1885	73	26	0,30	−0,70	0,490	−0,343	93,9
1908	74	20	0,23	−0,77	0,593	−0,457	95,1
1953	75	16	0,18	−0,82	0,672	−0,551	96,4
1924	76	11	0,12	−0,88	0,774	−0,682	97,7
1909	77	5	0,06	−0,94	0,884	−0,831	99,0
ჯამი			77	0,0	24,973	8,255	
საშუალო		$\overline{X}=88$					

ნალექებისა და მისი რაოდენობის შესაბამისი უზრუნველყოფის (P) მიხედვით აგებენ ნალექების უზრუნველყოფის ინტეგრალურ მრუდს (ნახ. 29). ამისათვის ორდინატზე გადაზომავენ ნალექებს, ხოლო აბსცისას ღერძზე P ალბათობას %-ით.

მივიღებთ წერტილებს, რომელთა თანმიმდევრული მრუდით შეერთების შემდეგ შეიძლება განვსაზღვროთ სხვადასხვა სიდიდის ნალექთა უზრუნველყოფა %-ბით.

78-ე ცხრილში მოცემულია ნალექების უზრუნველყოფის ინტეგრალური მრუდიდან ჩამოღებული სხვადასხვა რაოდენობის ნალექთა უზრუნველყოფა გრადაციებში.

თუ მოცემულ ტერიტორიაზე განლაგებულია მეტეოსადგურთა გარკვეული რაოდენობა, მაშინ ყოველი პუნქტისათვის შეადგენენ ნალექების უზრუნველყოფის ცხრილებს (78-ე ცხრილის მსგავსს) ცალკეული თვეების ან წლიური ჯამებისათვის ცალ-ცალკე, ხოლო შემდეგ მათ მიხედვით ააგებენ ნომოგრამას (ნახ. 30). მისი აგება შემდეგნაირად ხდება: სწორკუთხიანი კოორდინატის y ღერძზე გადაზომავენ საშუალო ნალექებს, ხოლო X-ზე მოცემული უზრუნველყოფის შესაბამისი ნალექების სიდიდეებს (შესაძლებელი რაოდენობის ნალექები). იმისათვის, რომ მივიღოთ განსაზღვრული მნიშვნელობის უზრუნველყოფის ხაზების მთელი სისტემა (5, 10, 20,... 90, 95%), საჭიროა სამუშაო ბლანკზე ყველა სადგურისათვის თანმიმდევრობით დავიტანოთ წერტილები, რომლებიც მიიღება მოცემულ საშუალო ნალექებსა და 5, 10, 20%-იან და ა. შ. უზრუნველყოფის შესაბამისი ნალექების გადაკვეთაზე. უმჯობესია ცალკეული გრადაციისათვის წერტილები ფერადი ფანქრებით ან სხვა პირობითი ნიშნებით დავიტანოთ. 30-ე ნახაზზე მოცემულია ნალექების წლიური ჯამების ნომოგრამა, რომელიც შედგენილია საქართველოს ტერიტორიისათვის 100 სადგურის მონაცემების საფუძველზე.



ნახ. 29. თბილისის ნალექების უზრუნველყოფის ინტეგრალური მრუდი (მაისი).

ნომოგრამას აგებენ აგრეთვე სხვა ელემენტებისათვისაც. თუ ცნობილია ელემენტის საშუალო სიდიდე, ნომოგრამიდან განსაზღვ-

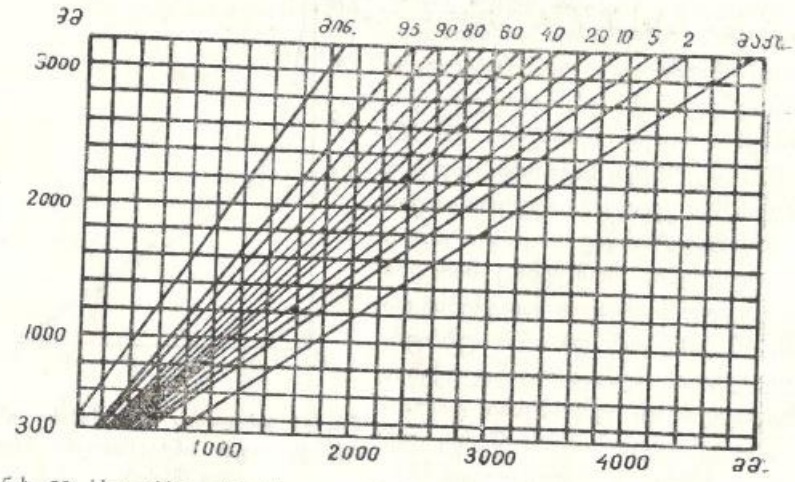
ცხრილი 78

მაისის თვის სხვადასხვა სიდიდის ნალექთა უზრუნველყოფა

(თბილისი)

საშუალო მმ-ით	მაქსიმუმი		უზრუნველყოფა %-ებით								მინიმუმი	
	მმ-ით	წელი	5	10	20	50	70	80	90	95	მმ-ით	წელი
88	228	1888	194	157	116	82	46	37	32	20	5	1909

რავთ როგორც ცალკეული თვეების, ისე წლიური ჯამების მნიშვნელობებს ნებისმიერი უზრუნველყოფით. ნომოგრამა იძლევა მოცემული ელემენტის დროსა და სივრცეში განაწილების კანონზომიერებას, მათ თავისებურებებს.



ნახ. 30. სხვადასხვა უზრუნველყოფის ნალექთა წლიური ჯამების განმსაზღვრელი ნომოგრამა (მ. ხვიჩიას მიხედვით)

პრაქტიკული მიზნებისათვის დიდი მნიშვნელობა ენიჭება უდიდესი რაოდენობის (მაქსიმალური) დღეღამური ნალექების ცოდნას. მათი განსაზღვრა ხდება მხოლოდ ხანგრძლივი დაკვირვების პერიოდიდან. ვინაიდან ასეთი დაკვირვება ძალზე მცირერიცხოვანია, ამიტომ პერიოდის დაგრძელების მიზნით, ო. დროზდოვის წინადადებით, შესაძლებელია მეზობელი სადგურების სხვადასხვა პერიოდის დაკვირვებათა შეერთება ერთ მწკრივად; ან ერთი და იმავე პერიოდის დაკვირვებები (ვინაიდან განსხვავებული (დამოუკიდებელი) სიდიდეებით გამოირჩევა) შეიძლება ერთმანეთის ბუნებრივ გაგრძელებად მივიჩნიოთ. სადგურთა გაერთიანების დროს მხედველობაშია მისაღები ნალექების რეჟიმი და რაოდენობა, რომელიც მოცემულ რაიონში თითქმის ერთნაირი უნდა იყოს ყველგან.

დაკვირვების მწკრივის ზემოაღნიშნული წესით დაგრძელების შემდეგ, ან თუ მოცემულ პუნქტს ხანგრძლივი დაკვირვება გააჩნია, შესაძლებელია მწკრივის მცოცავი საშუალოებიდან დღეღამური მაქსიმალური ნალექების ამოკრეფა, რომლებიც გვხვდება 1, 5, 10 და 40 წელიწადში ერთხელ. მაქსიმალური ნალექების ასეთი ხერხით დამუშავებისას ვამცირებთ მათ შემთხვევით რყევადობას; ამასთან მიღებული მაქსიმუმები მეტნაკლებად ერთმანეთის შესადარისი იქნება. მოქმედება შემდეგნაირად მიმდინარეობს: ვთქვათ, მოცემულია მაქსიმალური ნალექების ხანგრძლივი დაკვირვების მწკრივი: $P_1, P_2, P_3, \ldots, P_N$. ცხადია, რომ მწკრივის საშუალო მნიშვნელობა $P_N = \frac{1}{N}\sum_1^N P_i$ იქნება ის დღეღამური მაქსიმალური ნალექის სიდიდე, რომელსაც ყოველწლიურად უნდა მოველოდეთ. თუ მწკრივის 5-წლიან მცოცავიდან (P_1, P_2, P_3, P_4, P_5; P_2, P_3, P_4, P_5, P_6 და ა. შ.) ამოვკრეფთ მაქსიმალური ნალექების უდიდეს მნიშვნელობებს, მაშინ მათი საშუალო სიდიდე იქნება დღეღამური მაქსიმუმი, რომელსაც უნდა მოველოდეთ 5 წელიწადში ერთხელ. ანალოგიურად იქცევიან იმ მაქსიმალური ნალექების მოსაძებნად, რომელსაც უნდა მოველოდეთ 10, 20 და 40 წელიწადში ერთხელ.

საინტერესოა თავსხმა ნალექების სიხშირის, ხანგრძლივობისა და ინტენსივობის ცოდნა. მათი დამუშავება წარმოებს პლუვიოგრაფთა ჩანაწერების მიხედვით. თავსხმის აღნიშნულ მახასიათებლებს შორის საბჭოთა კავშირის ტერიტორიაზე დადგინდა შემდეგი სახის დამოკიდებულება:

$$i = \frac{A + B\lg N}{(t+1)^{2}/_{3}}, \qquad (48)$$

სადაც i თავსხმის ინტენსივობაა (მმ/წმ), N — წელიწადთა რიცხვი,

t — ხანგრძლივობა წუთებში; A და B პარამეტრებს განსაზღვრავენ სპეციალური რუკების ან ცხრილების მეშვეობით.

ამგვარად, თუ ცნობილია i და t, (48) ფორმულის მეშვეობით შეიძლება განვსაზღვროთ ალბათობა იმ წლებისა (100, 200 წელი და ა. შ.), რომელთა დროსაც გარკვეული სიდიდის თავსხმას ერთხელ მაინც ექნებოდა ადგილი, ან თუ ცნობილია N და t, საკმაო სიზუსტით გავიგებთ i ინტენსივობას.

საქართველოს პლუვიოგრაფების ჩანაწერთა დამუშავების შედეგად მ. კორძახიამ მიიღო ნალექების შესაძლებელი მაქსიმალური სიდიდეების გამოსაანგარიშებელი მარტივი ფორმულა:

$$i_t = \frac{c}{\sqrt{t}}, \tag{49}$$

ხოლო t საათის განმავლობაში ნალექების შესაძლებელი მაქსიმალური რაოდენობა P_t იანგარიშება ფორმულით:

$$P_t = c\sqrt{t}\ . \tag{50}$$

ორივე შემთხვევაში $0{,}167 \leqslant t < 2$ საათზე.

აღნიშნულ ფორმულაში i_t არის t საათში მოსული ნალექის მაქსიმალური საშუალო სიდიდე (მმ/სთ), c კოეფიციენტი — ერთ საათში შესაძლებელი ნალექების მაქსიმუმი.

როგორც გამოირკვა, აღნიშნული ფორმულები გამოსადეგია 1 წუთიდან 2 საათის ხანგრძლივობის თავსხმისათვის. თავსხმის უფრო მეტი ხანგრძლივობისათვის (მაგალითად, დასავლეთ საქართველოში) აღნიშნული ფორმულები ცოტათი სახეშეცვლილია:

$$i_t = \frac{1{,}5\,c}{\sqrt[3]{t}} \quad \text{და} \quad P_t = 1{,}5\,c\sqrt[3]{t} \tag{51}$$

როცა $2 \leqslant t \leqslant 10$.

ნალექების შესწავლისათვის კარგ კლიმატურ მაჩვენებელს წარმოადგენს დ ღ ე თ ა რ ი ც ხ ვ ი ს ხ ვ ა დ ა ს ხ ვ ა ს ი დ ი დ ი ს ნალექებით. ნალექიან დღედ ითვლება ისეთი დღეები, როდესაც ნალექები $\geqslant 0{,}1$ მმ-ზე ნალექიან დღეთა რიცხვს ანგარიშობენ შემდეგ გრადაციაში: $\geqslant 0{,}1$ მმ, $\geqslant 0{,}5$ მმ, $\geqslant 1{,}0$ მმ, $\geqslant 2{,}0$ მმ, $\geqslant 5{,}0$ მმ, $\geqslant 10$ მმ, $\geqslant 20$ მმ და $\geqslant 30$ მმ.

ნალექიან დღეთა რიცხვი, რომელიც ხანმოკლე დაკვირვების პერიოდიდანაა გამოთვლილი, შეიძლება სხვაობის მეთოდით მივიყვა-

ნოთ ხანგრძლივ დაკვირვებაზე. რაც უფრო ნალექების მეტ რაოდენობასთან გვაქვს საქმე ($\geqslant 20$ მმ, $\geqslant 30$ მმ), მით უფრო გაძნელებულია დღეთა რიცხვების მიყვანა ხანგრძლივ დაკვირვებათა პერიოდზე, რადგან მეზობელ პუნქტებს შორის კავშირი სუსტდება ან მთლიანად იშლება. 79-ე ცხრილში მოგვყავს საქართველოს პუნქტებზე დღეთა რიცხვი სხვადასხვა რაოდენობის ნალექებით.

ცხრილი 79

დღეთა რიცხვი სხვადასხვა რაოდენობის ნალექებით

	0,5 მმ	1,0 მმ	2,0 მმ	5 მმ	10 მმ	20 მმ	30 მმ
თბილისი ბათუმი	88 152	73 140	56 123	31 94	15 74	4 41	2 24

თ ო ვ ლ ი ს ს ა ბ უ რ ვ ე ლ ი მარტო მნიშვნელოვანი კლიმატური ფაქტორი როდია, მისი შესწავლით დიდადაა დაინტერესებული სახალხო მეურნეობის სხვადასხვა დარგები, განსაკუთრებით კი სოფლის მეურნეობა.

უპირველეს ყოვლისა თოვლის საბურველის სიმაღლეს ახასიათებენ დეკადების მიხედვით. თუ სადგურს გააჩნია ხანმოკლე დაკვირვება, მას, თხევადი ნალექების მსგავსად, მიიყვანენ ხანგრძლივ დაკვირვებაზე იზომერების მეთოდით.

ამ შემთხვევაში ხანგრძლივი დაკვირვების მქონე სადგურებისათვის ყოველი დეკადის თოვლის სიმაღლეს გამოხატავენ %-ბით მ ა ქ ს ი მ ა ლ უ რ ი ს ი მ ა ღ ლ ი დ ა ნ. თუ მისაყვანი სადგურის თოვლის მაქსიმალური სიმაღლე გრაფიკულად მიყვანილია მეზობელი პუნქტის მრავალწლიურზე, თითოეული დეკადის თოვლის სიმაღლეც ადვილი გამოსათვლელია.

გარდა თოვლის საბურველის სიმაღლისა, საჭიროა ვიცოდეთ თოვლის გ ა ჩ ე ნ ი ს ა დ ა ა ღ ე ბ ი ს ს ა შ უ ა ლ ო თ ა რ ი ღ ე ბ ი. თოვლიან დღედ ითვლება ისეთი დღე, როცა სადგურის მიდამოების არანაკლებ 50%-სა თოვლის საბურველითაა დაფარული. საშუალო თარიღებს გამოითვლიან ცალკეული წლების თარიღების მეშვეობით, ხოლო ამის შემდეგ განსაზღვრავენ დღეთა რიცხვს თოვლის საბურველით.

ცალკე გამოითვლიან მ დ გ რ ა დ ი თ ო ვ ლ ი ს ს ა ბ უ რ ვ ე ლ ი ს გ ა ჩ ე ნ ი ს ა დ ა ა ღ ე ბ ი ს თ ა რ ი ღ ე ბ ს. თოვლის მდგრადია, როცა დევს განუწყვეტლივ მთელი ზამთრის განმავლობა-

ში ან არაუმეტეს სამი დღისა, იგი თვის განმავლობაში წყვეტას განიცდის.

თოვლის საბურველის გაჩენისა და აღების თარიღების ხანმოკლე დაკვირვებები შეიძლება სხვაობის მეთოდით მივიყვანოთ მრავალწლიურზე.

საინტერესოა აგრეთვე ვიცოდეთ სამარხილო გზის გაჩენისა და დამთავრების თარიღები. სამარხილოა გზა, როცა თოვლის საბურველის სიმაღლე 10 სმ-ს მიაღწევს.

თოვლში წყლის მარაგის გამორკვევისათვის საჭიროა ვიცოდეთ მისი სიმკვრივე. როგორც ცნობილია, სიმკვრივეზე დაკვირვება ძირითადად წონითი მეთოდით წარმოებს, ხოლო თოვლის წყლიანობას გამოითვლიან (52 ფორმულით:)

$$l = 10hd, \tag{52}$$

სადაც l თოვლის წყლიანობაა მმ-ბით. h — თოვლის საბურველის სიმაღლე სმ-ბით, d — თოვლის სიმკვრივე.

თოვლის სიმკვრივე წლიდან წლამდე მნიშვნელოვანი მდგრადობით ხასიათდება და ამიტომ შედარებით მცირე წლების დაკვირვებებიც კი საკმარისია მის დასახასიათებლად.

§ 6. ჰაერის ტენიანობა

ჰაერის ტენიანობას ახასიათებენ აბსოლუტური და შეფარდებითი ტენიანობით და ტენიანობის დეფიციტით.

ტენიანობის სამივე მაჩვენებლის კლიმატოლოგიური დამუშავება ტემპერატურის დამუშავებას ემსგავსება. მწკრივის ერთგვაროვნების დადგენას და მის ხანგრძლივ პერიოდზე მიყვანას სხვაობის მეთოდით ახორციელებენ.

ჰაერის ტენიანობა სხვა ელემენტებთან შედარებით წლიდან წლამდე ნაკლები რყევადობით გამოირჩევა, ამიტომ მდგრადი საშუალო თვიური სიდიდეების გამოსათვლელად 30—35 წლის მონაცემი სრულიად საკმარისია. სამვადიანი (7, 13 და 21 საათი) და ოთხვადიანი (1, 7, 13, 19 საათი) საშუალო დღეღამური ტენიანობის სიდიდეები მცირედ განსხვავდება 24 საათის დაკვირვებიდან მიღებული საშუალო სიდიდეებისაგან, ამიტომ ამ უკანასკნელზე მიყვანას არ აწარმოებენ. ტენიანობის სამივე სიდიდეს ჩვეულებრივ ამუშავებენ ცალკეული ვადების მიხედვით. ეს გარემოება საშუალებას გვაძლევს შევისწავლოთ ნიადაგისა და წყლის ზედაპირიდან აორთქლების პირობები და რაოდენობა, გვალვებისა და ცხელი და მშრალი ქარების ბუნება და სხვა.

აბსოლუტური ტენი სიმაღლით მნიშვნელოვან ცვლილებას განიცდის. მისი ტერიტორიული შესწავლისათვის ადგენენ რუკებს, სადაც დაიტანენ ზღვის დონეზე მიყვანილ სიდიდეებს. მიყვანა წარმოებს ა. კაშინსკის ფორმულით:

$$e_0 = e_H(1 + 0{,}0004\,H), \tag{53}$$

სადაც e_0 და e_H საშუალო დღეღამური აბსოლუტური ტენია (მმ-ში ან მბ-ში) ზღვის დონეზე და გარკვეულ სიმაღლეზე (H).

შეფარდებით ტენიანობას და ტენიანობის დეფიციტს ახასიათებენ ზღვის დონეზე მიუყვანლად. ვინაიდან შეფარდებითი ტენიანობა $\geqslant 80\%$-ზე დილისა და საღამოს საათებში ჩვეულებრივი მოვლენაა, ამიტომ დღეებს აღნიშნული სიდიდის ტენიანობით ახასიათებენ მხოლოდ 13 საათის მონაცემებით. დაბალი შეფარდებითი ტენიანობის დახასიათებას ახდენენ ისეთი დღეებისათვის, როცა ტენიანობა დაკვირვების რომელიმე ვადაში $\leqslant 30\%$-ზე.

§ 7. რადიაციული და სითბური ბალანსების კომპონენტთა გაანგარიშება

როგორც ცნობილია, რადიაციული ბალანსი გამოითვლება (2) ფორმულით:

$$B = (S' + i)(1 - \alpha) - E_{\text{ეფ}}.$$

აღნიშნულ ფორმულაში ძირითადი კომპონენტებია: მთლიანი რადიაცია ($Q = S' + i$), ალბედო (α) და ეფექტური გამოსხივება ($E_{\text{ეფ}}$). ვინაიდან აღნიშნულ კომპონენტებზე ინსტრუმენტული დაკვირვება ძალზე მცირერიცხოვან პუნქტებზე წარმოებს (საქართველოს ტერიტორიაზე დაკვირვება სულ 7 პუნქტზე ხდება), ამიტომ საჭირო გახდა მათი თეორიული წესით კლიმატოლოგიური გაანგარიშების მეთოდის შემუშავება. აღნიშნული საკითხი მაახლოებით დამუშავდა მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში მ. ბუდიკოს ხელმძღვანელობით.

მთლიან რადიაციას (Q) გამოითვლიან ფორმულით:

$$Q_n = Q_0[1 - (1 - K)n], \tag{54}$$

სადაც Q_0 მთლიანი რადიაციაა მოწმენდილი ცისათვის (შესაძლებელი რადიაცია), k — კოეფიციენტი, რომელიც გვიჩვენებს მთლიანი მოღრუბლულობის პირობებში რადიაციის რა ნაწილი აღწევს დედამიწამდე, n საშუალო საერთო მოღრუბლულობაა (მეასედებში გამოსახული). Q_0 და k მნიშვნელობები ყველა განედისათვის შედგე-

ნილ იქნა თ. ბერლიანდის მიერ; მათი მნიშვნელობები ზოგიერთი თვისა და 40—45° განედისათვის მოცემულია მე-80 და 81-ე ცხრილებში.

K სიდიდე განედის მატებით იზრდება, რადგან ღრუბლების ფენის სიმძლავრე პოლუსების მიმართულებით თანდათანობით მცირდება და ქვეფენილი ზედაპირის ალბედო მატულობს (თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის მომატებით).

ცხრილი 80

შესაძლებელი მთლიანი რადიაციის (Q_0) სიდიდეები
(კკალ-ში)

განედი \ თვე	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
40	9,0	11,4	16,7	20,0	23,5	23,7	23,9	21,3	16,8	13,4	9,5	8,1
45	6,9	9,6	15,2	19,3	23,1	23,6	23,6	20,5	15,6	11,7	7,7	6,0

ცხრილი 81

K კოეფიციენტის საშუალო წლიური სიდიდის ცვლილება განედის მიხედვით

განედი (გრად.)	0	10	20	30	40	45	50	60	70	75
K	0,35	0,34	0,33	0,32	0,33	0,34	0,36	0,40	0,50	0,55

მაგალითი: განვსაზღვროთ ქ. სოხუმისათვის სექტემბრის თვის Q; იგი მდებარეობს 43°, 01′ განედზე, ხოლო $n=0,47$; აღნიშნული განედისათვის $Q_0=16,1$ კკალ/სმ² თვეს, ხოლო $k=0,33$; სიდიდეები ჩავსვათ (54) ფორმულაში:

$$Q_n=16,1[1-(1-0,33)\cdot 0,47]=11,1 \text{ კკალ/სმ}^2 \text{ თვე.}$$

ინსტრუმენტული მრავალწლიური დაკვირვებით, აღნიშნულ თვეში Qn შეადგენს 10,9 კკალ-ს.

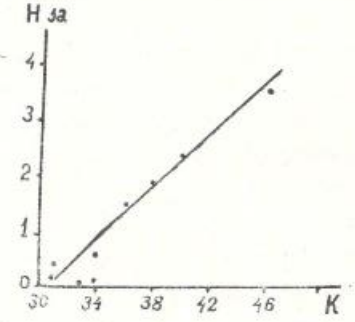
მაღალმთიანი პუნქტებისათვის (54) ფორმულა მნიშვნელოვან ცდომილებას (25—30%) იძლევა. ეს იმითაა გამოწვეული, რომ მთლიანი რადიაციის ინტენსივობა სიმაღლის მიხედვით მატულობს, რადგან იმავე მიმართულებით წყლის ორთქლისა და მტვრის ნაწილაკების რაოდენობა, ჰაერის სიმკვრივე და მზის სხივების გზა ატ-

მოსფეროში საგრძნობლად მცირდება. თუ მხედველობაში მივიღებთ იმ გარემოებას, რომ მზის რადიაცია წარმოადგენს სიმაღლის მიახლოებით ფუნქციას, (54) ფორმულაში შეიძლება შევიტანოთ შესწორება სიმაღლეზე:

$$Q_H=Q_0\left[1-(1-k)n\left(1-\frac{H}{10}\right)\right], \qquad (55)$$

სადაც H პუნქტის სიმაღლეა კილომეტრობით, ხოლო Q_0 — შესაძლებელი რადიაცია ზღვის დონეზე (ცხრ. 80).

რადიაციის მსგავსად K სიდიდეც სიმაღლის მიხედვით მატულობს; ისევე როგორც პირველ შემთხვევაში (K-ს განედური ცვლილება), აქაც ადგილი აქვს სიმაღლის მიხედვით ღრუბელთა ფენის სიმძლავრის შემცირებას, რის გამოც ეს ღრუბლები რადიაციის მეტ რაოდენობას ატარებს დედამიწამდე, ვიდრე დაბლობი ზონის ღრუბლები; ამ გარემოებას ემატება აგრეთვე სიმაღლის მიხედვით თოვლის საბურველის ხანგრძლივობის გადიდება და ალბედოს მომატება, რომელიც იწვევს თოვლის ზედაპირიდან და ღრუბლებიდან მრავალჯერ არეკვლას და მიღებული რადიაციის ინტენსივობის ზრდას. K კოეფიციენტის საშუალო წლიურ სიდიდეებსა და ადგილის სიმაღლეს შორის დამოკიდებულება კარგად ჩანს 31-ე ნახაზიდან, იგი გამოთვლილია ამიერკავკასიისა და დაღესტნის ზოგიერთი მაღალმთიანი პუნქტებისათვის. აღნიშნული დამოკიდებულება შეიძლება გამოვხატოთ საქართველოს პირობებისათვის ი. დირმჰირნის (მცირეოდენ სახეცვლილი) ფორმულით:



ნახ. 31. K კოეფიციენტისა და ადგილის სიმაღლეს შორის დამოკიდებულება

$$K_H=K_0+0,035\cdot H, \qquad (56)$$

სადაც K_0 არის K-ს მნიშვნელობა ზღვის დონეზე, H — პუნქტის სიმაღლე კილომეტრობით.

საქართველოს ტერიტორიისათვის K_0 საშუალოდ უდრის 0,33-ს.

მაგალითი: განვსაზღვროთ მაღალმთიანი ყაზბეგისათვის ივლისის თვის მთლიანი რადიაცია, თუ ცნობილია სიმაღლე — $H=$

$=3,7$ კმ, საერთო მოღრუბლულობა — $n=5,8$ და განედი — $\varphi=42°40'$.

გ ა დ ა წ უ ყ ვ ე ტ ა: 1. (56) ფორმულის დახმარებით განვსაზღვროთ:

$$K_H=0,33+0,035\cdot 3,7=0,46.$$

2. მოცემული განედისათვის შესაძლებელ რადიაციას ვგებულობთ მე-80 ცხრილიდან: $Q_0=23,7$ კკალ-იას.

3. მთლიანი რადიაციის გამოსათვლელად, ზემოაღნიშნული სიდიდეები ჩავსვათ (55) ფორმულაში:

$$Q_H=23,7[1-(1-0,46)\cdot 0,58(1-0,37)]=19,0 \text{ კკალ/სმ}^2 \text{ თვე.}$$

ინსტრუმენტული დაკვირვებითაც, აღნიშნულ თვეში მთლიანი რადიაცია 19,0 კკალ-იაა, ე. ი. გამოთვლილი სიდიდე ზუსტად ემთხვევა დაკვირვების მონაცემებს.

თუ ყაზბეგისათვის მთლიან რადიაციას განვსაზღვრავთ (54) ფორმულით, ყოველგვარი შესწორების გარეშე, ივლისის თვისათვის მივიღებთ 14,6 კკალ-იას, ე. ი. 4,4 კკალ-იით ნაკლებს.

(55) ფორმულით გამოთვლილი მთლიანი რადიაციის სიდიდეთა ცდომილება ცალკეული თვეებისათვის 5—10%-ის ფარგლებში მერყეობს, ხოლო წლიური ჯამის ცდომილება 1—6%-ს არ სცილდება. როგორც 32-ე ნახ-დან ჩანს, ამიერკავკასიის ტერიტორიაზე განლაგებულ აქტინომეტრიული პუნქტებისათვის (55) ფორმულით გამოთვლილი ($Q_{გამ.}$) და იხსტრუმენტული დაკვირვებით ($Q_{ინსტ.}$) მიღებული მთლიანი რადიაციის თვიურ სიდიდეებს შორის კარგი დამოკიდებულებაა.

რადიაციული ბალანსის მეორე კომპონენტი ალბედო (α) უნდა შეირჩეს 82-ე ცხრილიდან.

ცხრილი 82

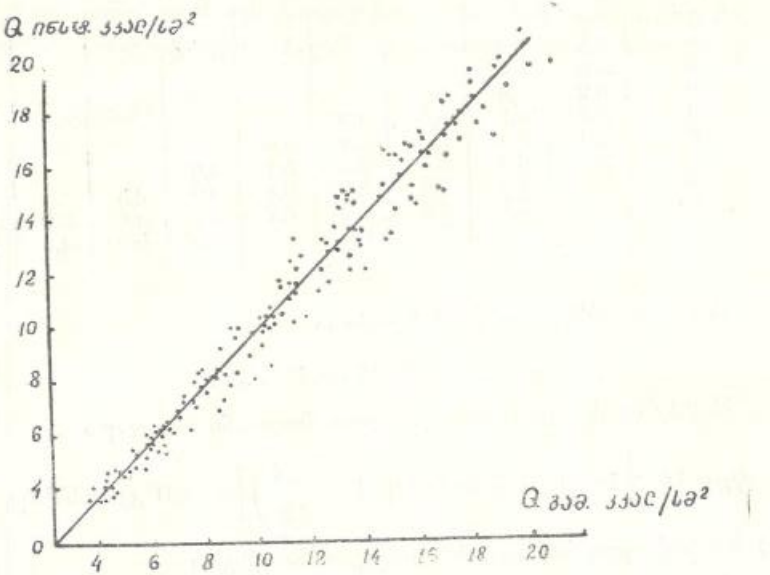
ალბედოს მნიშვნელობები ზოგიერთი ზედაპირისათვის

ზედაპირის დასახელება	ალბედო
მდგრადი თოვლის საბურველი ზომიერი განედებისათვის	0,70
არამდგრადი თოვლის საბურველი	0,45
წიწვიანი ტყე	0,10—0,12
ფოთლოვანი ტყე	0,15—0,18
მწვანე ბალახი	0,23
გამომხმარი ბალახი	0,26
წყლის ზედაპირი ზომიერ განედებზე:	
ზამთარში	0,11—0,20
წლის დანარჩენ სეზონში	0,06—0,10

რაც შეეხება ეფექტურ გამოსხივებას, იგი შეიძლება მიახლოებით გამოვითვალოთ შემდეგი ფორმულიდან:

$$E_{ეფ.}=E^{\circ}_{ეფ.}(1-0,70n), \qquad (57)$$

სადაც $E^{\circ}_{ეფ.}$ ეფექტური გამოსხივებაა ულრუბლო ამინდში (შესაძლებელი გამოსხივება), n — საერთო მოღრუბლულობა მეასედებში.



ნახ. 32 გამოთვლილი ($Q_{გამ.}$) და ინსტრუმენტული დაკვირვებით ($Q_{ინსტ.}$) მიღებული მთლიანი რადიაციის სიდიდეებს შორის დამოკიდებულება

შესაძლებელ გამოსხივებას ($E_{ეფ.}$) განსაზღვრავენ ჰაერის ტემპერატურისა (t) და აბსოლუტური ტენიანობის (e მმ-ბით) მეშვეობით (ცხრ. 83).

(57) ფორმულით გამოთვლილი ეფექტური რადიაციის სიდიდეები კარგად ეთანხმება ინსტრუმენტული დაკვირვებით მიღებულ მნიშვნელობებს; ცალკეულ თვეებში კორელაციის კოეფიციენტი 0,90—0,98 შორის მერყეობს.

მ ა გ ა ლ ი თ ი: გამოვითვალოთ სექტემბრის თვის რადიაციული ბალანსი და მისი კომპონენტები თბილისისა და მაღალმთიანი ყაზბეგისათვის.

1. თბილისი; $\varphi=41°43'$, $H=404$მ$\simeq 0,4$კმ, $Q_0=16,4$ კკალ-იას (ცხრ. 80), $n=0,52$, $t=19,6°$, $e=10,6$ მმ, $E^{\circ}_{ეფ.}=5,1$ კკალ (ცხრ.83), ალბედო $\alpha=0,20$.

შესაძლებელი გამოსხივების ($E^{\circ}_{ეფ.}$) მნიშვნელობები (კკალ/სმ²)

t° \ l მმ.	1	2	4	6	8	10	12	16	18
—12	5,2								
—8	5,5	5,2							
—4	5,8	5,5							
—0	6,2	5,8	5,2						
4	6,6	6,1	5,5	4,9					
8	7,0	6,5	5,8	5,2	4,8				
12	7,4	6,9	6,1	5,6	5,1	4,6			
16	7,8	7,3	6,5	5,9	5,4	4,9	4,5		
20		7,7	6,9	6,2	5,7	5,2	4,8	3,9	3,6
24			7,3	6,6	6,0	5,5	5,0	4,2	3,8

ა) (56) ფორმულით განვსაზღვროთ

$$K_H = 0{,}33 + 0{,}035 \cdot 0{,}4 = 0{,}34,$$

ბ) (55) ფორმულით გამოვთვალოთ მთლიანი რადიაცია

$$Q_H = 16{,}4\left[1 - (1 - 0{,}34) \cdot 0{,}52\left(1 - \frac{0{,}4}{10}\right)\right] = 11{,}0 \text{ კკალ/სმ²თვე}$$

გ) შთანთქმული რადიაციის მნიშვნელობა იქნება:

$$Q_H(1-\alpha) = 11{,}0(1-0{,}20) = 8{,}8 \text{კკალ.}$$

დ) ეფექტური გამოსხივება

$$E_{ეფ.} = 5{,}1(1 - 0{,}7 \cdot 0{,}52) = 3{,}3 \text{კკალ.}$$

ე) რადიაციული ბალანსი

$$B = 8{,}8 - 3{,}3 = 5{,}5 \text{კკალ-იას.}$$

2. ყაზბეგი მ/მ:

$$\varphi = 42°40',\ H = 3657 \text{მ} \simeq 3{,}7 \text{კმ},\ Q_0 = 16{,}2 \text{კკალ.},\ n = 0{,}54,$$

$$t = 0{,}0°,\ e = 3{,}1 \text{მმ},\ E^{\circ}_{ეფ.} = 5{,}5 \text{კკალ და } \alpha = 0{,}50.$$

ა) $K_H = 0{,}33 + 0{,}035 \cdot 3{,}7 = 0{,}46$

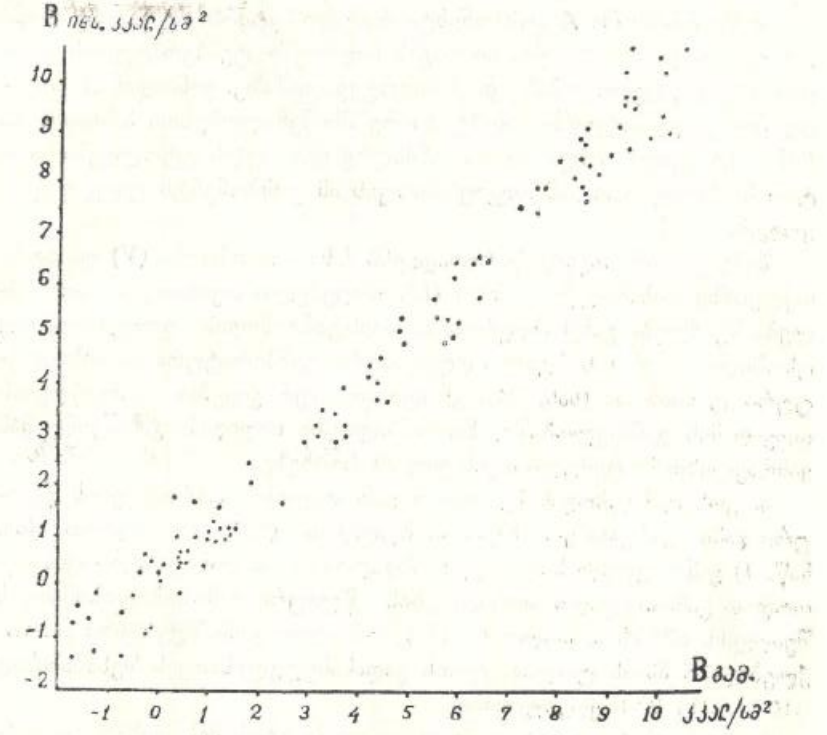
ბ) $Q_H = 16{,}2\left[1 - (1 - 0{,}46) \cdot 0{,}54\left(1 - \frac{3{,}7}{10}\right)\right] = 13{,}3$ კკალ.

გ) $Q_H(1-\alpha) = 13{,}3(1-0{,}50) = 6{,}7$ კკალ.

დ) $E_{ეფ.} = 5{,}5(1 - 0{,}70 \cdot 0{,}54) = 3{,}4$ კკალ.

ე) $B = 6{,}7 - 3{,}4 = 3{,}3$ კკალ/სმ²თვე.

რადიაციული ბალანსის კომპონენტთა თეორიულად გამოთვლილი სიდიდეები საკმაო სიზუსტით ეთანხმება ინსტრუმენტულ დაკვირვებათა მონაცემებს. ეს კარგად ჩანს 33-ე ნახ.-დან, სადაც მოცემულია რადიაციული ბალანსის თეორიულად გამოთვლილ



ნახ. 33. თეორიულად გამოთვლილი ($B_{გამ.}$) და ინსტრუმენტული დაკვირვებით მიღებული ($B_{ინსტ.}$) რადიაციული ბალანსის საშუალო თვიური სიდიდეებს შორის დამოკიდებულება

($B_{გამ.}$) და დაკვირვებით მიღებულ ($B_{ინსტ.}$) თვიურ სიდიდეებს შორის კორელაციური დამოკიდებულება. კორელაციის კოეფიციენტი 0,97-ს აღწევს.

როგორც ცნობილია, რადიაციული ბალანსი წარმოადგენს სითბური ბალანსის ერთ-ერთ კომპონენტს. ეს უკანასკნელი გამოითვლება (1) ფორმულით:

$$B+LV+P+A=O,$$

სადაც B რადიაციული ბალანსია, LV — აორთქლებაზე (**V**) დახარჯული სითბო (L), P — სითბოს ტურბულენტური გაცვლა ქვეფენილ ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის, A — სითბოს გაცვლა ნიადაგის ზედაპირსა და მის სიღრმეს შორის.

ამ ფორმულაში A კომპონენტი რთული გამოსათვლელია, რადგან იგი დაკავშირებულია ნიადაგის სიღრმეში ტემპერატურის თვიდან თვემდე ცვლილებაზე და სითბოტევადობაზე. ვინაიდან A სიდიდე ცალკეულ თვეებში ძალზე მცირე მნიშვნელობებით ხასიათდება (00,—0,4 კკალ), ხოლო წლის მანძილზე იგი ნულს უტოლდება, ამიტომ მიახლოებითი გამოთვლებისათვის ამ კომპონენტს უგულებელყოფენ.

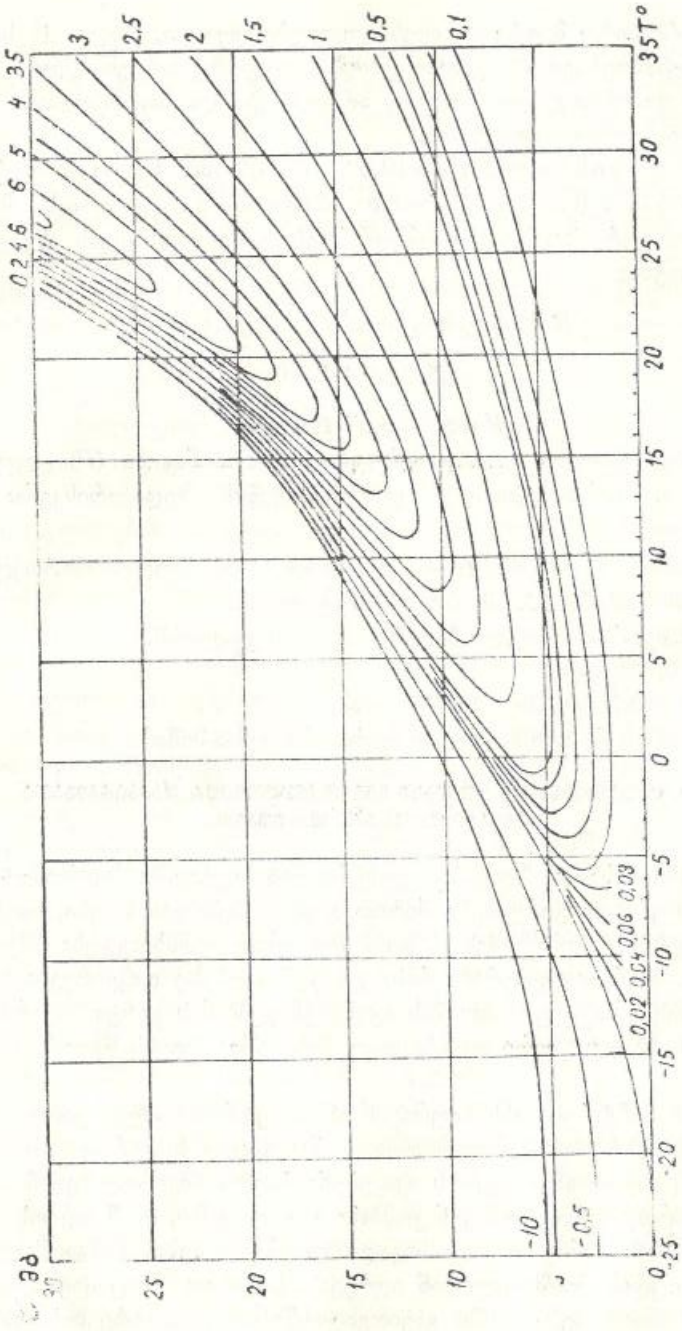
შემდეგ კომპონენტს წარმოადგენს LV: აორთქლება (**V**) და აორთქლებაზე დახარჯული სითბო (L). მოცემული თვისათვის აორთქლება შეიძლება განვსაზღვროთ ა. კონსტანტინოვის გრაფიკით, თუ ცნობილია ჰაერის საშუალო დღეღამური ტემპერატურა და აბსოლუტური ტენიანობა (ნახ. 34), გრაფიკით ჯერ ვიგებთ აორთქლებას დღე-ღამის განმავლობაში, ხოლო თვიური სიდიდის გასაგებად მას ვამრავლებთ მოცემული თვის დღეთა რიცხვზე.

ა. კონსტანტინოვის მეთოდით გამოთვლილი აორთქლების წლიური ჯამი კარგად ეთანხმება მ. ბუდიკოს (121) ფორმულით (იხ. ნაწ. I) გამოთვლილ სიდიდეებს. მაგალითად, ა. კონსტანტინოვის მეთოდით გამოთვლილი აორთქლების წლიური ჯამი თბილისისათვის შეადგენს 638 მმ-ს, ხოლო (121) ფორმულით განსაზღვრული აორთქლება 635 მმ-ის ტოლია. ჯვრის გადასასვლელისათვის შესაბამისად 310 და 311 მმ-ს ვღებულობთ.

აორთქლებაზე დახარჯული ფარული სითბოს მისაღებად აორთქლების რაოდენობას სანტიმეტრებში ამრავლებენ 0,6-ზე.

სითბური ბალანსის P კომპონენტი — სითბოს ტურბულენტური გაცვლა ქვეფენილ ზედაპირსა და ატმოსფეროს შორის, შეიძლება განვსაზღვროთ (1) ფორმულიდან როგორც ნარჩენი წევრი.

მ ა გ ა ლ ი თ ი: თბილისისა და მაღალმთიანი ყაზბეგისათვის გამოვითვალოთ სექტემბრის თვის სითბური ბალანსის კომპონენტები ერთი მათგანი—რადიაციული ბალანსი ჩვენთვის ცნობილია (თბილისისათვის $B_{IX}=5,5$, ხოლო ყაზბეგისათვის $B_{IX}=3,3$ კკალ იას). თუ A კომპო-



ნახ. 34. ნიადაგის და თოვლის ზედაპირიდან აორთქლების (მმ/დღე-ღამე) განსაზღვრა ჰაერის საშუალო თვიური ტემპერატურისა და აბსოლუტური ტენიანობის მეშვეობით

ნენტს, როგორც მცირე სიდიდეს, უგულებელვყოფთ, ხოლო P სიდიდეს განვსაზღვრავთ (1) განტოლებიდან, როგორც ნარჩენი წევრი, დაგვრჩება გამოსათვლელი მხოლოდ აორთქლება და აორთქლებაზე დახარჯული სითბოს რაოდენობა.

თბილისისათვის $t_{IX}=19,6°$, $e=14,2$ მმ, ხოლო აორთქლება $V=86$ მმ-ს (ნახ. 34); $LV=8,6$ სმ $\cdot 0,6=-5,2$ კკალ-იას. ამგვარად, სითბური ბალანსის კომპონენტები თბილისისათვის ასე წარმოგვიდგება:

$$B=5,5 \text{ კკალ.}, \qquad LV=-5,0 \text{ კკალ.}$$

$$5,5-5,0+P=0;$$

$$P=5,5-5,0=0,5 \text{ კკალ.}$$

ამ შემთხვევაში ტურბულენტური სითბოს ნაკადი (P) დადებითია, ე. ი. სითბო ატმოსფეროდან დედამიწის ზედაპირისკენაა მიმართული.

ყაზბეგ სათვის $t_{IX}=0,0°$, $e=4,1$ მმ, ხოლო აორთქლება $V=12$ მმ-ს; $LV=1,2$ სმ $\cdot 0,6=0,72$ კკალ-იას.
მაშასადამე, რადიაციული ბალანსი $B=3,3$ კკალ-იას,
$LV=-0,72$ კკალ,
ხოლო $P=3,3-0,72=2,58$ კკალ-იას.
აქაც სითბოს ნაკადი ჰაერიდან ზედაპირისკენაა მიმართული.

§ 8. ოკეანეებსა და ზღვებზე მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა კლიმატოლოგიური დამუშავება

ოკეანეებისა და ზღვების ვეებერთელა სივრცეში ჰიდრომეტეოროლოგიური დაკვირვებები ძირითადად გემებიდან ხდება, ამიტომ დაკვირვების ხელსაწყოებიც და მეთოდებიც განსხვავდება ხმელეთისაგან. ჰაერის ტემპერატურასა და ტენიანობაზე დაკვირვება ხდება ასმანის ფსიქომეტრით; მას აყენებენ გემბანის გარეთ, ქარპირა მხრიდან, სადაც ჰაერი თავისუფალ შეხებაშია ზღვის წყლის ზედაპირთან.

ქარის სიჩქარეს განსაზღვრავენ ანემომეტრის საშუალებით; დაკვირვებას აწარმოებენ შტურმანის სანავიგაციო ბოგირზე ქარპირა მხრიდან, სადაც ანემომეტრს იკავებენ მაღლა აშვერილ ხელში. ქარის მიმართულებას ზომავენ კომპასით. იმის გამო, რომ ჰაერის დინებები გემის კორპუსისა და სხვადასხვა ნაგებობების წინააღმდეგობით გახიცდის მნიშვნელოვან აღრევას, საჭიროა ვიცოდეთ გემის სიჩქარე, რათა შემდგომში გავითვალისწინოთ დაკვირვების დამუშავების დროს. მიუხედავად ამისა, ქარის სიჩქარის გაზომვაში ცდომილება 0,5—1,0 მ/წმ შორის მერყეობს. გემზე ატმოსფერული წნევა იზომება ბარომეტრ-ანეროიდით, რომელიც მოთავსებულია კაიუტაში. გემის ქანაობისა და ვიბრაციის შედეგად, აგრეთვე ტემპერატურების მნიშვნელოვანი ცვლილების გამო ანეროიდი მშვიდ მდგომარეობაში არ იმყოფება. ეს იწვევს ანეროიდის ხშირი შემოწმების აუცილებლობას (სამ თვეში ერთხელ).

წყლის ტემპერატურის გაზომვა ხდება გემბანიდან წყლის თერმომეტრის უშუალო ჩაშვებით წყალში; ან კიდევ, სპეციალური კასრის მეშვეობით ზღვიდან იღებენ წყალს და შემდეგ ზომავენ მის ტემპერატურას.

მეტეოროლოგიურ ელემენტებზე დაკვირვება წარმოებს სასართაო დროით. ეს გამოწვეულია იმით, რომ გემის მოძრაობის პროცესში განუწყვეტლივ იცვლება გეოგრაფიული გრძედი და, მაშასადამე, ცვლილებას განიცდის ადგილობრივი მზიური დროც. დაკვირვების ძირითადი ვადებია 24 და 12 საათი, ხოლო მათ შორის დაკვირვებები შეიძლება წარმოებდეს 2-დან 6 საათის ინტერვალში.

ზღვებზე ჰიდრომეტეოროლოგიური დაკვირვების თავისებურება ის არის, რომ არც ერთ წერტილზე დაკვირვება არ არის უწყვეტი და სისტემატური, იგი უმეტესად ეპიზოდურ ხასიათს ატარებს. აქედან გამომდინარე, დაკვირვების დამუშავებას ახდენენ წყლის სივრცეში ხელოვნურად გამოყოფილი რაიონების მიხედვით. მოცემულ რაიონში ჩატარებულ ყველა დაკვირვებას აერთიანებენ. ეს გამართლებულია ღია ზღვის კლიმატური პირობების თავისებურებით. აქ, როგორც ცნობილია, კლიმატური პირობები დროსა და სივრცეში უმნიშვნელო ცვლილებას განიცდის და ერთი რაიონიდან მეორეში გადასვლა არ ხდება კლიმატური ელემენტების ნახტომისებრივი ცვლილებით, როგორც ამას ადგილი აქვს ხმელეთის ზედაპირზე.

ვინაიდან კლიმატური პირობები ძირითადად იცვლება ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ და დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ, ამიტომ ზღვებისა და ოკეანეების აკვატორიის დაყოფას ახდენენ კვადრატებად (რაიონებად) მერიდიანებისა და პარალელების გაყოლებით. ზომიერი განედების ოკეანეებისათვის კვადრატების ფართს ღებულობენ 5° განედსა და 5° გრძედს (5×5-ზე) შორის; შიდა და განაპირა ზღვებისათვის —1×1°-თან ან 1×2°-თან; მაღალი განედებისათვის — 1×4°-თან ან 1×5°-თან და ა. შ. კვადრატების ნუმერაციის შემდეგ წარმოებს დაკვირვების მასალათა დახარისხება კვადრატების მიხედვით, ამისათვის საჭიროა ყოველი დაკვირვების მონაცემები დავიტანოთ განსაკუთრებულ სტანდარტულ ბარათზე.

წელი	თვე	რიცხვი	საათი	განედი	გრძედი	კვადრატი	რეისის №	წყევა
1 2	3 4	5 6	7 8 9	10 11 12	13 14 15 16	17 18	19 20	21 22 23 24
● 0	● 0	● 0	● 0 ●	0 0 0	0 0 0 0	0 0	● 0	0 ● ● 0
1 ●	1 1	1 1	1 1 1	1 1 1	● ● 1 1	● 1	1 1	● 1 1 1
2 2	2 2	2 2	2 2 2	2 2 ●	2 2 2 2	2 ●	2 2	2 2 2 ●
3 3	3 3	3 3	3 3 3	3 4 3	3 3 3 3	3 3	3 3	3 3 3 3
4 4	4 4	4 4	4 ● 4	4 4 4	4 4 4 4	4 4	4 ●	4 4 4 4
5 5	5 5	5 ●	5 5 5	5 ● 5	5 5 5 ●	5 5	5 5	5 5 5 5
6 6	6 6	6 6	6 6 6	6 6 6	6 6 6 6	6 6	6 6	6 6 6 6
7 7	7 7	7 7	7 7 7	● 7 7	7 7 ● 7	7 7	7 7	7 7 7 7
8 8	8 8	8 8	8 8 8	8 8 8	8 8 8 8	8 8	8 8	8 8 8 8
9 9	9 ●	9 9	9 9 9	9 9 9	9 9 9 9	9 9	9 9	9 9 9 9

შ ე ნ ი შ ვ ნ ა: პერფორაციულ ბარათზე მონაცემები დატანილია შემდეგი ხედი—75,2°, გრძედი—117,5°, კვადრატი—12, რეისი—4, ზე დაკვირვება არ არის, შეფარდებითი სინოტივე -56%, მბ. აღმოს), სიჭარე დაშიფრულია 6 ით (დაახლოებით 12 ფრულია 9-ით (ნისლი).

ვინაიდან ამ ბარათების დახარისხება და მათი შემდგომი დამუშავება დიდი შრომატევადი სამუშაოა, ამიტომ მათ დამუშავებას მექანიზირებული მეთოდით — გამომთვლელი — პერფორაციული მანქანებით აწარმოებენ. გამომთვლელმა მანქანამ რომ აღიქვას მეტეოდაკვირვების ციფრობრივი მონაცემები, ამისათვის სტანდარტული ბარათის სათანადო სვეტის ციფრებს ხვრეტენ იმ შესაბამისი რიცხვითი სიდიდეების მიხედვით, რომელიც დაკვირვებითაა მიღებული; ასეთ ბარათებს პერფორაციულს[1] უწოდებენ (ცხრ. 84). პერფორაციული ბარათები შეიძლება იყოს 45 და 80 სვეტიანი. პერფორბარათის ყოველი სვეტი თანმიმდევრულად ინომრება, ხოლო თითოეული სვეტის ერთი ციფრი (ყოველ სვეტში იგი 0-დან 9-მდეა) იხვრიტება. 84-ე ცხრილიდან ჩანს, რომ პერფორაციულ ბარათზე, გარდა მეტეოროლოგიური ელემენტებისა, მოცემულია დაკვირვების დრო, კვადრატი, რეისი და გემის კოორდინატი. როგორც აღვნიშნეთ, სპეციალური მანქანებით ბარათების დახარისხება ხდება კვადრატების

[1] პერფორაცია — ბარათზე რიცხვების დატანა ნახვრეტების სახით.

პერფორაციული ბარათი

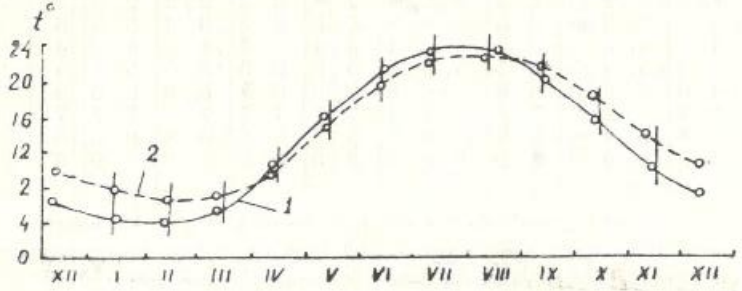
ტემპერატურა			სინოტივე		ქარი		მოღრუბლულობა		ხილვადობა	ატმოსფერული მოვლენები
ჰაერის		წყლის	შეფარდებითი	აბსოლუტური	მიმართულება	სიჩქარე	საერთო	ქვედა		
25 26 27		28 29 30	31 32	33 34 35	36 37	38 39	40 41	42 43	44	45
● 0 0		0 0 0	0 0	● 0 0	0 0	● 0	0 ●	0 ●	0	0
1 1 1		1 1 1	1 1	1 1 1	● 1	1 1	● 1	● 1	1	1
2 ● 2		2 2 2	2 2	2 2 ●	2 ●	2 2	2 2	2 2	2	2
3 3 3		3 3 3	3 3	3 3 3	3 3	3 3	3 3	3 3	3	3
4 4 4		4 4 4	4 4	4 4 4	4 4	4 4	4 4	4 4	4	4
5 5 5		5 5 5	5 5	5 5 5	5 5	5 5	5 5	5 5	5	5
6 6 6		6 6 6	6 ●	6 6 6	6 6	6 ●	6 6	6 6	6	6
7 7 7		7 7 7	7 7	7 7 7	7 7	7 7	7 7	7 7	7	7
8 8 ●		8 8 8	8 8	8 8 8	8 8	8 8	8 8	8 8	8	●
9 9 9		9 9 9	● 9	9 9 9	9 9	9 9	9 9	9 9	9	9

თანმიმდევრობით: წელი—1901, თვე—სექტემბერი (09). რიცხვი—5, საათი—4. განედი—1002 მბ., ჰაერის ტემპერატურა—2,8°, წყლის ტემპერატურასა და ხილვადობა-აბსოლუტური ტენიანობა—7,2 მბ, ქარის მიმართულება დაშიფრულია 12-ით (სა-მ/წმ), მოღრუბლულობა საერთო და ქვედა—10/10, ატმოსფერული მოვლენა დაშიმიხედვით, ხოლო ამის შემდეგ მათ ახარისხებენ თვეების (12-თვიანი ჯგუფი), წლების, რიცხვებისა და დაკვირვებათა ვადების მიხედვით.

ზღვებსა და ოკეანეებზე მეტეოროლოგიური დაკვირვების ძირითადი მიზანია კლიმატური ელემენტების წლიური მსვლელობის თავისებურებათა გამოვლენა კვადრატების მიხედვით. იგი მიიღება ტაბულიატორის მეშვეობით, რომელიც აჯამებს ყველა ელემენტის დაკვირვების რიცხვით მნიშვნელობებს, თვეების მიხედვით ჰყოფს შემთხვევათა რაოდენობაზე და გამოჰყავს საშუალო თვიური სიდიდეები. ამასთან ტაბულატორი იძლევა დაკვირვების საშუალო კოორდინატს, საშუალო კალენდარულ თარიღს მოცემული თვისათვის და ა. შ. საშუალო კალენდარული თარიღი გამოიყენება კლიმატური ელემენტების წლიური მსვლელობის მრუდის ასაგებად. ვინაიდან დაკვირვებათა რაოდენობა თვის განმავლობაში არათანაბრადაა განაწილებული (დაკვირვებები შეიძლება მეტი სიხშირით წარმოებდეს თვის დასაწყისში, ხოლო ნაკლები — თვის დასასრულს და, პირიქით), ამიტომ დაკვირვების საშუალო თარიღებიც შეიძლება არ დაემთხვეს მოცემული თვის შუა რიცხვს. 35-ე ნახ.-ზე მოგვყავს ვ. სამოილენკოს მიერ შავი ზღვის ჩრდილოეთ რაიონის ერთ-ერთი კვად-

რატისათვის ჰაერისა და წყლის ტემპერატურების წლიური მსვლელობის გრაფიკი.

გრაფიკი აგებულია საშუალო თარიღების მეშვეობით (პატარა წრეები), ხოლო მოცემული თვის ყოველი შუა რიცხვისათვის მრუდზე აითვლიან ელემენტის საშუალო თვიურ მნიშვნელობას (ვერტიკალური ხაზები). მოცემულ კვადრატში დაკვირვების ყველა წერტილისათვის განსაზღვრავენ საშუალო კოორდინატს (განსაზღვრულ წერტილს), რომელსაც მიაკუთვნებენ ელემენტთა საშუალო მნიშვნელობებს და მათი წლიური მსვლელობის მრუდსაც.



ნახ. 35. წყლისა (1) და ჰაერის (2) ტემპერატურის წლიური მსვლელობის გრაფიკი შავი ზღვის ერთ-ერთი კვადრატისათვის

მრავალრიცხოვანი დაკვირვების შედეგად მიღებული ამა თუ იმ ელემენტის საშუალო თვიურ სიდიდეებს ახასიათებს ნაზი წლიური მსვლელობა, სადაც მკვეთრი გადასვლები (ნახტომები) თვიდან თვემდე არ შეინიშნება (ნახ. 35); არასაკმარისი რაოდენობის დაკვირვებებით აგებული მრუდი კი შედარებით რყევადია და წლიური მსვლელობის გარკვეულ თანმიმდევრობას კარგავს; ასეთ შემთხვევაში ამ მრუდს ასწორებენ; მრუდის გასწორება ხდება წლის ამა თუ იმ თვის მრავალრიცხოვანი დაკვირვებიდან მიღებული ელემენტის საშუალო წერტილებზე თანმიმდევრულად გატარებული მრუდით, მრუდი თავის ბუნებრივ გაგრძელებას უნდა ღებულობდეს (ე. ი. გაბნეულ წერტილებს შორის გადიოდეს) იმ თვეებშიც, რომელთაც მცირე დაკვირვება გააჩნიათ. შესაძლებელია აგრეთვე წლიური მსვლელობის მრუდე შევადაროთ მეზობელი კვადრატების შესაბამის მრუდეებს, თუ ეს უკანასკნელი აგებულია საკმაო რაოდენობის დაკვირვებათა საფუძველზე.

ბევრი ელემენტისათვის (წყლისა და ჰაერის ტემპერატურა აბსოლუტური და შეფარდებითი ტენიანობა და სხვ.) 40—50 და მეტი

დაკვირვება თვეში (თუ ისინი ჩატარებულია სხვადასხვა წელს) სრულიად საკმარისია მდგრადი საშუალო სიდიდეების მისაღებად.

მსგავსად საშუალო კლიმატური მაჩვენებლებისა, ცალკეული კვადრატების მიხედვით გამოითვლიან სხვადასხვა მოვლენების (ნისლი, ნალექების ტიპები — წვიმა, ჟინჟღლი და სხვა, სხვადასხვა ფორმის ღრუბლები, მოწმენდილი და მოღრუბლული ცა, მზის ნათება და ა. შ.) განმეორებას პროცენტებში. ამ შემთხვევაში დაკვირვების რაოდენობა მოცემულ კვადრატში გაცილებით უნდა აღემატებოდეს (60—70 და მეტი დაკვირვება თვეში) დაკვირვებათა იმ რაოდენობას, საიდანაც მიღებულია საშუალო კლიმატური სიდიდეები. კვადრატების მიხედვით ადგენენ თითოეული მოვლენის წლიური მსვლელობის გრაფიკებს, საიდანაც ითვლიან მოცემული თვისათვის საშუალო განმეორებებს.

გემებიდან დაკვირვებების კლიმატოლოგიური დამუშავების საბოლოო ეტაპს წარმოადგენს კლიმატური რუკებისა და ატლასების შედგენა. კლიმატური ელემენტების კარტოგრაფირება მნიშვნელოვნად ამსუბუქებს მიღებული შედეგების დროსა და სივრცეში ანალიზის ჩატარებას.

ლიტერატურა

გაჩეჩილაძე ი. — კლიმატოლოგია, სახელმწიფო გამომცემლობა, თბილისი, 1934.

დემეტრაშვილი ა. — ფიონები დასავლეთ საქართველოში. გამომ. „საბჭოთა საქართველო", თბილისი, 1971.

ზემო სვანეთის თანამედროვე ყინვარები და ძველი გამყინვარების ნიშნები, ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ., გამ. „მეცნიერება", თბილისი, 1966.

ძელენჯერიძე კ. — ჯიქია ე. და შგელაძე ტ. — სასოფლო-სამეურნეო მეტეოროლოგია და კლიმატოლოგია. გამომ. „ცოდნა", თბილისი, 1959.

კორძახია მ. — საქართველოს ჰავა. საქართველოს მეც. აკად. გამომცემლობა, თბილისი, 1961.

კორძახია მ., ჯაფახიშვილი შ. — საქართველოს ჰავა. გამომ. „განათლება", თბილისი, 1971.

კორძახია მ. — შიდა ქართლის კლიმატი, თბილისი, 1949.

მარუაშვილი ლ. — საქართველოს ფიზიკური გეოგრაფია, თბილისი, 1964.

საქართველოს კლიმატურ და ჰიდროლოგიურ ელემენტთა შესწავლისათვის. ვახუშტის სახ. გეოგრ. ინსტ. გამომ. „მეცნიერება", თბილისი, 1966.

უკლება ნ. — ზოგადი ჰიდროლოგია, თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, თბილისი, 1967.

Алисов Б. П. — Климатические области зарубежных стран. Гос. изд. геогр. литерат., М., 1950.

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. — Курс климатологии, ч. I, и II, Гидрометиздат, Л., 1952 г.

Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М. — Курс климатологии, ч. III, Гидрометиздат, Л., 1954.

Алисов Б. П. — Климат СССР. Изд-во МГУ, 1956 г.

Алисов Б. П. — Климат СССР, Изд. «Высшая школа», М., 1969.

Алисов Б. П. и Палтараус Б. В. — Климатология, Изд-во, МГУ, 1962.

Атлас теплового баланса земного шара. Межведомственный геофизический комитет, М., 1963.

Берг Л. С. — Основы климатологии. Изд-во Наркомпроса РСФСР, Л., 1938.

Берг Л. С. — Климат и жизнь. Огиз, М., 1947.

Будыко М. И. — Климат и жизнь. Гидрометеоиздат, Л., 1971.

Будыко М. И., Дроздов О. А., Львович М. И. и др. — Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР, Гидрометеоиздат, Л., 1952.

Бурман Э. А. — Местные ветры, Гидрометеоиздат, Л., 1969.

Витвицкий Г. Н. — Климаты зарубежной Азии. Географгиз, М., 1960.

Воейков А. И. — Избранные сочинения. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1948.

Гаврилова М. К. — Радиационный климат арктики. Гидрометеоиздат, Л., 1963.

Герберт Риль — Тропическая метеорология. Изд-во Иностр. лит. М., 1963.

Гирс А. А. — Основы долгосрочных прогнозов погоды, Гидрометеоиздат, Л., 1960.

Гулисашвили В. З. — Альпийская граница древесной растительности на Кавказе в связи с почвенно-климатическими условиями. Изв. ВГО, т. 90, вып. 2, 1958.

Давитая Ф. Ф. — Климатические зоны винограда СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1938.

Давитая Ф. Ф. и Мельник Ю. С. — Радиационный нагрев деятельной поверхности и границы леса. Мет. и гидр., № 1, 1961.

Давитая Ф. Ф. и Трусов И. И. — Климатические ресурсы Кубы. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1966.

Жаков С. И. — Влияние арктики на климат СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1969.

Иванов Н. Н. — Ландшафтно-климатические зоны земного шара. Зап. геогр. общ. Изд. АН СССР, М.—Л., 1948 г.

Истошин Ю. В. — Океанология. Гидрометеоиздат, Л., 1969.

Кварацхелия И. Ф. — Аэрологические исследования в Закавказье. Гидрометеоиздат, Л., 1964.

Келлер Р. — Воды и водный баланс суши. Изд. «Прогресс», М., 1965.

Кеппен В. К. — Основы климатологии. Учпедгиз, М., 1938.

Климат Антарктики. Тр. комп. Антарк. эксп. АН СССР, Географгиз, М., 1959.

Климат и климатические ресурсы Грузии. Тр. ЗакНИГМИ, вып., 44 (50), Гидрометеоиздат, Л., 1971.

Климат большого города — Под ред. А. А. Дмитрева, Изд-во МГУ, 1965.

Кондратьев К. Я. — Лучистая энергия солнца. Гидрометеоиздат, Л., 1954.

Константинов А. Р. — Испарение в природе. Гидрометеоиздат, Л., 1968.

Костин С. И. и Покровская Т. В. — Климатология, Гидрометеоиздат, Л., 1953.

Костин С. И. — Основы метеорологии и климатологии. Гидрометеоиздат, Л., 1953.

Матякин Г. Н. — Лесные полезащитные полосы и микроклимат, Географгиз, М., 1952 г.

Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Гидрометеоиздат, Л., 1957.

Микроклимат СССР. Под ред. Гольцберг И. А. Гидрометеоиздат, Л., 1967.

Миланкович М. — Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. ГОНТИ, 1939.
Монин А. С. — Вращение Земли и климат. Гидрометиздат, Л., 1972.
Папинашвили К. И. — Атмосферные процессы в Закавказье и их связь макроциркуляционными процессами над Евразией. Гидрометиздат, Л., 1963.
Петелаборд П. — Муссоны, Изд. «Иностр. литерат.», М., 1963.
Перрен Ш., Де Бришамбо — Солнечное излучение и радиационный обмен в атмосфере. Изд. «Мир», М., 1966.
Погосян Х. П. — Циркуляция атмосферы. Гидрометеоиздат, Л., 1952.
Покровская Т. В. — Климат Ленинграда. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. — Современное изменение климата. Гидрометеоиздат, Л., 1966.
Раунер Ю. Л. — Тепловой баланс растительного покрова, Гидрометеоиздат, Л., 1972.
Русин Н. П. — Климат Антарктиды. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
Сапожникова С. А. — Микроклимат и местный климат, Гидрометеоиздат, Л., 1950.
Синицин В. М. — Введение в палеоклиматологию. Изд. «Наука», Л., 1967.
Современные проблемы климатологии. Сборник. Гидрометеоиздат, Л., 1966.
Соколовский Д. Л. — Речной сток. Гидрометеоиздат, Л., 1968.
Справочник по климату СССР, вып. 14, ч. I, II, III, IV и V, Гидрометеоиздат. Л., 1967-70 гг.
Сулаквелидзе Г. К., Бибилашвили Н. Ш. и Лапчева В. Ф.— Образование осадков и воздействие на градовые процессы. Гидрометеоиздат, Л., 1965.
Хргиан А. Х. — Физика атмосферы, Гидрометеоиздат, Л., 1969.
Хромов С. П. — Метеорология и климатология для географических факультетов, Гидрометеоиздат, Л., 1968.
Цуцкиридзе Я. А. — Радиационный и термический режимы территории Грузии. Тр. Зак. НИГМИ, вып. 23 (29), 1967.
Чанышева С. Г. — Местные ветры Средней Азии. Гидрометеоиздат. Л., 1966.
Чубуков Л. А. — Комплексная климатология. Изд. АН СССР, М.—Л., 1949.
Шварцбах М. — Климаты прошлого. Изд. «Иностранной литературы», М., 1955.
Шенли Х. — Изменение климата. Изд. «Иностр. литер.», М., 1958.
Шихлинский Э. М. — Тепловой баланс Азербайджанской ССР, Изд. «ЭЛМ», Баку, 1969.

შინაარსი

შესავალი 3

თავი I

ძირითადი კლიმატწარმომშობი პროცესები

§ 1. კლიმატის რადიაციული ფაქტორი 8
§ 2. კლიმატის ცირკულაციური ფაქტორი 16
§ 3. ოკეანეებისა და კონტინენტების გავლენა კლიმატზე . . . 23
§ 4. თოვლის საბურველისა და ყინულსაფარის გავლენა კლიმატზე . . 32

თავი II

რელიეფის გავლენა კლიმატზე

§ 1. ძირითადი კლიმატწარმომშობი ფაქტორები მთიანი ქვეყნის პირობებში 38
§ 2. რელიეფის გავლენა მზის რადიაციასა და ჰაერის ტემპერატურაზე . 40
§ 3. რელიეფის გავლენა ჰაერის ცირკულაციაზე. ადგილობრივი ცირკულაციის კლიმატური მნიშვნელობა 58
§ 4. რელიეფის გავლენა ჰაერის ტენიანობაზე, ნალექებსა და თოვლის საბურველზე 70

თავი III

მიკროკლიმატი და ადგილობრივი კლიმატი

§ 1. მიკროკლიმატოლოგიის საგანი და მეთოდი 104
§ 2. მიწისპირა ჰაერის ფენებისა და სხვადასხვა ლანდშაფტის მიკროკლიმატი 107

თავი IV

კლიმატთა კლასიფიკაცია. დედამიწის სფეროს კლიმატური ზონები

ა) კლიმატთა კლასიფიკაცია 124
§ 1. ა. ვოეიკოვისა და მ. ლვოვიჩის კლასიფიკაცია 125
§ 2. კოპენის კლასიფიკაცია 127
§ 3. ლ. ბერგის კლასიფიკაცია 129
§ 4. ი. ფიგუროვსკისა და მ. კორძახიის კლასიფიკაცია 130
§ 5. ბ. ალისოვის კლასიფიკაცია 139

ბ) დედამიწის სფეროს კლიმატური ზონები

§ 6. ეკვატორული ზონა 140
§ 7. ეკვატორული მუსონების ზონა (სუბეკვატორული) 142
§ 8. ტროპიკული ზონა 147
§ 9. სუბტროპიკული ზონის კლიმატური ტიპები 150
§ 10. ზომიერი განედების კლიმატი 153
§ 11. სუბპოლარული ზონა 160
§ 12. არქტიკისა და ანტარქტიკის კლიმატი 161

თავი V

საბჭოთა კავშირის კლიმატი

§ 1. კლიმატის ზოგადი მიმოხილვა 167

კლიმატური ოლქები

§ 2. არქტიკის კლიმატი 173
§ 3. საბჭოთა კავშირის ევროპული ტერიტორიის კლიმატი . . . 176
§ 4. ყირიმის კლიმატი 180
§ 5. ურალისა და დასავლეთ ციმბირის კლიმატი 182
§ 6. აღმოსავლეთ ციმბირის კლიმატი 185
§ 7. შორეული აღმოსავლეთის კლიმატი 186
§ 8. შუა აზიის კლიმატი 188
§ 9. კავკასიის კლიმატი 191

თავი VI

კლიმატის ცვლილება და რყევადობა

§ 1. წარსულის კლიმატის კვლევის მეთოდები 199
§ 2. თანამედროვე კლიმატის ცვლილება 204
§ 3. კლიმატის რყევის რითმულობა და 11-წლიანი მზის ციკლები . . 208
§ 4. ჰიპოთეზები, რომლებიც კლიმატის ცვლილების მიზეზებს ხსნის . . 210
§ 5. კლიმატის ხელოვნური გარდაქმნის ზოგიერთი საკითხი . . . 218

თავი VII

მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა კლიმატოლოგიური დამუშავების მეთოდები 222

§ 1. კლიმატოლოგიურ დამუშავებაში გამოყენებული მათემატიკური სტატისტიკის ზოგიერთი საკითხი 223
§ 2. მეტეოროლოგიური მწკრივის ერთგვაროვნების დადგენა . . 238
§ 3. მეტეოროლოგიური მწკრივის ერთ პერიოდზე ან მრავალწლიურ საშუალოზე მიყვანის ძირითადი ფორმულები 242
§ 4. ჰაერის ტემპერატურის დამუშავება 254
§ 5. ნალექების დამუშავება 260
§ 6. ჰაერის ტენიანობა 270
§ 7. რადიაციული და სითბური ბალანსების კომპონენტთა გაანგარიშება . 271
§ 8. ოკეანეებსა და ზღვებზე მეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა კლიმატოლოგიური დამუშავება 280

ლიტერატურა 286

რედაქტორები გ. სულაქველიძე,
შ. ჯავახიშვილი
გამომცემლობის რედაქტორი ლ. გამცემლიძე
ტექრედაქტორი ი. ხუციშვილი
კორექტორი დ. მანჯგალაძე

ხელმოწერილია დასაბეჭდად 25/XII-73
ქაღალდის ფორმატი 60×90/16
ნაბეჭდი თაბახი 18,25
საღრიცხვო-საგამომცემლო თაბახი 16,4

შეკვეთა 1280 უე 13702 ტირაჟი 1000

ფასი 85 კაპ.

თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა,
თბილისი 380028, ი. ჭავჭავაძის პროსპექტი, 14.
Издательство Тбилисского университета,
Тбилиси 380028, пр. И. Чавчавадзе, 14.

თბილისის უნივერსიტეტის სტამბა,
თბილისი 380028, ი. ჭავჭავაძის პროსპექტი, 1.
Типография Тбилисского университета,
Тбилиси 380028, пр. И. Чавчавадзе, 1.

Андрей Фомич Котария

ОБЩАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

Часть II

(на грузинском языке)

Издательство Тбилисского университета

Тбилиси 1973